К. К. МАРКОВ Г. И. ЛАЗУКОВ В. А. НИКОЛАЕВ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД



1965

Пока мы не будем иметь такой работы, которая даст нам возможность каждое из известных ныне явлений в геологии поверхностных образований (surface geology) отнести строго научно к ближайшей его физико-географической причине, — до тех пор все наши попытки решать вопросы о ледниковом периоде сохранят тот характер случайности и произвола, который они имеют до сих пор.

П. А. Кропоткин. «Исследования о ледниковом периоде».

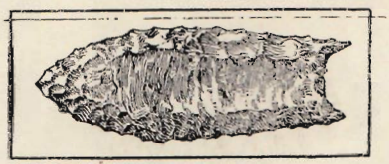
K. K. MARKOV, G. I. LAZUKOV, V. A. NIKOLAYV

THE QUATERNARY PERIOD

(GLACIAL PERIOD— ANTROPOGEN PERIOD)

Volume I

THE TERRITORY OF THE USSR



For the YII-th International Congress on the Quaternary (INQUA), to be held in the USA, 1965

PUBLISHED BY MOSCOW UNIVERSITY
1965

К. К. МАРКОВ, Г. И. ЛАЗУКОВ, В. А. НИКОЛАЕВ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

(ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД— АНТРОПОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД)

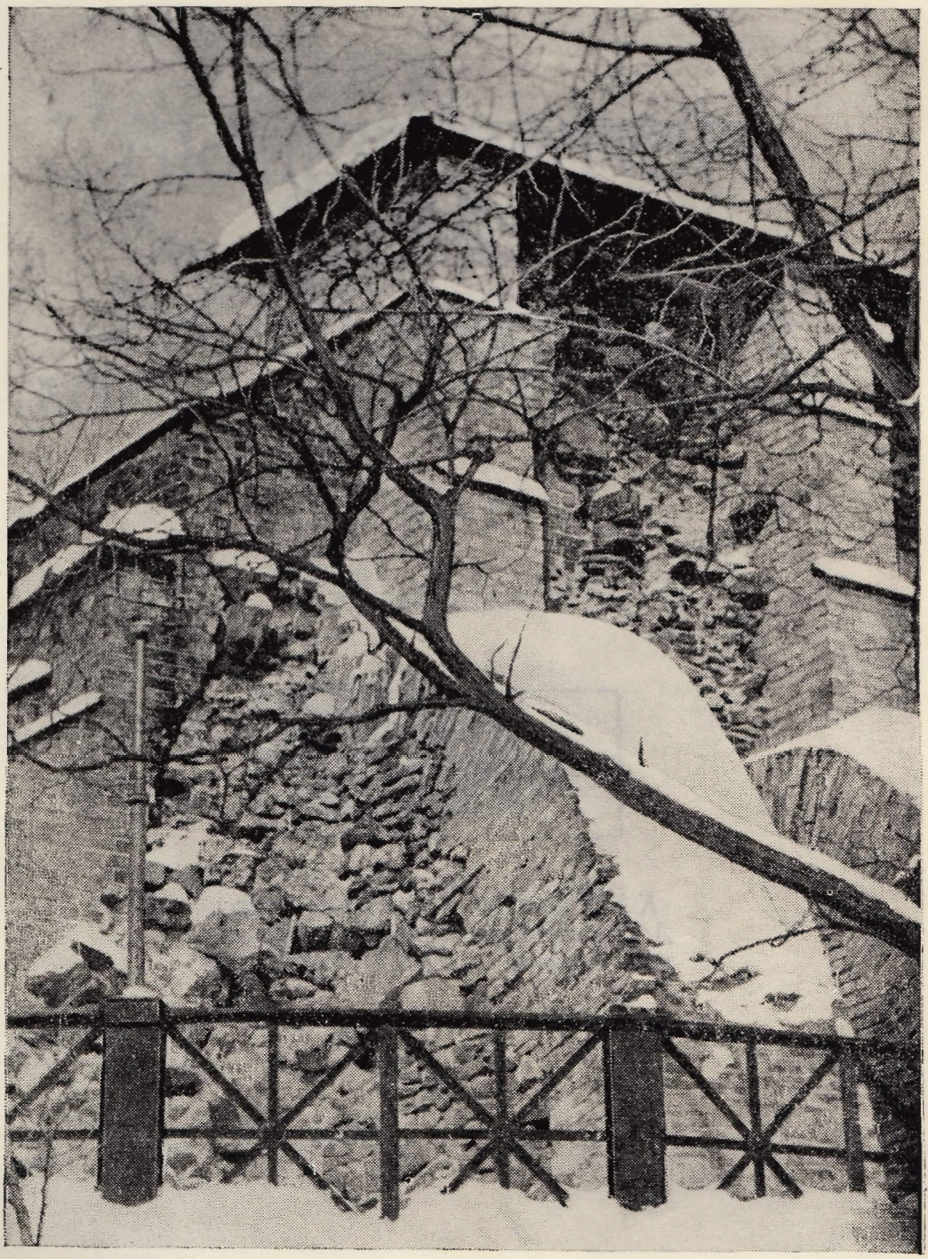
Том I

ТЕРРИТОРИЯ СССР



К VII Международному конгрессу Ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА). США, 1965

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1965



Золотые ворота в Киеве. Сооружены в 1037 г. из ледниковых эрратических валунов (фото А. М. Маринича)

УДК 551.79

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография о четвертичном периоде представляет собой характеристику географических условий (палеогеографию) четвертичного периода. После 25-летнего промежутка мы повторяем опыт монографии И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР». М.—Л., 1939. За это время были опубликованы в печати на русском языке из общих обзоров, посвященных четвертичному периоду, сводная работа К. И. Лукашева «Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена». Минск, 1959 и краткий обзор К. К. Маркова, М. П. Гричук и Г. И. Лазукова «Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде». Геофак, МГУ, 1961.

Ряд других работ посвящен отдельным, хотя и весьма крупным проблемам (В. И. Громов) или территориям (В. Н. Сакс, С. А. Яковлев и другие).

Таким образом, возникла потребность повторить и расширить монографию о четвертичном периоде территории СССР и поверхности Земли в целом. При этом в круг вопросов, рассмотренных настоящей монографией, включены история фауны и история человеческого общества, не вошедшие в монографию И. П. Герасимова и К. К. Маркова.

Монография, предлагаемая вниманию читателя, содержит характеристику территории СССР в четвертичном периоде. Она печатается двумя томами. За ними должен последовать еще один том. Он будет посвящен анализу главнейших событий четвертичного времени на всей поверхности Земли и общим теоретическим выводам. Авторы тома К. К. Марков и А. А. Величко.

Наименования — четвертичный период, ледниковый период и антропогеновый период — авторы считают синонимами.

В основу палеогеографического синтеза положены два главных принципа:

1. Изменения природы, обнаруживая повсеместно общие черты развития, имели всегда ярко выраженные местные особенности.

2. Палеогеографический синтез возможен лишь на основе данных по литологии, геоморфологии, палеонтологии, стратиграфии. Но палеогеографический синтез может вносить существенные коррективы в стратиграфические представления: подтвердить правильность одних или обнаружить ошибочность других.

Региональный принцип изложения в настоящей монографии является господствующим. Этот принцип необходим, например, при изложении палеоботанических данных, без чего невозможно обосновать стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Европейского ледникового щита. Но с другой стороны, при анализе данных археологии, палеофаунистики и истории больших транзитных рек необходимо сравнительное изложение фактов для всей территории Советского Союза. Поэтому изложение перечисленных проблем отнесено ко второму тому.

Разделение работы между авторами монографии было таково, что в первый том вошли главы, написанные К. К. Марковым и Г. И. Лазуковым, а во второй — главы, написанные всеми тремя авторами. Однако оба указанных тома следует рассматривать как единую работу.

В конце второго тома даются карты растительности на различные эпохи четвертичного периода и пояснительный текст к ним, составленные Т. Д. Боярской.

Каждая глава монографии сопровождается списком литературы, в котором указаны только работы, упомянутые или цитированные в тексте. Полная библиография по четвертичному периоду СССР за 1940—1960 гг. опубликована отдельным изданием: «Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене)», часть II, Библиография (1940—1960 гг.), вып. 1 и 2. Геофак, МГУ, 1962.

Работа над монографией была закончена в конце 1961 г., к VI Международному конгрессу Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (ИНКВА), состоявшемуся в Варшаве. Число ценных работ, опубликованных после 1961 г., чрезвычайно велико, но использовать их в нашей монографии мы, к сожалению, не имели возможности.

Эпиграфом к этой книге взяты слова П. А. Кропоткина. Мы стремились идти путем, указанным П. А. Кропоткиным: не только излагать факты, но находить их объяснение, т. е. ближайшие физико-географические причины. Конечно, мы не достигли идеала, указанного П. А. Кропоткиным, хотя, может быть, несколько приблизились к нему.

Авторы выражают глубокую благодарность редактору монографии В. Л. Кислову за большую работу, проделанную во время редактирования книги, и Р. М. Овчаренко за техническую подготовку рукописи к печати, а также всем товарищам по работе, оказавшим разнообразную помощь в написании этой монографии.

К. К. Марков, Г. И. Лазуков, В. А. Николаев

ВВЕДЕНИЕ

ТЕРМИНОЛОГИЯ

На обложке книги читатель видит не один, а три заголовка: четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период). История этих трех наименований одного периода такова.

Название «четвертичный период (система)» принято официально. Оно предложено А. Вернером еще в 70-х гг. XVIII в., а в 1829 г. Ж. Денуайе выделил отложения этого возраста в самостоятельную систему. А. Вернер выделял формации: первозданную, вторичную, третичную, четвертичную и вулканическую. Надо ли доказывать, что представления о геологической хронологии, а также понимание событий четвертичного времени за полтора столетия совершенно изменились.

Наименование новейшего геологического периода не отвечает вложенному в него смыслу и его следовало бы изменить. Но пока оно остается единственным названием, утвержденным Международным геологическим конгрессом 1888 г. в Болоньи. Такова основная причина предпочтения, оказанного авторами этого труда названию «четвертичный период».

Гораздо больше преимуществ у названия «ледниковый период». Площадь материковых льдов увеличилась во много раз по сравнению с третичным периодом. Льды покрывали 27% площади всех материков. Одно это обстоятельство достаточно для того, чтобы называть новейший этап геологической истории Земли «ледниковым периодом». Влияние льдов на природу в целом вызвано прежде всего большим альбедо поверхности льда и снега и значительной величиной скрытой теплоты таяния льда. Альбедо снежно-ледяной поверхности в 3—5 раз больше, чем у поверхности остальной суши и океана. Поэтому льды этого периода, распространяясь по материкам, превращались в механизм охлаждения земной поверхности. Не приходится удивляться тому, что многие ученые — Дж. Гейки [49], П. А. Кропоткин [22], Р. Ф. Флинт [48], П. Вольдштедт [51] предпочитают другим название «ледниковый период». Так же поступили в 1939 г. И. П. Герасимов и К. К. Марков, назвав свою книгу «Ледниковый период на территории СССР».

Появление человека долгое время не оказывало большого влияния на природу, но в отличие от образования ледниковых покровов было совершенно новым событием в истории Земли, ярчайшим примером неповторимости эволюции природы. Поэтому совершенно прав А. П. Павлов [34], предложивший в 1922 г. название «антропогеновый период (система)».

Выразим надежду, что в ближайшее время преимущество названий «ледниковый период», или «антропогеновый период», будет признано международными научными организациями. Тогда одно из них станет общеупотребительным.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД — ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД

РАЗВИТИЕ ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ

Будем называть ледниковой теорией систему представлений о древнем оледенении новейшего — четвертичного периода Земли. Основой для этих представлений служит концепция материкового оледенения суши.

Предыстория. Мы указали выше, как было велико значение материкового оледенения для развития всей природы земной поверхности. Разработка теории древнего материкового оледенения суши представляет собой одно из крупнейших завоеваний всей науки о четвертичном периоде.

В ограниченных пределах Альп теорию материкового оледенения предложили в 1841 г. Ж. Шарпантье и Ж. Агассис. Но в течение 30 лет она не могла «завоевать» равнины Европы и Северной Америки, пока не преодолела теории катастроф Ж. Кювье. Существенным звеном последней теории было представление о потопе, распространившемся на бо́льшую часть поверхности материков. Влияние гипотезы потопа проникло в многочисленные работы русских ученых XIX в., даже в ранние работы таких крупнейших, как В. В. Докучаев и А. А. Иностранцев [26].

В Западной Европе и Северной Америке начиная с 60-х гг. XIX в. теория материкового оледенения находит признание в работах Д. Дена, О. Тореля и Дж. Гейки [26]. Надо также заметить, что Ч. Лайель, признанный глава айсберговой (дрифтовой) гипотезы переноса и отложения моренных осадков, никогда не отрицал материкового оледенения. Он описывал, как материковые льды спускались в море, где они разламывались и порождали айсберги, что вполне соответствует современным наблюдениям (Антарктида, Гренландия), а во времена Ч. Лайеля подтвердилось наблюдениями Ч. Дарвина у берегов Огненной Земли [26].

Во всяком случае в первой половине XIX в. в Западной Европе очень много пишут о переносе моренного материала водами самого моря (гипотеза потопа Ж. Кювье) или айсбергами, плававшими по морю (гипотеза идейного противника Кювье—Ч. Лайеля) [26].

Немудрено, что в России В. М. Севергин предполагал, что валуны Валдайской возвышенности были принесены водами, по всей вероятности некогда покрывавшими эти страны, а Г. М. Стренгвейс прямо называл моренные отложения потопными образованиями [43, стр. 71, 89].

Теория материкового оледенения в России возникла очень рано. Начало ей положено профессорами Московского университета К. Ф. Рулье и Г. Е. Щуровским.

К. Ф. Рулье в 1852 г. писал: «Под конец третичной эпохи... северо-западные ледники, или глетчеры, постепенно подавались на юго-восток, бороздили и частью разрушали встречаемые ими на пути каменные породы, и относили их, смотря по относительной величине оторванных частей, ближе или далее от первоначального места образования. Таким образом, северо-восточная часть Германии и северо-западная Россия покрылись песками и глинами, остатками огненных пород Финляндии и Скандинавии, разрушенных движением вод (ледниковых потоков. — *К. М.*) и снегов» (рис. 1) [38, стр. 207—208].

Тремя годами позднее (1855 г.) следы материкового оледенения описал Г. Е. Щуровский. Заметим, что в статьях обоих ученых ни слова не говорится о потопе и морских льдах, разносивших валуны, а только о материковом оледенении. Но убедительнее всего свидетельствует о новых тогда взглядах карта европейского материкового ледникового покрова, которую Г. Е. Щуровский опубликовал в 1856 г. (рис. 2). Общие размеры ледникового покрова показаны довольно правильно, намечен донской язык, но днепровский язык не показан. По словам Г. Е. Щуровского, отложения ледникового покрова («эрратические явления») — материковые и нисколько не отличаются от тех, которые сопровождают современные ледники [46, стр. 370].

Вместе с К. Ф. Рулье и Г. Е. Щуровским создателем теории материкового оледенения является Ф. Б. Шмидт. К выводу о материковом характере древнего оледенения Русской равнины Ф. Б. Шмидт тоже пришел не сразу. В 1865 г. он еще объяснял ледниковые явления Эстонии комбинацией материковой ледниковой и айсберговой теории. Но вскоре Ф. Б. Шмидт стал окончательным сторонником материковой теории. В 1871 г. он писал, что Швеция была покрыта ледниковым покровом, как теперь Гренландия. «Ледник простирался безостановочно через Финляндию в Петербургскую и Эстляндскую губернии». Далее Ф. Б. Шмидт указывал, что ледниковым покровом отложена «одна большая основная морена, образовавшаяся вне моря» (подчеркнуто Шмидтом) [45, стр. 72]. Таким образом, Ф. Б. Шмидт с 1871 г. — сторонник материковой теории древнего оледенения, которой он продолжал придерживаться до конца своей жизни.

Наиболее крупный вклад в теорию древнего материкового оледенения в России сделал П. А. Кропоткин. Он исследовал древнеледниковые области Сибири, Финляндии и Швеции. В своей обобщающей работе «Исследования о ледниковом периоде» П. А. Кропоткин сосредоточил многочисленные факты в пользу теории материкового оледенения. Он сопоставил свои взгляды со взглядами западноевропейских ученых и, наконец, рассмотрел проблему древнего материкового оледенения с физической стороны. Весьма важно это последнее обстоятельство. П. А. Кропоткин считал, что для обоснования теории необходимы не только факты, но и умение объяснить их под углом зрения теории. Таковы требования науки. Представления о ледниковом периоде становятся строго научными только после географического анализа. Это совершенно правильное заключение, так как географический метод состоит в сочетании данных, полученных различными путями и для разнообразных территорий. Следовательно, он устраняет случайность и субъективность выводов, полученных односторонним путем. Одним словом, метод, предлагаемый П. А. Кропоткиным, — палеогеографический.

и признается, что желѣзо было извѣстно на полуостровѣ гораздо раньше.

Возвратимся къ маммонту. Хотя онъ чрезвычайно обыкновенен въ Россіи, однако не встрѣчается во всѣхъ ея губерніяхъ: его доселѣ не находили въ Закавказьѣ, также въ С.-Петербургской губерніи, и въ сѣверныхъ губерніяхъ выше Новогородской и Вологодской. Подъ конецъ третичной эпохи, когда климаты распались, сѣверозападъ Россіи и Скандинавіи былъ покрытъ снѣгами и льдомъ, дѣлавшими невозможною жизнь растеній и животныхъ. Отъ причинъ, которыхъ наука не могла доселѣ достаточно уяснить, сѣверозападные ледники, или глетчеры, постепенно подавались на юговостокъ, бороздили и частію разрушали встрѣчаемыя ими на пути каменныя породы, и относили ихъ, смотря по относительной величинѣ оторванныхъ частей, ближе или далѣе отъ первоначальнаго мѣста образованія. Такимъ образомъ сѣверовосточная часть Германіи и сѣверозападная Россіи покрылись песками и глинами, остатками огненныхъ породъ Финляндіи и Скандинавіи разрушенныхъ движеніемъ водъ и снѣговъ. Это достаточно доказывается какъ большими глыбами и гальками огненныхъ, кристаллическихъ породъ, отложенныхъ въ пески Сѣверной Россіи и употребляемыхъ на постройки и мостовыя, такъ и тожествомъ въ физическихъ признакахъ этихъ каменныхъ породъ съ породами Финляндіи и Скандинавіи; нахожденіемъ подъ Москвою замѣчательныхъ *Имятрійскихъ* камней, которые въ Европѣ, въ первоначальномъ мѣстѣ отложенія, извѣстны только въ Финляндіи, у Имятрійскаго водопада (Имэтра): наконецъ, тѣмъ, что какъ Скандинавскія и Финляндскія горныя породы, такъ и толщи

Рис. 1. Страница из книги К. Ф. Рульe «Жизнь животных по отношению к внешним условиям» (1852 г.)

П. А. Кропоткин в 1865 г. познакомился с древнеледниковыми явлениями на р. Иркут в Восточных Саянах. Затем в течение пяти лет он публиковал сведения о древнеледниковых явлениях Патомского и Витимского нагорий (1868—1873 гг.). В 1873 г. П. А. Кропоткин окончательно стал сторонником теории материкового оледенения, основываясь пока только на своих сибирских наблюдениях. В этом же году он

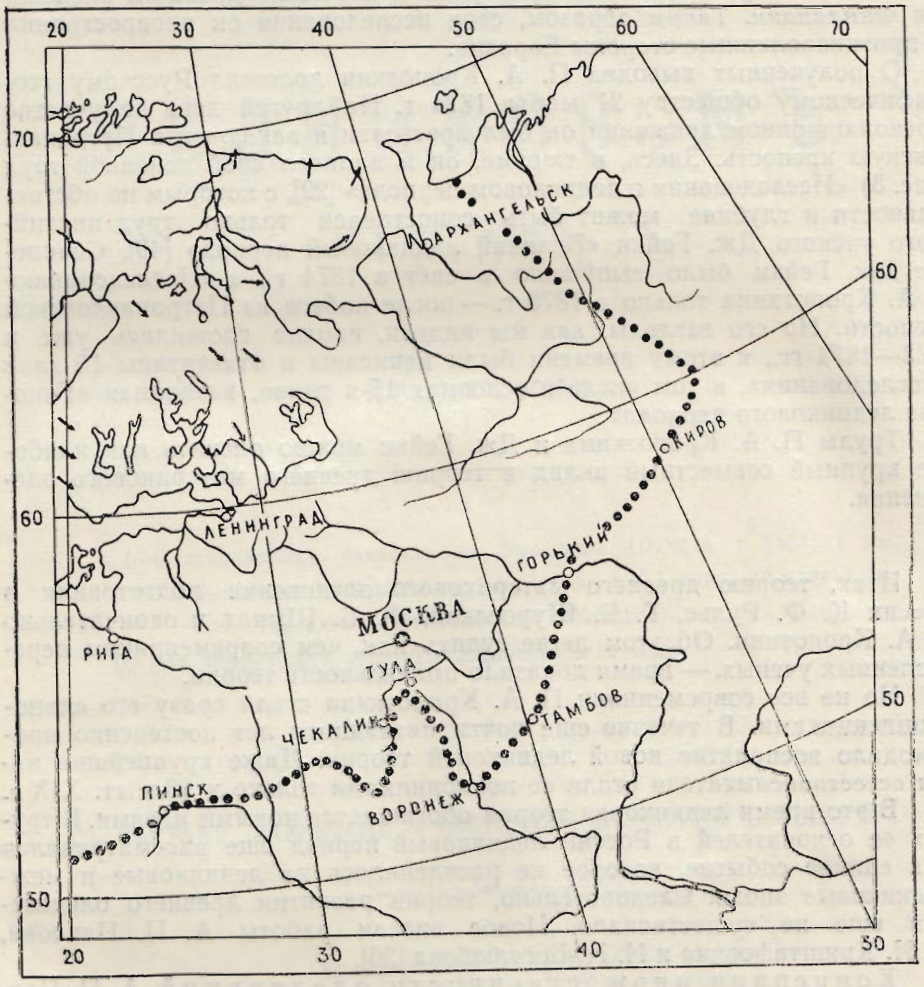


Рис. 2. Схема распространения материковых льдов на Русской равнине (по Г. Е. Щуровскому, 1856 г.)

опубликовал следующий вывод: «Факты, представляемые Олекминской горной страной, могут быть объяснены только при допущении ледников». Критикуя гипотезу плавающих льдин, П. А. Кропоткин писал: «Гораздо более вероятным кажется покрытие Витимского плоскогорья сплошным ледниковым покровом» [21, стр. 282, 289].

В отчете П. А. Кропоткина о восточносибирских исследованиях имеется и другая важная мысль. Признавая древнее оледенение Восточной Сибири доказанным, П. А. Кропоткин не преувеличивал в целом его размеров. Он достаточно разбирался в вопросах климатологии и показал, что континентальный климат Сибири был мало благоприятен

для развития ледников. Кропоткин думал, что увеличение размеров ледников в условиях Сибири можно объяснить увлажнением климата во время оледенения, после чего климат Сибири вновь стал более сухим. Подводя итог сибирским исследованиям, он стремился выразить реальные особенности территории — в данном случае Сибири.

В 1871 г., то есть за два года до опубликования своего сибирского отчета, П. А. Кропоткин уже приступил к изучению древнего оледенения Финляндии. Таким образом, свои исследования он распространил на противоположные стороны Евразии.

О полученных выводах П. А. Кропоткин доложил Русскому географическому обществу 21 марта 1874 г. На другой день за участие в революционном движении он был арестован и заключен в Петропавловскую крепость. Здесь, в тюрьме, он и написал свой основной труд (рис. 3) «Исследования о ледниковом периоде» [22], с которым по обстоятельности и глубине может быть сопоставлен только труд английского ученого Дж. Гейки «Великий ледниковый период» [49]. Сочинение Дж. Гейки было выпущено в свет в 1874 г., а «Исследования» П. А. Кропоткина только в 1876 г. — после побега из Петропавловской крепости. Но его взгляды, как мы видели, вполне сложились уже к 1873—1874 гг., к этому времени были написаны и отпечатаны 15 глав «Исследования», в том числе и основная 15-я глава, названная «Гипотеза ледникового периода».

Труды П. А. Кропоткина и Дж. Гейки можно оценить как наиболее крупный совместный вклад в теорию древнего материкового оледенения.

Итак, теорию древнего материкового оледенения подготовили в России К. Ф. Рулье, Г. Е. Щуровский, Ф. Б. Шмидт и окончательно П. А. Кропоткин. Об этом легче судить нам, чем современникам перечисленных ученых, — время доказало правильность теории.

Но не все современники П. А. Кропоткина стали сразу его единомышленниками. В течение еще почти пятнадцати лет постепенно происходило восприятие новой ледниковой теории. Даже крупнейшие наши естествоиспытатели стали ее поклонниками только к 90-м гг. XIX в.

В это время ледниковая теория обогащается новыми идеями. В трудах ее основателей в России ледниковый период еще рассматривался как единое событие, которое не расчленялось на ледниковые и межледниковые эпохи. Следовательно, теории развития древнего оледенения еще не существовало. Новое внесли работы А. П. Павлова, Н. И. Криштафовича и Н. Н. Боголюбова [26].

Концепция множественности оледенений. А. П. Павлов в 1888 г. выделил в Приалатырском крае (на р. Суре) в толще четвертичных отложений два горизонта морен. Он предположил, что этот район пережил две ледниковые эпохи. А. П. Павлов обратил внимание на следы древнего оледенения, выраженные в моренных образованиях, и ввел понятие о ледниковой формации.

В 1890 г. Н. И. Криштафович изучил обнажение четвертичных отложений у села Троицкого под Москвой, которое в 1843 г. открыл К. Ф. Рулье. Н. И. Криштафович установил наличие в этом обнажении двух горизонтов ледниковых отложений, разделенных межледниковыми. Относительно условий образования троицких межледниковых отложений он сделал совершенно правильный вывод: климат Центральной России был умереннее, чем современный, и, вероятно, влажнее. В 1897 г. Н. Н. Боголюбов открыл другое обнажение межледниковых отложе-

ИЗСЛѢДОВАНІЯ
О
ЛЕДНИКОВОМЪ
ПЕРІОДѢ.

П. КРОПОТКИНА.

I. О ледниковыхъ наносахъ въ Финляндіи (Отчетъ о поѣздкѣ въ Финляндію и Швецію, сдѣланной въ 1871 году, по порученію Имп. Русскаго Географическаго Общества).
II. Объ основаніяхъ гипотезы ледниковаго періода.

СЪ КАРТАМИ, РАЗРѢЗАМИ И РИСУНКАМИ ВЪ ОСОБОЙ БРОШЮРѢ.

Выпускъ первый.

С.-ПЕТЕРБУРГЪ.
Типографія М. Стасюлевича. Вас. Остр., 2 л., 7.
1876.

Рис. 3. Титул книги П. А. Кропоткина «Исследования о ледниковом периоде» (1876 г.)

ний — лихвинское на Оке около Лихвина. Оно стало широко известным и продолжает изучаться до настоящего времени. Таким образом, появилась основа концепции множественности оледенений или полигляциализма, ставшей традиционной концепцией отечественных исследователей истории древнего оледенения.

На этой очень ранней стадии изучения истории древнего оледенения Н. Н. Боголюбов ставит вопрос о необходимости создания в нашей стране собственных стратиграфических представлений. Он указывает на недопустимость заимствования готовых стратиграфических схем из других районов. Н. Н. Боголюбов писал, что даже если схема трех-четырех оледенений утвердится для Западной Европы, то из этого еще не следует, что эта схема верна для России. История возникновения идей о древних оледенениях в России и в Западной Европе показывает, что русские ученые могли бы держать свой самостоятельный курс.

Концепция местных особенностей развития природы. Таким образом, перед Н. Н. Боголюбовым возник вопрос, уже поставленный П. А. Кропоткиным, но для совершенно другого района: одинакова ли история древнего оледенения различных мест, всегда находившихся в неодинаковой природной обстановке? Этот вопрос возник и у И. Д. Черского, и у А. И. Воейкова.

Ледники взаимодействуют с климатом. Суждения о развитии ледников нашего крупнейшего климатолога А. И. Воейкова представляют выдающийся интерес. Его мнение лучше всего выражают его собственные слова: «Предполагая понижение температуры года и лета на 5°, размер, который Пенк и Брикнер признают достаточным для наибольшего известного развития ледников в Альпах, нельзя не придти к заключению, что на равнинах и нагорьях... Азии ледников все-таки при таких условиях не будет. Недавно найденные следы ледников, даже материковых ледниковых покровов на крайнем северо-востоке Сибири, еще не доказывают более низкой годовой температуры в то время; они вполне совместимы и с более высокой, лишь бы снега выпадало больше... При морском климате, очень небольшой разности температур (5—10°) достаточно, чтобы от полного отсутствия снежного покрова даже и зимой, перейти к громадным скоплениям снега в горах и ледникам на уровне моря... Напротив, при материковом климате нужны особенные географические условия для того, чтобы явились ледники» [9, стр. 64].

Итог. В третьей четверти прошлого столетия в нашей стране была самостоятельно разработана ледниковая теория, или, точнее, теория древнего материкового оледенения. А в конце XIX в. в этой теории обозначились два новых направления. Во-первых, началось изучение истории древнего оледенения и было указано на множественность ледниковых эпох; во-вторых, было отмечено, что в разнообразных условиях климата большой территории (в нашей стране) древнее оледенение развивалось различным образом в соответствии с указанными выше местными условиями. Излагая развитие ледниковой теории в России, остановимся на рубеже нашего столетия. К этому времени были высказаны главнейшие идеи, привлекавшие внимание и в последующие десятилетия.

В соответствующих главах книги еще придется, конечно, возвращаться к затронутым выше идеям. Но принцип решения вопросов, составляющих содержание ледниковой теории, будет дан только в заключительном томе монографии. Что касается «Введения», то его задача ограничивается изложением заслуг русских исследователей в развитии ледниковой теории. Эти заслуги столь значительны, что во второй поло-

вине прошлого века вместе с развитием ледниковой теории стало подниматься и все здание четвертичной геологии и палеогеографии нашей страны.

ПЛАНЕТАРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Площадь древнего оледенения. Успехи ледниковой теории в России и во всем мире позволяют заявить о планетарном значении древнего оледенения. Это положение конкретизируется в трех пунктах.

Древнее оледенение — наиболее изменчивый компонент природы земной поверхности в четвертичное время. Площадь льдов всей поверхности Земли (достигавших максимума развития не одновременно) составляла, по Р. Ф. Флинту [48], 45,2 млн. *км*², а с поправками И. А. Суетовой [1] [41] — 44 млн. *км*². Ориентировочные оценки максимального одновременного развития льдов на материках (ледниковые эпохи) — 40 млн. *км*², а единовременное минимальное распространение льдов выражается цифрой около 15 млн. *км*² (рис. 4). Мы не располагаем подсчетами изменений площади суши и океана в четвертичном периоде, но можно предполагать, без боязни совершить грубую ошибку, что эти изменения определяются меньшей величиной (10 млн. *км*²), как и изменения площади материковых льдов. Здесь имелись в виду ледники или наземные льды. Подземные льды встречаются на площади 18 млн. *км*², которая значительно увеличивалась.

Однако оценивая изменения площади материковых льдов, нельзя забывать и об изменении площади морских льдов. Климатообразующее влияние морских льдов огромно. Море, покрытое льдом, оказывает климатическое воздействие, приближающееся к воздействию материка, покрытого льдом. «Море, покрытое льдами, если рассматривать его как климатический фактор, не есть настоящее море», — писал В. Ю. Визе [8, стр. 17]. Площадь морских льдов, по-видимому, достигла в Северном полушарии 15 млн. *км*², в Южном полушарии — 10 млн. *км*², а всего около 25 млн. *км*². Морские льды весьма изменчивы. Возможно, что в межледниковые эпохи постоянных морских льдов не было на севере совсем. Таким образом, максимальные цифры древнего оледенения следующие:

льды материковые наземные	44 млн. *км*²,
льды материковые подземные на площади более	18 млн. *км*²,
льды морские	25 млн. *км*²
	Всего около 87 млн. *км*²

Исключим из дальнейшего рассмотрения вторую и третью группы. Подземные льды не оказывают прямого влияния на климат, а изменчивость морских льдов изучена мало.

Оценим воздействие льдов на остальную природу суши. Для этой цели воспользуемся данными В. Вундта [53, 54]. Светлая поверхность льда, покрытого снегом, отражает около 80% солнечной радиации, а темные поверхности — около 10%. В ледниковом периоде альбедо Земли повысилось вследствие увеличения снежно-ледяной поверхности. Если теперь среднее альбедо поверхности Земли (по Вундту) составляет 42%, то в ледниковом периоде оно увеличивалось на 4% и достигало 46%. Этого было достаточно, чтобы понизить температуру земной поверхности на число градусов, необходимое для объяснения холода

[1] Уточненная площадь древнего оледенения Евразии 12,5 млн. *км*², а не 13,6 млн. *км*².

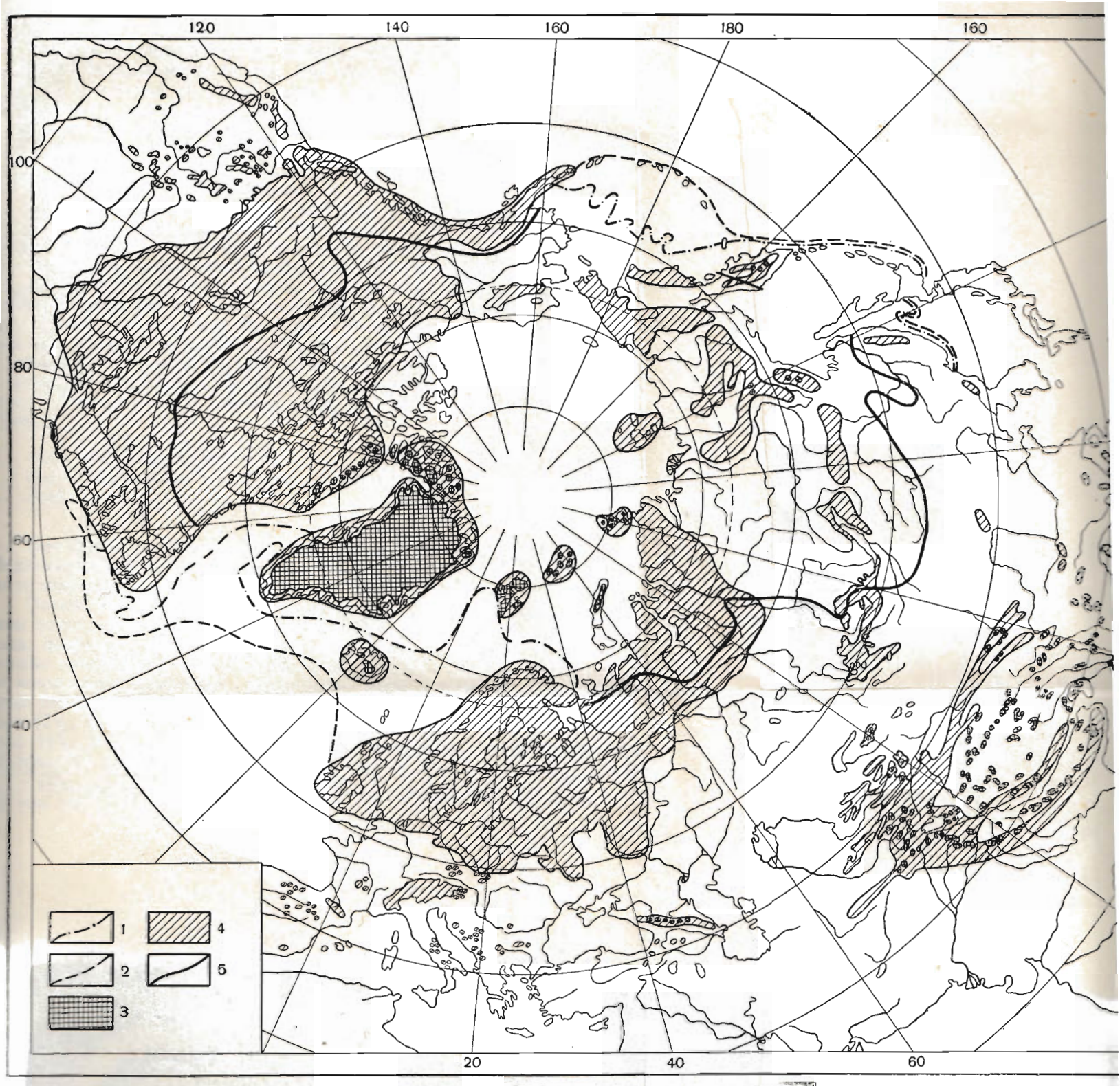


Рис. 4. Максимальное распространение льдов Северного полушария в четвертичном периоде. Материковые льды наземные и подземные и морские льды (по К. К. Маркову):

1 — современная граница морских льдов; *2* — древняя граница морских льдов; *3* — современные наземные материковые льды; *4* — древнее наземное максимальное оледенение; *5* — современная граница многолетней мерзлоты и подземного оледенения

ледникового периода. Вообще обширнейшие снежно-ледниковые поверхности должны были представлять в ледниковом периоде области устойчивого годового отрицательного радиационного, а может быть и отрицательного теплового баланса. Н. П. Русин [39] выяснил, что Антарктида до самого ее побережья имеет отрицательный радиационный и тепловой баланс. Исключением являются только оазисы скал. Но площадь оазисов ничтожна. Даже у Мирного только в течение двух летних месяцев снежно-ледяная поверхность имеет положительный радиационный баланс. Но и в районе Мирного годовой радиационный баланс отрицательный. При движении в глубь материка отрицательная величина радиационного баланса увеличивается от 2—3 *ккал/см²/мин* в Мирном до 7—8 *ккал/см²/мин* в Пионерской, всего в 400 *км* от побережья.

В этих данных много нового. Конечно, холода Антарктиды предполагались еще Дж. Куком. Но и позднее холода здесь казались необычными. Участник экспедиции Р. Скотта известный английский метеоролог Г. Симпсон называл в 1919 г. летние морозы околополюсного района «чудом». В. Мейнардус оценивал среднюю температуру года внутренних районов Антарктиды в —30°. Но теперь известно, что годовые температуры Южного полюса —50°, а Полюса относительной недоступности —57° (при абсолютном минимуме температуры —88,3°).

Таков современный Полюс холода Земли — Антарктида, занимающая площадь около 14 млн. *км²*. Но, как видно из приведенных выше цифр, наземные материковые льды Северного полушария занимали области в 30 млн. *км²*, сократившись с тех пор в 15 раз. Они располагались на обширных материках, охлаждавшихся сильнее, чем море, окружающее Антарктиду. Затем материковые покровы Северного полушария были спаяны морскими льдами Северного Полярного бассейна в единый массив, достигавший площади 50 млн. *км²*. Таким образом, снежно-ледниковая поверхность четвертичного периода представляла собой колоссальный механизм охлаждения поверхности Земли.

В сущности мощность этого механизма была еще больше, чем описано. Охлаждение зависело не только от альбедо поверхности снега и льда, но также от скрытой теплоты таяния снега и льда. Таяние поглощало огромные количества солнечного тепла, которые, однако, не нагревали поверхность снега и льда выше температуры таяния последних (около 0°).

Мировой Полюс холода современного и четвертичного периодов. Таким образом, в четвертичном периоде Мировой полюс холода должен был находиться в Северном полушарии. Главная область охлаждения Земли по размерам превышала современную Антарктиду в 2—3 раза.

Инверсию площадей современного и древнего, оледенения суши Северного и Южного полушарий можно выразить в процентах, приняв всю площадь оледенения поверхности за 100%.

Суша	Современное оледенение	Древнее оледенение
Северного полушария	15	75
Южного полушария	85	25

Ледяная поверхность, несомненно, характеризовалась отрицательным радиационным балансом, выраженным на больших пространствах. и бо́льшими величинами, чем в современной Антарктиде. В связи с ин-

версией областей охлаждения следует обратить внимание на то, что в настоящее время поверхность высокоширотных областей суши Северного полушария имеет всюду положительный радиационный баланс [6]. Положительный радиационный баланс (2,9 *ккал/см*^{2}) имеет, по-видимому, даже поверхность морских льдов центральных районов Полярного бассейна [47].

Для противопоставления современных условий Северного и Южного полушарий очень наглядны постоянные температуры верхних горизонтов земной коры (льда) наиболее холодных районов (по различным авторам).

Северное полушарие	Южное полушарие
Гренландия, Купол, «Ц» станция —33,3°	Антарктида, Восток —57°
Земля Элсмира, север — 20°	
Восточная Сибирь, Оймякон —15—23°	Антарктида, Южный полюс —50°
Гренландия, Земля Пири (82° с. ш.) — 15°	
Гренландия, Туле (76°33′ с. ш.) —11°	Антарктида, Мирный —8,7°
Лед полярного бассейна, центральный район —8,6°	

Южный Полюс холода в настоящее время значительно холоднее северных Полюсов холода. В ледниковом периоде, как мы видели, картина была обратная.

Развитие ледниковых покровов. Ледниковый покров создает область холода. Она выражена еще сильнее, чем можно было предполагать несколько десятков лет тому назад. Поэтому предположение К. Брукса о «цепной реакции» ледниковых покровов в свете новых данных нужно признать как нельзя более правильным. Напомним соображения К. Бруса: если температура на Северном полюсе опустилась на $^1/_3°$, то оледенение будет расширяться исключительно под влиянием собственного холода, ледник будет расти до размеров ледникового щита с радиусом в 25° по меридиану (то есть свыше 2500 *км*). Окончательное понижение температуры составит 25° [5].

Но годовые температуры Полюса холода Южного полушария ниже на 30—40° годовых температур Полюсов холода Северного полушария. Такова роль Антарктического ледникового щита. Вдумываясь в приведенные цифры, можно считать оценки К. Брукса даже преуменьшенными.

В последнее время много нового в теорию развития ледников внесли работы М. В. Тронова.

Влияние ледниковых покровов на внеледниковые области. Влияние ледниковых покровов в ледниковом периоде распространялось чрезвычайно широко, даже если учитывать только прямое влияние холода ледниковых покровов. В последнее время к этому вопросу привлечено очень много внимания. Возникло особое направление четвертичной геологии — перигляциальная морфология. Предполагают, что площадь суши, на которой встречаются признаки мерзлотных (перигляциальных) процессов, достигает 18 млн. *км*^{2}. Эти явления широко развиты на равнинах нашей страны за границами древнего оледенения, а в горах они известны и значительно ближе к экватору, например в Марокко и Южной Африке.

Таким образом, за границей распространения древних ледниковых образований находилась перигляциальная область, или область холода. В экваториальной, тропических и субтропических поясах Земли весьма

значительным было косвенное влияние древнего оледенения. Последнее вызвало изменение зонально-поясных границ. Наилучшим примером изменения границ географических поясов в ледниковом периоде было смещение в сторону экватора границ распространения полярного воздуха. Вследствие этого субтропические пояса обоих полушарий увлажнялись (плювиальные эпохи).

Влияние ледниковых покровов на природу земной поверхности низких широт, конечно, не исчерпывается приведенным примером. Эти влияния были многообразны. Они распространялись и на сушу и на океан и вызвали, например, усиление вертикальной циркуляции вод мирового океана в ледниковые эпохи.

К. Ф. Рулье, Г. Е. Щуровский, Ф. Б. Шмидт и П. А. Кропоткин вместе со своими зарубежными коллегами доказали правильность ледниковой теории и сделали фундаментальный вклад в изучение четвертичного периода. Этот вклад оказался еще более значительным, чем представляли себе 70—90 лет назад сами основатели ледниковой теории.

Древнее оледенение — это в значительной мере начальное и наиболее крупное звено всей цепи природных изменений четвертичного времени.

Принципиально не менее значительным, хотя и совсем другим по его содержанию, было второе основное событие четвертичного времени — появление человека.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД — АНТРОПОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Роль древнего оледенения в изменении природы новейшего геологического периода являлась, конечно, главной. Но материковые ледниковые покровы возникали на Земле и в более ранние периоды ее истории. Исключительным же явлением, свойственным только четвертичному периоду, было не материковое оледенение, а появление человека и человеческого общества. При этом становление человека, формирование его физического типа и последовательные этапы развития человеческого общества происходили и происходят в течение четвертичного периода.

Человеческое общество в настоящее время оказывает огромное влияние на природную среду, на характер и направление геологических процессов. По своей грандиозности воздействие человека на природу почти сравнимо с масштабами геологических процессов. Размеры этого воздействия увеличиваются с каждым днем. Огромное влияние человека на природу особенно характерно для нашего времени. Тем не менее оно имело место с самых ранних эпох палеолита.

Изучение остатков обитания человека, встречающихся в отложениях всего четвертичного периода, представляет огромную важность для решения большого круга вопросов, связанных с выяснением закономерностей развития человеческого общества или непосредственно касающихся изучения четвертичного периода. Среди них в первую очередь необходимо назвать определение геологического возраста отдельных эпох палеолита и использование его для стратиграфического расчленения четвертичных отложений. Не менее велико значение изучения остатков обитания ископаемого человека и для выяснения палеогеографии четвертичного периода.

Указанные вопросы являются одним из основных в общей проблеме четвертичного периода. В их решении одно из первых мест зани-

мают материалы по ископаемому человеку. При этом немаловажным обстоятельством здесь является то, что остатки обитания ископаемого человека известны на обширной территории, охватывающей значительную часть поверхности земного шара.

Таким образом, можно вполне определенно сказать, что изучение ископаемого человека — важная геологическая и палеогеографическая проблема, в решении которой заинтересованы специалисты многих отраслей естествознания (археологи, антропологи, географы, геологи и др.).

Принимая во внимание исключительное значение появления и развития человека и человеческого общества в течение новейшего периода, необходимо вполне определенно высказаться о целесообразности замены устаревшего наименования «четвертичный период» на «антропогеновый период». Это наименование, впервые предложенное А. П. Павловым [32], впоследствии многократно поддерживалось различными советскими учеными. Оно наиболее правильно отражает основную особенность четвертичного периода от всех других периодов.

Большое значение геологическому изучению палеолита придавал еще В. В. Докучаев, который считал, что «окончательное решение весьма многих вопросов в археологии каменного человека зависит от геологии и палеонтологии» [15, стр. 294]. Среди советских исследователей, занимавшихся геологией и палеогеографией палеолита СССР, необходимо отметить А. П. Павлова, Г. Ф. Мирчинка, В. И. Громова, А. И. Москвитина, М. Н. Грищенко, Г. И. Горецкого и др. Особенно много для изучения палеолита сделано В. И. Громовым. На основании анализа огромного материала по палеолиту СССР (геология, палеонтология, археология) им было обосновано важное стратиграфическое значение остатков обитания человека, определен геологический возраст различных эпох палеолита, намечены палеогеографические особенности времени обитания палеолитического человека [13]. Выводы В. И. Громова пользуются признанием среди широкого круга исследователей.

Со времени выхода монографии В. И. Громова [13] появилось большое количество новых материалов по палеолиту СССР. Важное значение имеют данные по многослойным стоянкам верхнего палеолита Костенковско-Боршевской группы [7, 23, 36, 37], позволившие А. Н. Рогачеву прийти к выводу о несоответствии схемы «ориньяк—солютре—мадлен» конкретному развитию материальной культуры верхнего палеолита. Важные открытия были сделаны при изучении палеолита Приднестровья [19, 44], нижнего палеолита Кавказа [25], долины Волги [12], а также во многих других районах. В связи с этим некоторые прежние выводы подвергаются пересмотру.

К настоящему времени на территории СССР известно около тысячи стоянок ископаемого человека, относящихся к различных эпохам палеолита и мезолита [1]. Они располагаются в различных природных зонах и в самых разнообразных геолого-геоморфологических условиях. Большинство стоянок находится во внеледниковой области, т. е. там, где определение возраста четвертичных отложений наиболее трудно, поскольку отсутствуют маркирующие горизонты ледниковых отложений. Наряду с остатками обитания человека на стоянках, как правило, имеются довольно многочисленные остатки фауны млекопитающих, иногда флоры, что в свою очередь является хорошим материалом для стратиграфии и палеогеографии.

Многие стоянки на территории СССР являются уникальными и имеют мировое значение для решения вопросов развития первобытного общества. Кроме богатых коллекций каменных орудий на многих стоян-

ках исследованы жилища, найдены предметы искусства, а в последние годы открыто несколько погребений палеолитического человека (Тешик-Таш, Костенковско-Боршевский район, Староселье).

Большое количество стоянок, относящихся к палеолиту, разнообразные геологические условия их залегания в различных природных районах страны дают полное основание для решения преобладающей части вопросов, связанных с палеолитом на материалах стоянок Советского Союза.

Однако, несмотря на огромную важность палеолита для изучения четвертичного периода, необходимо отметить неудовлетворительное состояние его геологической и палеогеографической изученности. Масштабы исследований по геологии и палеогеографии палеолита находятся в резком несоответствии с масштабами археологических исследований, что неоднократно отмечалось в резолюциях ряда совещаний по четвертичному периоду [35].

В настоящее время в изучении палеолита выделились несколько главных нерешенных и спорных вопросов: 1. Стратиграфическое значение палеолитических стоянок. 2. Геологический возраст различных эпох палеолита. 3. Палеогеографические условия времени обитания палеолитического человека.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК

Среди советских исследователей идет оживленная дискуссия о принципах периодизации и стратиграфии палеолита (главным образом верхнего). Еще совсем недавно считалось общепризнанным, что в течение верхнего палеолита имела место определенная последовательная смена техники обработки кремневых орудий, смена определенных типов орудий во времени. Эта последовательная смена орудий установлена еще в конце XIX в. Г. Мортилье и А. Брейлем на материалах палеолита Франции. Она принималась за основу определения относительной древности того или иного памятника. На основании типов кремневых орудий верхний палеолит был разделен на три эпохи: ориньяк, солютре и мадлен, сменяющие друг друга во времени. Однако раскопки многослойных стоянок показали, что ориньякские культурные слои находятся между слоями солютрейского типа (Костенки I), мадленский слой стоянки Костенки IV залегает ниже горизонта с орудиями солютрейского типа и т. д. Анализ имеющихся материалов по Костенковско-Боршевскому району с несомненностью свидетельствует о том, что в настоящее время кремневый инвентарь нельзя использовать для определения относительного возраста стоянок. Построения, сделанные только на основании археологических данных, не соответствуют реальным возрастным соотношениям между культурными слоями [2, 17, 23, 36].

Иные соотношения, резко отличающиеся от костенковских, отмечаются между культурными слоями в группе днестровских стоянок [19, 44]. Здесь, как отмечает А. П. Черныш, наблюдается последовательная смена ориньякских слоев солютрейскими, а солютрейских — мадленскими. Иными словами, в группе днестровских стоянок имеют место совершенно иные закономерности, чем в костенковских стоянках, в смене во времени типов кремневых орудий.

Значительные разногласия в определении относительного возраста стоянок по археологическим и геолого-геоморфологическим данным имеются и для района стоянок Средней Десны [7].

Накопленный за последние годы материал о памятниках верхнего

палеолита территории СССР дает основание для вывода о том, что сходные по технике обработки комплексы кремневых орудий могут оказаться разновременными и наоборот — различные в этом отношении слои могут являться одновременными или близкими по возрасту. Кроме того, можно говорить, что верхнепалеолитическая культура в пределах обширных территорий имела много своеобразных черт развития, много типов кремневого инвентаря. Смена этих типов во времени и в пространстве происходила не всегда одинаково на различных территориях. Это признается теперь и теми исследователями, которые еще недавно отстаивали иные взгляды, то есть последовательную смену техники обработки каменных орудий.

Многообразие типов кремневого инвентаря, различный характер смены их друг другом во времени на разных территориях и т. д. отображают прежде всего конкретно-историческую обстановку, сложные пути развития человеческого общества эпохи верхнего палеолита. П. П. Ефименко, рассматривая вопрос о множественности типов кремневого инвентаря в мустьерскую эпоху, писал: «Нельзя представить себе, чтобы на громадных пространствах Европы, среди разбросанных малообщающихся, замкнутых первобытных орд, при достаточно различных условиях природной обстановки, процесс трансформации средств производства, в частности, того, что мы называем кремневым инвентарем, мог идти в совершенно одинаковом темпе и совершенно тождественным образом» [16, стр. 221]. Это вполне правильное высказывание, конечно, еще в большей степени относится и к верхнему палеолиту. Можно дополнить, что не только на таких огромных территориях, как Европа, могло быть местное несоответствие в технике обработки кремня. Если учесть разобщенность орд палеолитического человека, то такое несоответствие могло быть и, конечно, было и на небольших территориях при заселении их различными группами людей, приходивших сюда в разное время из различных территорий и имевших свою специфику в обработке кремня. Даже в более поздние эпохи человеческое общество в силу причин природного и общественного характера развивалось неравномерно. К тому же надо принимать во внимание и то, что отдельные человеческие общества могли и не проходить отдельных этапов развития, пройденных другими обществами. Некоторые же ступени развития отдельными группировками людей верхнего палеолита проходились быстрее, чем другими.

Имеющиеся к настоящему времени многочисленные материалы отображают сложную картину особенностей верхнего палеолита. Однако этих материалов все еще не достаточно для того, чтобы дать стройную, близкую к действительной картину развития верхнепалеолитического человека. В связи с этим сейчас еще нельзя «уложить» в хронологической последовательности типы кремневого инвентаря, то есть еще нельзя определять относительный возраст стоянок по технике обработки кремневых орудий. Этим определяется, на наш взгляд, и невозможность использования в настоящее время культурных остатков отдельных эпох верхнего палеолита для стратиграфического расчленения и определения возраста четвертичных отложений. Подчеркиваем — в настоящее время, ибо в дальнейшем при выяснении конкретно-исторических путей развития человека верхнего палеолита и провинциальных различий в этом развитии они могут быть использованы для этих целей. В настоящее время относительный возраст верхнепалеолитических стоянок может определяться преимущественно геолого-геоморфологическими методами.

Что касается стоянок нижнего и среднего палеолита, для которых

характерна бо́льшая однообразность каменных орудий, то внутри них не выделяются мелкие подразделения (кроме шелля, ашеля и мустье). Они, безусловно, имеют стратиграфическое значение для крупных отрезков времени четвертичного периода.

Однако многими археологами кремневый материал до сих пор признается основным датирующим фактором. Так, П. И. Борисковский считает, что «археологические материалы служат в пределах позднего палеолита (как и в другие эпохи) основным критерием для датировки археологических памятников... Геологические наблюдения для археологов — вспомогательный критерий» [3, стр. 12].

А. Н. Рогачев говорит, что вопросы относительной древности памятников «никогда не будут выяснены, если мы по-прежнему будем держаться того мнения, что только чисто археологический материал является основной нитью, которая выведет нас из лабиринта спорных вопросов истории первобытной культуры» [37, стр. 402]. Путь к решению этих вопросов находится в выяснении геологической стратиграфии, конкретных памятников, а затем — в построении археологической стратиграфии.

Поступление новых материалов по особенностям материальной культуры палеолита и развернувшаяся вокруг них широкая дискуссия помогут скорейшему выявлению закономерностей развития кремневой индустрии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ РАЗЛИЧНЫХ ЭПОХ ПАЛЕОЛИТА

Определение геологического возраста различных эпох верхнего палеолита является главной проблемой, от решения которой зависит разработка многих вопросов как антрополого-археологического, так и геолого-геоморфологического характера. Однако по этому основному вопросу среди исследователей нет общепризнанной точки зрения. Имеющиеся разногласия являются весьма существенными. Так, зарубежными исследователями мустьерская эпоха относится к первой стадии валдайского оледенения, или оледенения висла. Верхний же палеолит соответствует последующим стадиям этого оледенения. До 40-х годов большинством советских исследователей весь верхний палеолит относился ко времени валдайского оледенения [29, 34]. Позже Г. Ф. Мирчинк [30] изменил свои представления о возрасте верхнего палеолита. Его начало он относил к днепровскому оледенению.

В Советском Союзе долгое время считалось, что возраст мустье соответствует времени от конца окско-днепровского межледниковья до максимума днепровского оледенения. В это время эпоха среднего палеолита сменяется верхним палеолитом, который продолжался до конца валдайского оледенения. Ориньякская эпоха согласно той же схеме соответствовала второй половине днепровского оледенения и началу днепровско-валдайского межледниковья, солютре — днепровско-валдайскому межледниковью, мадлен — валдайскому оледенению. Наиболее полно обоснование такого возраста этих эпох дано в монографии В. И. Громова [13], в основу которой были положены данные по стоянкам и фауне млекопитающих.

В отношении геологического возраста шелльской и ашельской эпох среди советских исследователей в настоящее время не существует сколько-нибудь существенных разногласий. Их геологическая датировка, предложенная В. И. Громовым, признается всеми.

В последние годы в связи с изучением новых палеолитических памятников стали появляться данные, которые заставляли пересматри-

вать геологическую датировку мустьерских и верхнепалеолитических стоянок. Так, на основании изучения геологии днестровских стоянок И. К. Иванова [19] пришла к выводу о том, что мустьерские слои здесь залегают в отложениях, которые моложе днепровского оледенения. А. А. Величко [7] относит мустьерские находки в бассейне Средней Десны ко времени днепровско-валдайского межледниковья. Верхнепалеолитические памятники отвечают времени валдайского оледенения. Л. Н. Вознячук [10] относит мустьерские стоянки Белоруссии к промежутку времени от днепровского оледенения до начала валдайского оледенения. В одной из своих последних работ В. И. Громов пересмотрел определения возраста некоторых мустьерских стоянок. Позднее мустье он относит теперь к концу днепровского оледенения и началу днепровско-(московско)-валдайского межледниковья [14].

Неясным остается и возраст более ранних стадий мустье. Так, возраст культурного слоя развитого мустье Волгоградской стоянки определяется от начала днепровского оледенения до мгинского (микулинского) межледниковья [11].

В связи с сомнением в возрасте верхней границы мустьерской эпохи остается неясным время начала верхнего палеолита. По В. И. Громову [13], оно относится к максимуму днепровского оледенения, по И. К. Ивановой [19] — к началу днепровско-валдайского межледниковья, по Л. Н. Вознячуку [10] — к средней поре валдайского оледенения, и т. д.

Значительно сложнее определение возраста отдельных эпох верхнего палеолита (ориньяк, солютре, мадлен). Объясняется это, с одной стороны, трудностью археологических датировок, о чем говорилось выше, а с другой — все еще слабой геологической изученностью и отсутствием надежных маркирующих горизонтов, которые позволяли бы производить сравнение далеко расположенных друг от друга стоянок.

Изложенное выше дает беглое представление о том, насколько неясен и спорен вопрос о геологическом возрасте отдельных эпох палеолита. Окончательное решение его требует длительных систематических исследований с анализом как археологических, так и геолого-геоморфологических материалов.

При этом необходимо всестороннее (геологическое и археологическое) изучение наиболее важных памятников и сопоставление условий залегания стоянок с особенностями геологического строения района в целом. Разнообразие геологических условий залегания палеолитических стоянок СССР и принадлежность их к различным эпохам палеолита дает все основания для успешного решения вопроса о геологическом возрасте различных эпох палеолита.

Наличие существенных разногласий в датировке эпох палеолита между советскими и зарубежными исследователями делает необходимым проведение совместных исследований наиболее важных памятников Западной Европы и СССР [11, 14].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВРЕМЕНИ ОБИТАНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЧЕЛОВЕКА

Это третья главная проблема изучения ископаемого человека. В ее решении также существует много неясного, хотя большинство палеолитических стоянок является благодарным материалом для палеогеографических реконструкций. В них наряду с каменными орудиями имеются остатки жилищ, животных, растений и т. п.

Различные представления о геологическом возрасте отдельных эпох палеолита естественно отражаются и на определении физико-географических условий обитания ископаемого человека. Чаще всего для восстановления природных условий времени обитания человека применялась фауна млекопитающих, остатки которой находят на стоянках. Палеоботанические и другие данные использовались для этих целей в значительно меньшей степени. В связи с этим растительность различных эпох палеолита известна значительно хуже, чем фауна.

Характеризуя природную обстановку в ориньяк — солютрейское время, П. П. Ефименко, писал: «...как рисс-вюрмское межледниковье, так особенно время последнего, вюрмского, оледенения было временем господства совершенно иного климатического режима, характеризующегося преобладанием в ландшафте края, может быть, тундры, главным же образом сухой холодной степи...» [18, стр. 422]. В. И. Громов говорит «о наличии... в эпоху верхнего палеолита вечной мерзлоты и суровых климатических условий» [13, стр. 469]. Такие заключения о природных условиях основаны главным образом на анализе «смешанного» комплекса фауны, в котором наряду со степными и лесными животными присутствуют животные, характерные ныне для тундры.

Выяснение природных условий, проведенное нами для эпохи верхнего палеолита Костенковско-Боршевского района, позволило прийти к существенно иным выводам [23]. В ориньяк — солютрейское время климатические условия были межледниковыми. В составе растительности в бассейне Дона были широколиственные породы: дуб, липа, вяз. Однако более подробно природные условия мы рассмотрим ниже, при характеристике палеолитических стоянок. Здесь же укажем лишь на важность выяснения природной среды палеолита для наиболее правильного познания особенностей развития человеческого общества и для выяснения палеогеографии четвертичного периода вообще.

Изложенное выше показывает, что изучение палеолита является не только антрополого-археологической проблемой. Изучение палеолита затрагивает также многие вопросы четвертичной геологии и палеогеографии. В настоящее время многие важные аспекты этой проблемы являются дискуссионными.

Успешное решение ее возможно только при совместных усилиях представителей общественных и естественных наук с учетом многообразия местных особенностей процесса развития человеческого общества, с учетом местных особенностей природы.

ИСТОРИЯ ПРИРОДЫ ЕВРАЗИИ ПЕРЕД НАЧАЛОМ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

УВЕЛИЧЕНИЕ ПЛОЩАДИ И ВЫСОТЫ СУШИ

После окончания верхнемеловой морской трансгрессии начинается увеличение площади материка Евразии, которое происходит неравномерно и прерывается новыми морскими трансгрессиями. Однако амплитуда морских трансгрессий в течение палеогенового периода постепенно сокращается. Вероятнее всего, что площадь Евразии перед началом четвертичного периода еще превышала современную площадь.

Высокое положение Евразии к началу четвертичного периода хорошо видно на палеогеографической схеме плиоцена В. М. Синицына (рис. 5). Площадь Полярного бассейна была меньше современной, что особенно важно в палеогеографическом отношении. «В развитии Земли, в частности Азии, четвертичный период составляет вместе с неогеном геократическую фазу. В течение этого периода все платформы стояли высоко и являлись сушей. Вместе с ними сушей являлись области палеозойской и мезозойской складчатости, а также ряд участков в альпийских геосинклиналях» [40, стр. 213]. Во всяком случае об этом свидетельствуют большая глубина многих долин Русской равнины по сравнению с их современной глубиной; преобладание молодых опусканий над поднятиями поверхности в области Тихоокеанской дальневосточной геосинклинали [31]; восстановление соединения Черного и Средиземного морей уже в четвертичном периоде. Вместе с ростом материка увеличилась его средняя высота и контрастность рельефа поверхности суши. Увеличение высоты поверхности Евразии происходило наиболее интенсивно в неогене; поднятие началось в олигоцене или в миоцене. Карта новейшей тектоники, составленная для территории СССР Н. И. Николаевым и С. С. Шульцем, свидетельствует о вышесказанном. За исключением Тихоокеанской геосинклинали, где преобладали опускания, поверхность нашей страны испытывала поднятие. Опускавшиеся участки меньше по площади и по амплитуде вертикальных движений, чем поднимавшиеся площади. Высота гор возросла на величину до 6000 *м*. Величина опусканий поверхности достигала 5000 *м*, но на ограниченной площади современной суши. Высота всей поверхности суши, возможно, возросла на 500 *м* [51].

Все указанное проливает свет и на палеогеоморфологию. Рельеф в общем развивается в том же направлении, что и в течение всего но-

вейшего тектонического этапа. Современный рельеф Евразии, за исключением некоторых окраин, возможно, наиболее высокий за все время от начала новейшего тектонического этапа.

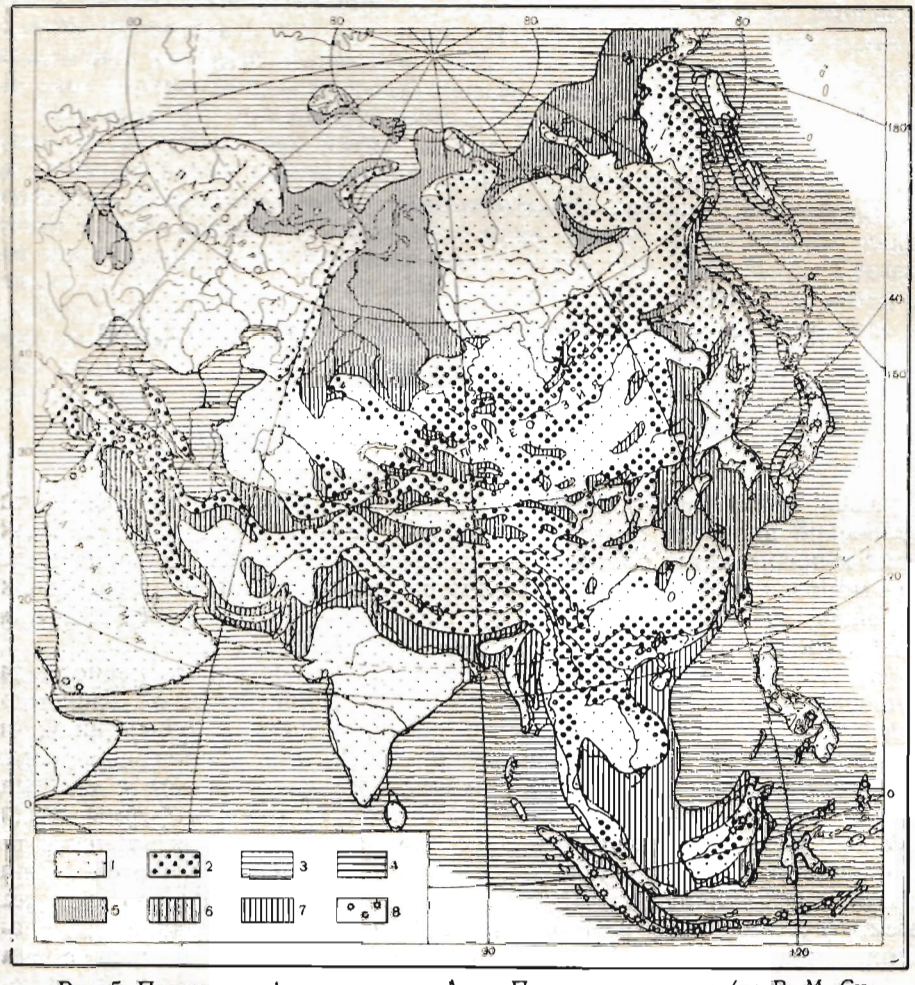


Рис. 5. Палеогеографическая схема Азии. Плиоценовая эпоха (по В. М. Синицыну):
1 — суша равнинная и *2* — возвышенная; *3* — море; *4* — приморские низменности; *5* — низменности лесной зоны; *6* — зоны степей и саванн и *7* — тропического леса; *8* — вулканические области. Площадь Полярного бассейна меньше современной.

УВЕЛИЧЕНИЕ ИЗОЛЯЦИИ ПОЛЯРНОГО БАССЕЙНА

Одним из результатов указанного процесса было увеличение изоляции Полярного бассейна. Как известно, наличие проливов между Атлантикой и Полярным бассейном делает возможным два процесса. Теплые атлантические воды поступают в Полярный бассейн и способствуют его обогреванию. Морской лед, образующийся в Полярном бассейне, выносится в Атлантический океан, что осуществляется главным образом Восточно-Гренландским течением. Изоляция Полярного бассейна должна была вызвать ослабление указанных процессов и увеличение ледовитости Полярного бассейна.

Климатические последствия увеличения ледовитости морской поверхности были разобраны выше. Ледяной покров моря влияет на климат несколько слабее, чем покрытая льдом суша, но все же весьма значительно. Увеличение ледовитости Полярного бассейна, несомненно, вызвало понижение температуры воздуха. В последнее время исследователи Исландии предполагают, что оледенение этого острова началось еще в плиоцене. Но тогда и Полярный океан стал превращаться в Ледовитый океан в плиоцене. Началось возникновение нового географического ледяного пояса Северного полушария.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ЗОН

Эволюция зональности Евразии в целом может быть прослежена лучше всего на основе изменений климата и органического мира (рис. 6, 7, 8).

Зональность органического мира, начиная с мелового периода, изменялась весьма выразительно [27]. Начиная с конца альба (нижний мел) или с сеномана (верхний мел) в растительном покрове Евразии

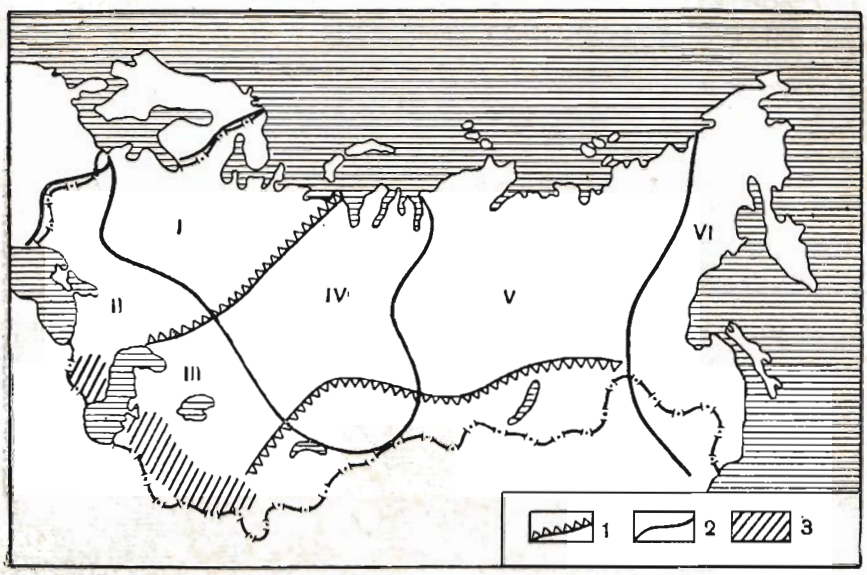


Рис. 6. Схема климатов первой половины миоцена (по А. А. Борисову):
I — теплый климат лесов; *II* — влажный субтропический климат; *III* — умеренно-влажный климат; *IV* — умеренно-теплый лесо-степной климат; *V* — климат смешанных лесов; *VI* — муссонный климат.
1 — границы климатических зон; *2* — границы внутризональных областей; *3* — море

господство от голосеменных переходит к покрытосеменным древесным растениям. Покрытосеменные появляются, по-видимому, из юго-восточной Азии [42], но быстро расселяются к северу. В верхнемеловое время они образуют леса, произрастающие и в Арктике. На огромном пространстве от Индии до Арктики ботанико-географическая зональность была выражена слабо. Удается отметить зону умеренного типа (в Арктике), субтропическую и тропическую зоны. Арктической пустыни и тундры еще нет. Пустыни и степи в субтропиках выражены весьма

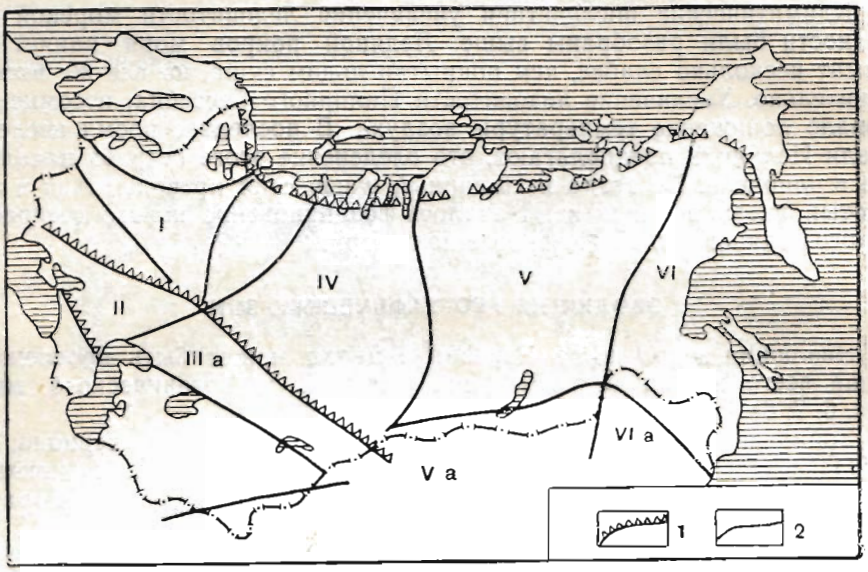


Рис. 7. Схема климатов плиоцена (по А. А. Борисову):
I — умеренный климат; *II* — умеренно-теплый климат; *IIIа* — континентально-аридный климат; *IV* — умеренно-холодный климат; *V, Va* — резко континентальный климат; *VI, VIa* — муссонный климат с дифференциацией на севере и юге
1 — граница климатических зон; *2* — внутризональные области

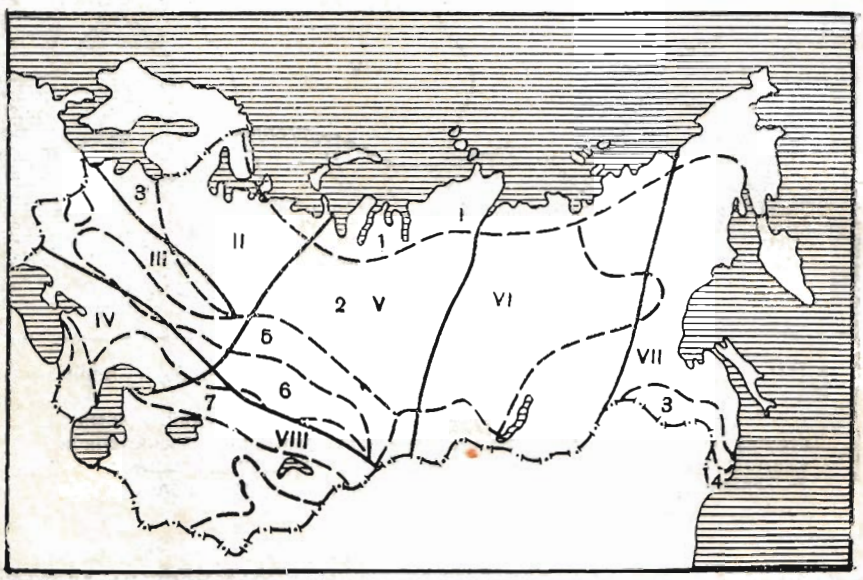


Рис. 8. Схема современных климатических областей СССР (по А. А. Борисову):
Зоны: *1* — тундры; *2* — тайги; *3* — лесостепи; *4* — смешанных лесов; *5* — степи; *6* — полупустыни; *7* — пустыни. Области: *I* — северо-восточная; *II* — северо-западная; *III* — центральная; *IV* — южная; *V* — западно-сибирская; *VI* — восточно-сибирская; *VII* — дальневосточная; *VIII*—туранo-казахская

слабо. В течение периода происходит непрерывный процесс усложнения структуры зональности и усиления зональных контрастов.

Зона пустыни, зона степи. В южных районах нашей страны появляются пустыни и степи. Степи и пустыни Евразии, вероятно, возникли в Центральной Азии, климат которой, конечно, отличался наибольшей для всего материка засушливостью. Зарождение современных пустынь в Центральной Азии, по-видимому, произошло еще в конце мелового периода. В Средней Азии и Казахстане в эоцене леса с севера простирались до районов современных Аральского моря и озера Зайсан. На Севере Казахстана в течение большей части эоцена еще господствовали лесные и лесостепные ландшафты. Остепнение происходит здесь с конца олигоцена — начала миоцена. В районе озера Зайсан в ашутасской ископаемой олигоценовой флоре определены 33 вида деревьев и 20 видов трав. Появление трав, вероятно, указывает на частичное вытеснение леса степью. Но средняя годовая температура еще достигала 20°, что более чем на 15° выше современной среднегодовой температуры этого района. В юго-восточной Туркмении (Бадхыз) в верхнеэоценовое время растительность состояла главным образом из вечнозеленых кустарников. Среднегодовая температура была 20° (на 5° выше современной), осадки достигали 1000 *мм*, что в четыре раза превышало современные. Предполагают, что растительность имела характер тропической и субтропической [1] лесостепи — саванны.

Во всяком случае аридные условия на пространстве пустынной и степной зон Средней Азии — юга Западной Сибири были далеко не так резки, как в настоящее время. С тех пор на всем этом пространстве климат стал суше и холоднее. При этом на севере произошло более сильное похолодание, чем на юге.

Похолодания, в особенности же аридизация климата, к четвертичному периоду усиливались. Следы этого процесса запечатлела эволюция фауны млекопитающих Средней Азии и Казахстана [27].

Аридные условия не только углубляются там, где они уже были, например в Средней Азии. Они распространяются к западу, на более влажные области. На Юге Русской равнины до миоценового периода господствовал лесной тип растительности. Миоценовая флора Крынки из окрестностей Таганрога — лесная, но уже смешанная — листопадно-вечнозеленая [20]. Великое остепнение захватывает в миоцене Юго-Восток и Юг Русской равнины. В Сальско-Манычском районе степи появляются в среднем сармате. В отложениях верхнего сармата и понта (плиоцен) господствует уже почти безраздельно пыльца травянистых и кустарниковых растений. Только севернее в Среднем Поволжье преобладали леса. В плиоцене в окрестностях Одессы обитали верблюды и страусы и на Юге Русской равнины образовались красноцветная кора выветривания и коричневые почвы, свидетельствующие о климате средиземноморского типа с жарким сухим летом и теплой дождливой зимой.

Таким образом, великое остепнение охватило огромное пространство Евразии (и других материков). Как видно, этот процесс растянулся на несколько десятков миллионов лет.

Тундро-степи. В четвертичном периоде процесс остепнения еще более усиливается в ледниковые эпохи, и он приобретает новый характер. Наравне с «теплой» степью образуется своеобразная «холодная» — перигляциальная тундро-степь (тундро-лесостепье). Она из-

[1] Областью современной саванны является часть Южного Таджикистана, относящаяся к субтропикам.

вестна только в четвертичном периоде. Ее элементы проникают к северу до района Полярного бассейна. В межледниковые эпохи в средней полосе Русской равнины холодная степь вытесняется лесом, а в южной, по-видимому, сменяется лесостепью. Таким образом остепнение изменяет свой характер, становясь из процесса направленного направленно-ритмическим процессом.

Зоны лиственного леса. Степь наступала на лес с востока и юга, и, таким образом, лесной пояс Северной Евразии становился уже. По-видимому, в конце третичного периода он простирался к северу до современных северных пределов Евразии. Тундровая зона появилась позднее. Но внутри своих собственных границ лесной пояс претерпевал внутренние изменения, которые можно объяснить только понижением температуры. Еще в эоцене лесной пояс Северной Евразии начинает дифференцироваться на две области — зоны. Тургайские листопадные леса на северо-востоке материка оттесняют к юго-западу полтавские вечнозеленые леса. Область распространения полтавских лесов сокращается. За их счет увеличивается площадь листопадных тургайских лесов — более холодоустойчивой лесной формации.

Зона тайги. Следовательно, вытеснение зоны вечнозеленых (полтавских) лесов зоной листопадных тургайских лесов можно рассматривать только как реакцию лесного покрова на прогрессирующее похолодание климата. Этот процесс в своих основных чертах заканчивается в миоцене, и господствующими лесами нашей страны становятся листопадные широколиственные леса — предки широколиственных лесов Дальнего Востока, Русской равнины и Западной Европы. В горах Южной Сибири преобладает темнохвойная тайга, но на равнинах Севера Евразии тайга еще не образовала ботанико-географической зоны. По-видимому, зона тайги моложе зоны широколиственных лесов. Возможно, что ее становление следует отнести к плиоцену. Тайга более холодоустойчива, чем широколиственный лес, и образование зоны тайги вслед за образованием зоны широколиственного леса можно рассматривать лишь как последствие дальнейшего похолодания климата. В плиоцене бореальный тип растительности становится господствующим.

Зона тундры. Постепенно подготавливались условия для образования тундровой зоны. Остатки отдельных полярных растений известны только из четвертичных отложений различных, но большей частью новейших ледниковых эпох. Впрочем, не исключено образование первых очагов полярной флоры на Севере и Востоке Сибири (Курейка) в конце плиоцена. В четвертичное время на равнинах Евразии за границами ледниковых покровов распространялись тундростепи — синтез влияния холодного и сухого климата. Этот своеобразный тип растительности по палеоботаническим документам восстанавливается для Европейской части Советского Союза, Западной Сибири и даже для Сахалина. Но формирование тундры современного зонального типа длительное время было еще невозможно. Северо-Запад Евразии был окутан покровом льда. Необходимые условия были только на Северо-Востоке Евразии, где древние ледники покрывали незначительные пространства. Эти районы давно выделялись ботанико-географами и зоогеографами. Флора и фауна характеризуются здесь относительным богатством видов и обилием реликтов. Это подтверждает предположение, что ядро современной тундровой зоны возникло (в конце неогена?) на северо-востоке Евразии в области, получившей название «эоарктика». Отсюда по мере растаивания ледниковых покровов Европы и Северной Америки полоса тундровой растительности должна была протянуться вдоль

северных окраин материков. В конце концов возникла циркумполярная тундровая зона.

Таким образом, если элементы тундровой флоры геологически весьма молоды, то еще моложе тундровая зона. Так или иначе, весь процесс образования тундровой зоны, по-видимому, не выходит за хронологические рубежи четвертичного периода. Процесс образования тундровой зоны в общих чертах не мог не совпадать с процессом образования ледяной зоны. Так же, как лесная Арктика могла совмещаться только с неледовитым Полярным бассейном, плиоценовая зона тайги могла сосуществовать с ледовитым Полярным бассейном, а тундровая зона — с материковым льдом Арктики. В настоящее время высказываются взгляды, что оледенение Исландии и Гренландии началось еще в конце третичного периода. А. А. Борисов указывает, что азорский максимум возник в плиоцене [4]. Это способствовало остепнению Юга нашей страны. Но исландский минимум возник только в четвертичном периоде, что вызвало образование тундровой зоны.

Итог. Процесс эволюции современных зон начался еще за несколько десятков миллионов лет до четвертичного периода.

Постепенно нараставшие изменения вызвали повсеместное похолодание всей территории нашей страны, возрастание аридности южной части и усиление местных и зональных природных контрастов.

Огромная лесная область разделилась на семь географических зон в четвертичном периоде (пустыня, степь, широколиственные и смешанные леса, тайга, тундровая, ледяная зоны). Заметим, что самые большие зональные изменения произошли в северных районах Евразии (зона широколиственных лесов — ледяная зона). На юге, в Туркмении эти изменения были не так значительны (субтропическая саванна — субтропическая пустыня). Таким образом, изменчивость природных условий увеличивалась в направлении с юга на север.

Наш исторический экскурс позволит лучше понять значение событий предчетвертичного времени и выделить из них главные. В качестве одного из выводов следует, что похолодание климата и есть главная причина образования самых больших ледниковых покровов, основная причина древнего оледенения. Этот вывод имеет весьма большое значение, так как существует и обратное мнение, что главной причиной древнего оледенения было повышение температуры. В дальнейшем мы увидим, что в сухих районах повышение температуры возможно способствовало росту ледников.

Один из выводов заключается в том, что природа отдельных районов нашей страны в течение всего четвертичного периода уже имела ее современные особенности. Мы включаем в это понятие и местные особенности развития природы. Сделанный обзор показывает, что местные контрасты природы поверхности Земли в четвертичном периоде представляют собой не преходящее явление. Они заслуживают самого серьезного внимания, так как контрасты начиная с мезозойской эры непрерывно усиливались и достигли наиболее сильного выражения именно в четвертичном периоде.

Поэтому одной из главных проблем изучения четвертичного периода является проблема происхождения и развития местных особенностей природы и местных особенностей развития человеческого общества.

В последние десятилетия исследования по геологии и палеогеографии четвертичного периода охватили равнины и горы; причем общепризнанной стала молодость гор. Эти исследования распространились и на дно океанов. Таким образом, географическое разнообразие территорий, включенных в круг исследований по четвертичной геологии и

палеогеографии, из локального стало планетарным. Поэтому значение палеогеографического метода неизмеримо возросло. Теперь уже невозможно говорить о каком-либо одном страторайоне, как мировом стандарте. От этого устаревшего понятия необходимо перейти к понятию о типах страторайонов (несколько страторайонов в каждом типе).

Мы рассмотрим три типа страторайонов с различной спецификой развития природы в четвертичном периоде: платформы суши, горные районы суши, дно океанов и морей. Далее необходимо выделять отдельные страторайоны в пределах каждого из трех типов (групп) страторайонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Береговая Н. А. Палеолитические местонахождения СССР. «Мат-лы и исслед. по археол. СССР», № 81. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1960.

2. Борисковский П. И. Основные этапы развития верхнего палеолита Украины. «Советская археология», 1951, № 15.

3. Борисковский П. И. Некоторые спорные вопросы палеолита Костенок. «Кратк. сообщ. Ин-та истор. материальн. культ. АН СССР», вып. 78. Изд-во АН СССР, М., 1960.

4. Борисов А. А. О палеоклиматических условиях формирования главных барических центров современного климата Земли. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1959, вып. 3.

5. Брукс К. Климаты прошлого. ИЛ, М., 1962.

6. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1956.

7. Величко А. А. К вопросу о геологическом возрасте и стратиграфическом значении верхнего палеолита. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1957, № 2.

8. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики. Изд-во Главсевморпуть, Л. — М., 1940.

9. Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших. «Зап. СПб. минералогич. о-ва», 1881, сер. 2, т. 16.

10. Вознячук Л. Н. Детальное стратиграфическое расчленение верхнеплейстоценовых отложений Гродненской области по палеоботаническим данным. «Изв. АН БССР», сер., физ.-техн. наук, 1960, № 1.

11. Горецкий Г. И. Об уточнении геологических датировок палеолита Русской равнины. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1959, вып. 32.

12. Грищенко М. Н. Краткое сообщение о геологических условиях залегания новой палеолитической стоянки. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 18. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1953.

13. Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 64, № 17. М., 1948.

14. Громов В. И. и Шанцер Е. В. О геологическом возрасте палеолита в СССР. Доклад на V конгрессе Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Мадрид, сентябрь 1957 г. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 5.

15. Докучаев В. В. Археология России. Каменный период. Соч., т. I. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1949.

16. Ефименко П. П. Первобытное общество, изд. 2. Соцэкгиз, Л., 1938.

17. Ефименко П. П. Современное состояние советской науки об ископаемом человеке. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. Изд-во АН СССР, М., 1950.

18. Ефименко П. П. Первобытное общество, изд. 3. Изд-во АН УССР, Киев, 1953.

19. Иванова И. К. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок Среднего Приднестровья. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XV, вып. 1. Изд-во АН СССР, М., 1959.

20. Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. В кн.: «Материалы по истории флоры и растительности СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1946.

21. Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. «Зап. Русск. геогр. о-ва по общ. геогр.», вып. 3. СПб., 1873.

22. Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. «Зап. Русск. геогр. о-ва по общ. геогр.», вып. 1. СПб., 1876.

23. Лазуков Г. И. Природные условия эпохи верхнего палеолита в Костенковско-Борщевском районе. «Советская археология», 1957, № 3.
24. Лукашев К. И. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена. Изд-во АН БССР, Минск, 1959.
25. Любин В. П. Нижнепалеолитические памятники Юго-Осетии. «Мат-лы и исслед. по археол. СССР», № 79. Изд-во АН СССР, М., 1960.
26. Марков К. К. Ледниковая теория. Исторический очерк. В кн.: «Очерки по географии четвертичного периода». Географгиз, М., 1955.
27. Марков К. К. Палеогеография, изд. 2. Изд-во МГУ, 1960.
28. Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде, ч. I. М., 1961 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).
29. Мирчинк Г. Ф. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок в СССР и их значение для восстановления четвертичной истории. «Тр. 2-й Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертичн. пер. Евр.», 1934, вып. 5.
30. Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. «Мат-лы по четвертичн. пер.». Изд-во АН СССР, Л. — М., 1936.
31. Николаев Н. И., Шульц С. С. Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР. Изд-во АН СССР, М., 1959.
32. Павлов А. П. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека. «Академическая речь», 1922, № 2.
33. Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. «Мемуары о-ва любит. естеств. антроп. и этногр.», 1925, вып. 5.
34. Павлов А. П. Геологическая история Европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1936.
35. Резолюция рабочего совещания по принципам периодизации и стратиграфии палеолита Восточной Европы. «Советская геология», 1960, № 5.
36. Рогачев А. Н. Некоторые вопросы хронологии верхнего палеолита (по мат-лам Тельманской стоянки в Костенках). «Советская археология», 1953, № 17.
37. Рогачев А. Н. Об относительной древности верхнепалеолитических стоянок Средне-Русской возвышенности. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1961.
38. Рулье К. Ф. Жизнь животных по отношению к внешним условиям. В кн.: «Избранные биологические произведения». Изд-во АН СССР, М., 1954.
39. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
40. Синицын В. М. Палеогеография Азии. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1962.
41. Суетова И. А. Площади древнего оледенения территории СССР. «Природа», 1962, № 9.
42. Тахтаджян А. Л. К вопросу о происхождении умеренной флоры Евразии. «Ботанический журнал СССР», 1957, № 11.
43. Тихомиров В. В. Из истории возникновения геологиии четвертичных отложений. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., вып. 5, 1962.
44. Черныш А. П. Поздний палеолит Среднего Приднестровья. «Тр. Комис. по изуч., четвертичн. пер.», т. XV, вып. 1. Изд-во АН СССР, М., 1959.
45. Шмидт Ф. Б. Материковая теория древнего оледенения. «Тр. СПб. о-ва естествоисп.», 1871, т. 2.
46. Щуровский Г. Е. Эрратические явления. «Русский вестник», 1856, т. 5, кн. 1—2.
47. Яковлев Г. Н. Тепловой баланс дрейфующего ледяного покрова Центральной Арктики. Автореф. дис., М., 1960.
48. Flint R. F. Glacial geology and the Pleistocene epoch. N. Y. — Ld., 1957.
49. Geikie J. The great ice age and its relation to the antiquity of man. Ld., 1874.
50. Simpson G. C. Meteorology. «British Antarctic Expedition 1910—1913», vol. I. Calcutta, 1919.
51. Woldstedt P. Die Klimakurve des Tertiäts und Quartärs in Mitteleuropa. «Eiszeitalter und Gegenwart», 1954, Nr. 4—5.
52. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Aufl. 2, Bd. I—II. Bonn, 1958—1961.
53. Wundt W. Änderungen der Erdalbedo während der Eiszeit. «Meteorolog. ZS.», 1933, Nr. 50.
54. Wundt W. Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. «Geologische Rdsch.», 1944, Bd. 34, H. 7—8.

Часть первая

ОБЛАСТЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ПЛОЩАДЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Общее представление о распространении древнего оледенения на территории Советского Союза дает карта (рис. 9). И. А. Суетова [5] подсчитала площадь древнего оледенения территории СССР. В сумме с цифрами, приводимыми Р. Флинтом [6] для других районов Евразии, они дают размеры оледенения всего материка (табл. 1).

Таблица 1

Территория	Площадь древнего оледенения в км²	
	во время максимального оледенения	во время последнего оледенения
Европейский ледниковый щит	5 764 000	2 655 000
То же в пределах СССР	2 677 000	828 000
Урало-Сибирские ледниковые покровы, максимальный вариант (с учетом данных В. Н. Сакса [4] и др.)	4 302 000	1 361 000
То же, минимальный вариант (с учетом данных Ю. П. Пармузина [3])	2 707 000	—
Горы Северо-Востока, Сибири и Дальнего Востока	707 000	—
Горы Юга территории СССР (Карпаты, Кавказ, Средняя Азия, Южная Сибирь, Патомское нагорье, Юг Дальнего Востока)	409 000	—
Евразия в целом, максимальный вариант	12 487 000	—
Евразия в целом в % от площади материка, максимальный вариант	23	—
Евразия в целом, минимальный вариант	10 892 000	—
Евразия в целом в % от площади материка, минимальный вариант	20	—
Территория СССР в целом, максимальный вариант	8 095 000	—
Территория СССР в целом в % от площади материка, максимальный вариант	36	—
Территория СССР в целом, минимальный вариант	6 500 000	—
Территория СССР в целом в % от площади материка, минимальный вариант	28	—

Так как площадь древнего оледенения всей суши составляла 44 млн. км² (см. Введение), мы можем подсчитать, что от 17 до 18% площади древнего оледенения Земли располагалось на территории Советского Союза.

Нам придется в дальнейшем не один раз возвращаться к приведенным цифрам и анализировать их. Многие цифры даны в двух вариантах, например, крайние оценки площади древнего оледенения Севера Средней Сибири отличаются друг от друга на огромную величину — 1,6 млн. км².

РАЗДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТИ НА РАЙОНЫ

Площадь нашей страны, покрытая льдами, была огромна. Одно это обстоятельство крайне затрудняет характеристику даже однородных территорий. Поэтому необходимо разделение всей древнеледниковой области на ледниковые районы, чтобы получить правильное представление о местных особенностях распространения и развития оледенения.

Главные особенности области: северное положение и преобладание равнинных пространств над горными; оледенение равнин покровного типа; ледниковые покровы занимали западный — атлантический сектор Севера.

В Сибири полосы покровного и горного оледенения (на юге) постепенно сближаются. Древнее оледенение Патомского нагорья можно отнести к системе горного оледенения юга только условно. Оценка оледенения гор Северо-Востока в этом отношении двойственная. Древнее оледенение гор Северо-Востока можно рассматривать как одно из звеньев древнего оледенения Севера страны. От районов, расположенных западнее, район древнего оледенения гор Северо-Востока отличается сокращением размеров оледенения, о чем говорят приведенные цифры (см. табл. 1). Спад оледенения отражал увеличение континентальности климата к востоку и, следовательно, представляет большой генетический интерес.

Но и пространство покровных оледенений западного сектора очень сложно. Его можно разделить по крайней мере на две основные части. Мы провели это деление еще в 1939 г. [1]. Ледниковые покровы можно разделить на ледниковые щиты и собственно ледниковые покровы.

Ледниковые щиты представляют собой самые большие на Земле формы современного и древнего оледенения. Они достигают толщины нескольких километров. Поэтому ледниковые щиты могут располагаться более или менее независимо от неровностей рельефа поверхности коренных пород. Огромные мощности ледниковых щитов свидетельствуют о климатических условиях, благоприятствовавших их образованию. В Евразии был только один общий ледниковый щит. Его называют Скандинавским или Европейским ледниковым щитом. Территория Европейского ледникового щита выделена нами в первый район.

К востоку от Европейского ледникового щита, от Тимана и за Енисей распространялись ледниковые покровы. Их было несколько, и все они представляли собой сравнительно плоские образования небольшой мощности. На этом основании мы выделяем район уралосибирских ледниковых покровов.

Далее к востоку находился район горного и предгорного оледенения Северо-Востока. О нем было сделано несколько замечаний выше. Его оледенение было менее обширно, чем на западе, из-за неблагоприятного влияния материкового климата Сибири. Однако проблема

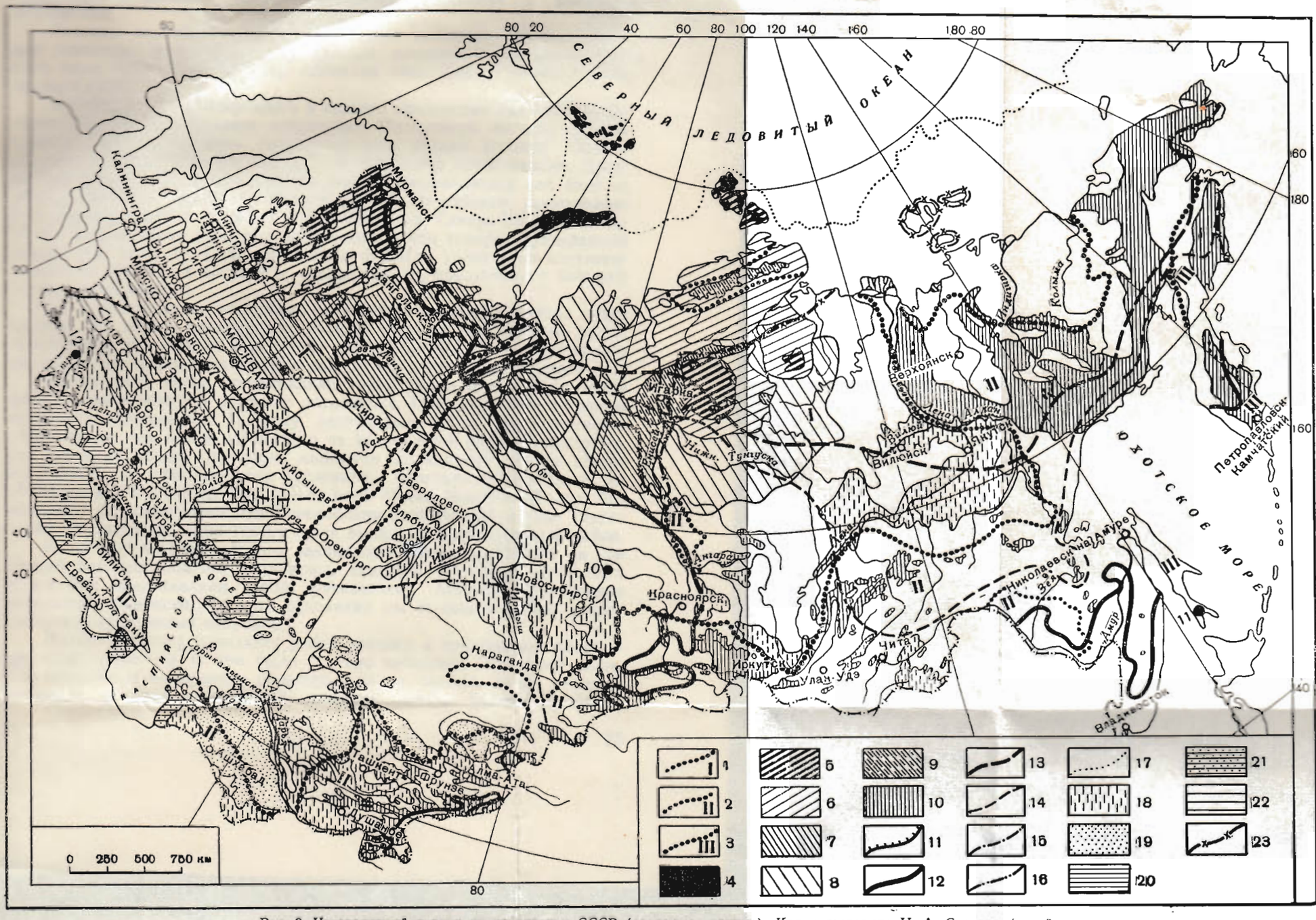


Рис. 9. Четвертичный период на территории СССР (основные данные). Карту составила И. А. Суетова (новейшие тектонические движения даны по Н. И. Николаеву и С. С. Шульцу):

1 — области материковых платформ (I); *2* — области горообразования (II); *3* — области геосинклинали (III).

Современное и древнее оледенение: *4* — области распространения современного оледенения; *5* — области распространения отложений последних стадий материкового оледенения (стадии сартанская и сальпаусельская); *6* — области распространения отложений материковых оледенений (валдайское, зырянское); *7* — области распространения отложений послемаксимального материкового оледенения (московской, ледниковой эпохи, тазовской стадии?); *8* — области распространения отложений максимального материкового оледенения (днепровского, самаровского); *9* — области распространения отложений максимального оледенения (по Ю. П. Пармузину); *10* — области распространения отложений максимального оледенения в горах; *11* — граница окского оледенения; *12* — граница области современного распространения вечной мерзлоты; *13* — южная граница распространения ископаемых и современных повторно-жильных льдов; *14* — южная граница распространения ископаемых повторно-жильных льдов; *15* — южная граница вечной мерзлоты в эпоху валдайского оледенения; *16* — южная граница вечной мерзлоты в эпоху максимального оледенения; *17* — граница материковой платформы (шельфа); *18* — области распространения лёссов и лёссовидных суглинков; *19* — области распространения песков.

Максимальное распространение морей: *20* — карангатская трансгрессия (Черное море); *21* — верхнехазарская трансгрессия (Каспийское море); *22* — нижнехвалынская трансгрессия (Каспийское море); *23* — граница области, покрывавшейся бореальным морем.

Основные пункты, пронумерованные на карте (разрезы четвертичных отложений): *1* — Мга; *2* — Лахта; *3* — Горелово; *4* — Микулино; *5* — Плёсс; *6* — Подруднянское; *7* — Чекалин (Лихвин); *8* — Хапры; *9* — Ново-Хоперск; *10* — Соёма; *11* — Южно-Сахалинск.

Группы палеолитических стоянок: *12* — Днестровские; *13* — Деснинские; *14* — Донские (Костенковско-Боршевские).

древнего оледенения Сибири гораздо сложнее. По мере убывания наземного оледенения здесь усиливалось подземное оледенение.

Весьма вероятно, что влияние Тихого океана способствовало вспышке размеров оледенения в наиболее восточной полосе территории нашей страны. На этом основании выделяется тихоокеанский район древнего оледенения.

Таким образом, древнеледниковая область может быть разделена на четыре района:

1. Район Европейского ледникового щита.
2. Район урало-сибирских ледниковых покровов.
3. Район горного, предгорного, наземного и подземного оледенения Восточной Сибири и Северо-Востока.
4. Район горного и предгорного тихоокеанского оледенения.

Древнее оледенение гор Юга подчинялось отчетливо орографическим условиям. Поэтому перечень горных древнеледниковых районов повторяет перечень наших горных районов: Карпаты, Кавказ, горы Средней Азии, горы Южной Сибири. Развитие оледенения гор происходило на фоне тектонических поднятий и опусканий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1939.
2. Николаев Н. И., Шульц С. С. Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.
3. Пармузин Ю. П. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. «Вопр. геогр.», сб. 35. Географгиз, М., 1954.
4. Сакс В. Н. Четвертичный период Советской Арктики. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 77. Изд-во Главсевморпуть, М., 1953.
5. Суетова И. А. Площадь древнего оледенения территории СССР. «Природа», 1962, № 9.
6. Flint R. F. Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. N. Y. — Ld., 1957.

Глава II

РАЙОН ЕВРОПЕЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Европейский ледниковый щит являлся крупнейшим ледниковым образованием Евразии. Его площадь достигала только на территории Русской равнины 2,6 млн. *км*², а в целом в Европе — 5,7 млн. *км*². Граница ледникового щита показана на рис. 9 в основных чертах — по карте С. А. Яковлева [169].

Для северо-восточной части Русской равнины поправки в положение границы внесены согласно новым исследованиям Э. И. Девятовой [56]. Наиболее распространено мнение, что вся современная северная окраина фенно-скандинавской суши была покрыта льдом. В. Рамсей вначале (1898 г.) предполагал, что в северной части Кольского полуострова оставались участки неледниковой суши, но потом (1906—1907 гг.) он отказался от этого предположения [76]. Такие же предположения не перестают делать и скандинавские исследователи, главным образом биогеографы [95]. Как известно, современная Гренландия — знаменательный пример уменьшения покрытости суши льдом, с приближением к ее северной оконечности. Земля Пири имеет лишь отдельные ледники. Однако пересмотр всего имеющегося материала, предпринятый в 1960 г. М. А. Лавровой [76], привел ее к выводу, что в предпоследнюю и последнюю эпохи оледенения весь Кольский полуостров покрывался льдом. Может быть, только в районе мыса Святой Нос оставались участки суши, не покрытые льдом в фазу его максимального распространения.

Существуют и почти диаметральные представления об оледенении Крайнего Европейского Севера. По взглядам Ж. Корбеля, в четвертичном периоде между Шпицбергеном и Северной Землей простирался самостоятельный Баренцевый ледниковый щит [173]. Доказательства Ж. Корбеля косвенные. Во всяком случае гипотеза выдвигает существование самостоятельного ледникового щита, в то время как темой настоящей главы является Европейский ледниковый щит.

РЕЛЬЕФ

Современная поверхность. Район Европейского ледникового щита в геоморфологическом отношении можно разделить на следующие провинции, приведенные в табл. 2 [64].

Таблица 2

Название	Наибольшая высота в *м*
Провинция тектонико-денудационных расчлененных возвышенных равнин Кольского полуострова и Карелии	Кольский полуостров, Хибины — 1208 Карелия: северный возвышенный район, гора Нуоронен — 577
Провинция ледниковых, холмистых и плоских равнин северной и центральной части Русской равнины	Гора Лысая к северо-западу от Минска — 350 Гора Каменник, Валдайская возвышенность — 321 Гора Сур Мунамяги, Эстония — 317 Ветреный Пояс (кряж)—350
Провинция водно-ледниковых и аллювиальных равнин бассейнов рек Днепра и Дона	Отдельные возвышенности не характерны. Преобладают высоты от 50 до 200

Необходимо иметь в виду, что фланги днепровского и донского ледниковых языков образовывали возвышенности Волыно-Подольскую (432 *м*), Среднерусскую (310 *м*), Приволжскую (379 *м*) и Тиманский кряж (350 *м*).

Единственный небольшой ледник во всем районе известен в Хибинах [122]. Он мал и находится в благоприятной экспозиции на высоте 900 *м*.

Поверхность коренных пород. Рельеф поверхности коренных пород имел важное значение для наступания и отступания Европейского ледникового щита, для образования речных долин и т. д.

Общее представление о рельефе поверхности коренных пород можно получить, пользуясь картой, составленной Ю. А. Мещеряковым [102] (рис. 10).

Сопоставляя эту карту с гипсометрической картой современной поверхности, можно видеть, что основные черты рельефа на обеих картах имеют сходство. Рельеф дневной поверхности повторяет в основных чертах рельеф поверхности коренных (дочетвертичных) отложений. Расхождения высот зависят от мощности четвертичных отложений. По-видимому, большие мощности отложений преобладают в понижениях коренного рельефа, в особенности же в древних речных долинах. Однако эта закономерность не должна быть понята односторонне. На повышенных пространствах поверхности коренных отложений в области, например, Валдайской возвышенности характерны большие мощности четвертичных отложений.

Максимальных мощностей четвертичные отложения согласно данным различных авторов достигают у южной границы Карелии — 150 *м*, в Ленинградской области — 200 *м*, в Литовской ССР — 250 *м* и т. д.

Большинство авторов указывают, что мощность четвертичных отложений увеличивается особенно резко с приближением к древним долинам, погребенным четвертичными отложениями.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Новейшие тектонические движения создали основные черты современного рельефа [166]. Они распространяются на неоген и на четвертичный период. Для изучающих четвертичный период наибольшее значение имеют два вопроса, связанные с новейшей тектоникой:

1. Унаследованность и автономность четвертичных тектонических движений.

2. Общий характер рельефа перед началом четвертичного периода.

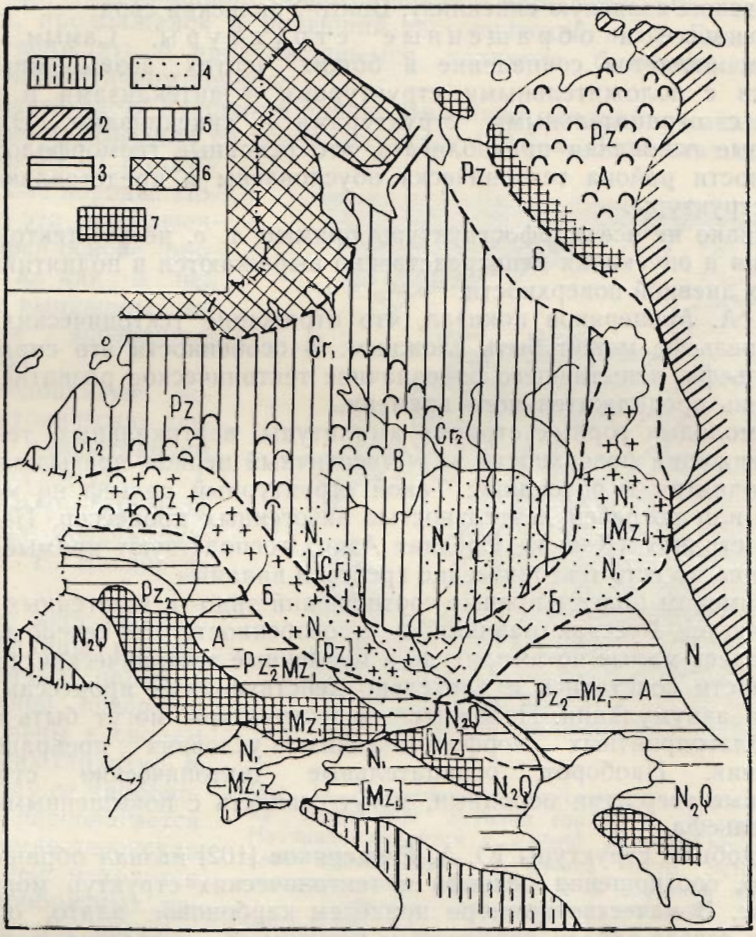


Рис. 10. Структурно-геоморфологическое районирование Русской равнины (по Ю. А. Мещерякову — схематизировано).
Горные хребты: *1* — альпийские; *2* — герцинские. Структурно-геоморфологические зоны:
3 — краевая зона пластовых возвышенностей; *4* — переходная; *5* — внутренняя, вовлеченная в сводовое поднятие; *6* — Балтийский кристаллический щит; *7* — возвышенности — антеклизы

Унаследованность и автономность четвертичных тектонических движений. Термин унаследованные движения употребителен и не нуждается в пояснениях, ему противопоставляется термин автономные движения, который предлагается впервые. Автономные движения вызваны вновь появившимся фактором. Таково гляциоизостатическое поднятие Балтийского щита. Мы остановимся на этих движениях позднее, когда будем писать о событиях, происходивших в голоцене.

Европейский ледниковый щит распространяется на территорию с древними тектоническими структурами.

Выделяют Балтийский или Фенно-Скандинавский кристаллический щит, Латвийскую синеклизу, Белорусский массив, Московскую синеклизу, Днепровско-Донецкую синеклизу, Воронежскую антеклизу, Саратовско-Рязанскую синеклизу, Волго-Уральский свод.

Прямые и обращенные структуры. Самым замечательным является совпадение в общих чертах возвышенных пространств с положительными структурами — антеклизами и понижений — с отрицательными структурами — синеклизами. Это дает некоторые основания предполагать, что основные геоморфологические особенности района тектонически обусловлены и представляют собой морфоструктуры.

Однако не все морфоструктуры прямые, т. е. не все тектонические поднятия и опускания непосредственно выражаются в поднятиях и опусканиях дневной поверхности.

Ю. А. Мещеряков показал, что отражение тектонических движений в рельефе может быть сложным. В особенности это справедливо для рельефа, испытавшего однозначное тектоническое развитие в течение очень продолжительного времени.

В молодых горных странах амплитуды вертикальных тектонических движений поверхности за четвертичный период превышали километр поднятия и опускания. Такой структурный рельеф не мог быть размыт или погребен деятельностью экзогенных процессов. Поэтому в горных странах (Кавказ, Средняя Азия) господствуют прямые морфоструктуры, то есть тектонические хребты и впадины.

Примером более сложных соотношений эндо- и экзогенных процессов является Русская равнина и в особенности ее северо-западная часть. Здесь малые по амплитуде и медленные тектонические движения поверхности сочетались с длительно действующими процессами денудации и аккумуляции. Положительные структуры могут быть срезаны и в благоприятных морфологических условиях превращены в понижения. Наоборот, отрицательные тектонические структуры, сложенные твердыми породами, могут совпасть с повышенными участками рельефа.

Подобные структуры Ю. А. Мещеряков [102] назвал обращенными. Конечно, соотношения рельефа и тектонических структур могут быть сложные. В качестве примера приведем карбоновое плато, обрывающееся к северо-западу карбоновым уступом. Как известно, карбоновое плато — это фундамент для моренной аккумуляции, в совокупности с которой оно образует Валдайскую возвышенность. Однако в тектоническом отношении карбоновое плато не свод (антеклиза), а северный склон к Московской синеклизе и, следовательно, переход от положительной к отрицательной тектонической структуре.

В северо-западном районе Русской равнины имеется много куполообразных возвышенностей: центральная часть Карельского перешейка, Судомская и Холмская в бассейне р. Ловати, Сур Мунамяги в южной части Эстонии и т. д. На границе Псковской области, Эстонской ССР и Латвийской ССР находится одна из самых заметных на Русской равнине возвышенность Сур Мунамяги, или Ханья. Ее высшая точка достигает 317 *м*. Изучение геологического строения показывает, что возвышенность имеет ядро коренных девонских пород, поднятое до высоты 120 *м* и образующее большую (60 × 20 *км*) брахиантиклиналь. На это указывает уменьшение мощности отдельных горизонтов девонских отложений к своду поднятия и на смену фации девона от

более глубоководных к мелководным [166]. Следовательно, брахиантиклиналь отражена в рельефе как прямая морфоструктура. Далее можно утверждать, что рост ее происходил в верхнедевонское время. Но к сожалению, нет прямых доказательств, позволяющих утверждать, что рост брахиантиклинали, обнаруженной в ядре возвышенности Сур Мунамяги, продолжался в новейший тектонический этап. Еще менее можно утверждать о продолжавшемся поднятии брахиантиклинали именно в четвертичном периоде.

В средней части Эстонии в районе Вильянди находится Сакалаская возвышенность. Высшая ее точка достигает 129,6 *м*. Ядро возвышенности (около 90 *м*) образуют девонские породы. По-видимому, эта возвышенность в своей основе эрозионная, так как в ней прекрасно выражены доледниковые эрозионные долины [86[.

Унаследованные новейшие тектонические движения иллюстрируют также рис. 11 и 12.

Приведем примеры обращенных морфоструктур (М. Е. Вигдорчик [130]).

В ряде мест Приильменской впадины поверхности коренных пород и самой дневной поверхности приурочены к сводам геологических структур. К северо-западу от карбонового уступа располагается так называемая девонская низина. В ней находится ряд островообразных повышений, в том числе — Бежаницкие высоты. В основании Бежаницких высот коренные породы также подняты. Высоты представляют собой прямую морфоструктуру, подобную структуре Ханья — Сур Мунамяги.

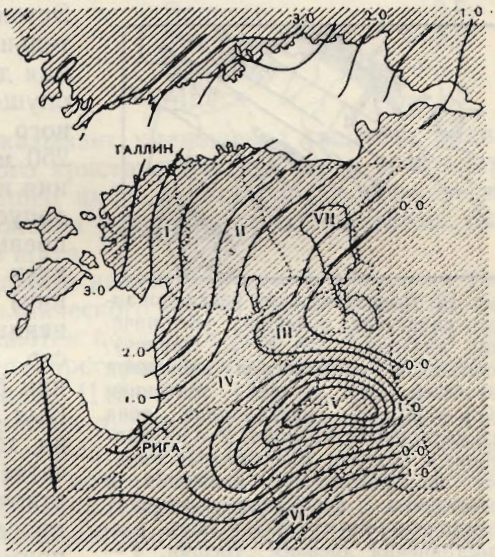


Рис. 11. Современные тектонические движения на территории Эстонии (по Г. А. Желнину). Изолинии поднятия в *мм/год*. Рисунок показывает преобладание в южной части Эстонии унаследованных движений и в северной части Эстонии — автономных движений

Бежаницкие высоты разделяют девонскую низину на Приильменскую (восточную) и Псковско-Чудовскую депрессии. В Приильменской депрессии выделяются Холмская, Ильменская и Грузинская котловины. «В ряде случаев, котловины оказываются приуроченными к сводовым частям геологических структур типа куполов и валов... В районе Ильменской, а также Холмской и, возможно, Грузинской структур и на других участках девонской низины на месте антиклинальных структур развиты впадины рельефа дочетвертичных отложений, наследуемые и в современном рельефе, почему геоморфологическую структуру этих участков можно рассматривать как обращенную» [130, стр. 110].

Возраст структур. Мы видим, что констатация указанных соотношений еще не решает вопроса о возрасте форм поверхности района. О неотектонических формах поверхности говорить преждевременно без привлечения дополнительных данных даже для прямых

морфоструктур. Это само собой разумеется, так как не всякая морфоструктура геологически молодое образование. Прямая морфоструктура и молодая (четвертичная) морфоструктура представляют самостоятельные явления.

Эти вопросы всесторонне освещает работа К. К. Орвику о новейшей тектонике Эстонии [120].

Признаками больших изменений поверхности Эстонии служат древние погребенные долины. Особенно интересны древние долины района Тарту. Дно одной из них опущено на 150 *м*. Эта цифра доказывает, что поверхность Эстонии находилась значительно выше, чем теперь. За позднe- и послеледниковое время северо-западная часть Эстонии поднялась на 100 *м*. Следовательно, во время последнего оледенения дно упомянутых выше долин было опущено относительно нуля современного океанического уровня на 200—250 *м*. Чтобы объяснить эти соотношения и учесть падение рек, необходимо допустить поднятие Эстонии на высоту, превышающую 200—250 *м*. «Это указывает на то, что древний рельеф (Эстонии) был более «гористым», расчлененным, чем современный» [120, стр. 122]. Но когда поверхность Эстонии была поднята выше современной? Был ли это процесс новейшей тектоники, то есть протекал ли он в неогене и четвертичном периоде? К. К. Орвику отвечает, что решение указанного вопроса объективно возможно только с применением стратиграфического метода. Между тем выполнение последнего условия чрезвычайно затруднено в Эстонии, где перерыв геологической летописи охватывает время от каменноугольного до четвертичного периодов. Неизвестен, в частности, возраст отложений, заполнивших древние долины.

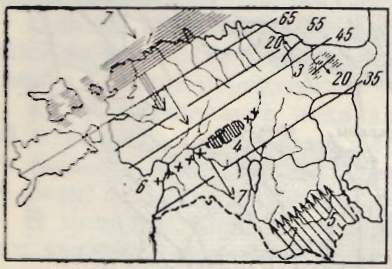


Рис. 12. Доказательства унаследованного характера новейших тектонических движений (по К. К. Орвику). Совпадение направления элементов новейшей и древней тектоники (ЮЗ—СВ): *1* — мелководная зона нижнеордовикского моря; *2* — направление, в котором уменьшилось влияние колебательных движений и увеличилось нормальное морское осадконакопление; *3* — область распространения древних трещин; *4* — область распространения брекчиевидного (палеозойского) доломита и рудопроявления металлов; *5* — направление верхнедевонской трансгрессии; *6* — предполагаемая шарнирная линия позднеледникового времени; *7* — направление уменьшения интенсивности голоценового неотектонического поднятия земной коры. Изобазы балтийского ледникового озера — сплошные линии

«Поэтому нет возможности в пределах древнего рельефа определить стратиграфическими методами возраст тех или иных форм рельефа [120, стр. 124].

Это — объективное суждение. Можно только предполагать, что во вторую половину неогена происходило общее оживление тектонических движений и что древние долины Эстонии образовались в дочетвертичное время. Можно также утверждать, что молодые движения в известной мере повторяют древние, т. е. первые унаследованы от вторых.

Даже голоценовое поднятие Эстонии в известной степени унаследовано от поднятия, характерного для Балтийского кристаллического щита в течение почти всей геологической истории последнего. К. К. Орвику приводит следующие данные: море в конце силура и в начале девона трансгрессировало на древнюю сушу с юго-востока. В этом направлении оно становилось глубже; древние тектонические трещины, разбивающие ордовикские отложения и достигающие ампли-

туды 20 *м*, вытянуты с юго-запада на северо-восток, так же как и голоценовые линии равного поднятия поверхности.

Синтез неотектонических движений для Прибалтики в целом и специально для Литвы предложил В. К. Гуделис. И он также считает, что новейшие тектонические движения, включая голоценовое поднятие, унаследованы [50]. Поднимается белорусско-литовская антеклиза и опускается польско-литовская синеклиза (прямые морфоструктуры). Амплитуда движений достигает 400—500 *м*.

Приведем несколько цифр, характеризующих современное вертикальное движение земной коры в метрах за год [138]:

Таллин	+2,3	Бологое	—3,6
Выборг	+1,5	Москва	—3,9
Лиепайя	+0,6	Вильнюс	+3,8
Ленинград	+0,1	Минск	—1,6

Первый столбец цифр показывает уменьшение скорости поднятия поверхности склона Балтийского кристаллического щита в юго-восточном направлении. Второй столбец цифр характеризует дифференцированные и унаследованные движения поверхности за пределами склона Балтийского кристаллического щита.

Хорошо известны значительные неотектонические движения только в области Балтийского кристаллического щита. Наши реальные познания этого процесса ограничиваются поздне- и послеледниковым временем, когда движения протекали пространственно очень неравномерно.

По данным А. А. Никонова [115, 116, 118], в западной части Кольского полуострова, в депрессии р. Лотта с позднеледникового времени поднятие поверхности достигло 150 *м*. Вместе с тем поднятие было очень неравномерным. Оно возрастало к юго-западу скачкообразно, по линиям флексур и сбросов. Неравномерность и значительное общее поднятие Восточной Фенноскандии за краткий отрезок времени (10 тыс. лет) заставляют внимательно и осторожно искать пути раскрытия этого процесса. Но суждения о возрасте неотектонических движений в Карелии и на Кольском полуострове ограничены еще больше, чем в Эстонии, из-за огромного перерыва в геологической летописи от протерозоя до четвертичного периода.

Г. С. Бискэ хотя и описала весьма интенсивную складчатую и разрывную тектонику в Северной Карелии и констатирует, что «рельеф рассматриваемого участка в первую очередь обусловлен тектоникой» [12, стр. 34], но не выделяет молодые морфоструктуры, хотя, конечно, присутствие последних не вызывает сомнений.

Древние долины и новейшая тектоника. Древние, частично или полностью погребенные долины представляют собой одну из распространенных форм доледникового рельефа в районе Европейского ледникового щита. Наша задача состоит лишь в том, чтобы указать на связь древних долин с вертикальным движением земной коры.

Четвертичные террасы Днепра на отрезках Полесской и Среднеднепровской низменностей, а также террасы притоков Припяти и Днепра, тяготеющие к указанным низменностям (Горынь, Случь, Стырь, Псел), понижены.

Эти поверхности, следовательно, опускались в четвертичное время. Имеются и другие деформации террас, свидетельствующие о четвертичных движениях земной поверхности [29, 87].

Амплитуда вертикальных движений земной коры определяет величину переуглубления речных долин. Примером является указанная выше погребенная долина в районе Тарту. Приведем еще следующие

примеры. Севернее Валдайской возвышенности доледниковые долины достигают глубины 300 *м*. Дно их опущено на 125 *м* (у Любытино) [130]. Очень глубокие доледниковые долины (Пра-Днепр, Пра-Угра, Пра-Десна [164]) находятся в районе главного водораздела Русской равни-

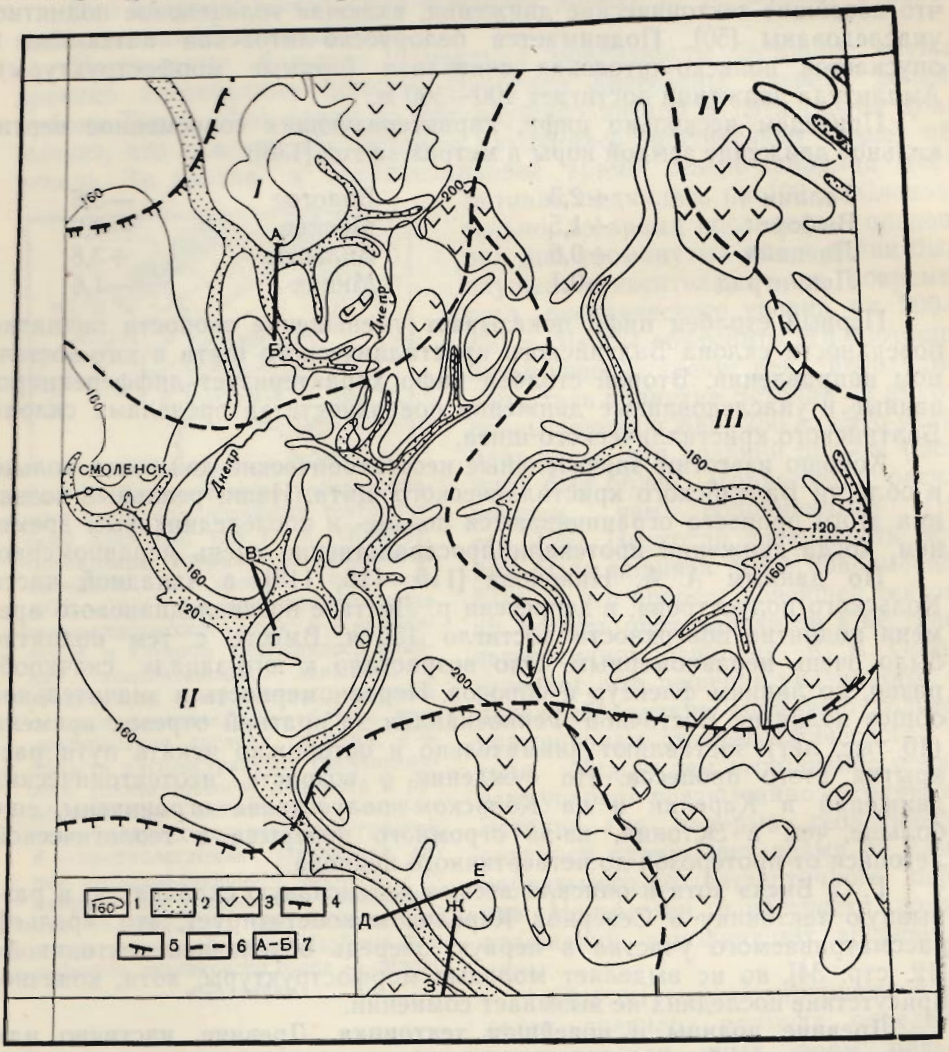


Рис. 13. Схема доледникового рельефа юго-западной части Подмосковного бассейна (по С. М. Шику):

1 — изогипсы кровли коренных пород (через 40 *м*); 2 — тальвеги доледниковых долин (с абсолютной высотой кровли коренных пород менее 120 *м*); 3 — участки древних водоразделов (с абсолютной высотой кровли коренных пород более 200 *м*); 4 — граница московского оледенения; 5 — граница валдайского оледенения; 6 — линии древних водоразделов; 7 — линии геологических разрезов. *I* — бассейн с северным направлением стока; *II* — бассейн с южным направлением стока (Пра-Десна); *III* — бассейн с юго-восточным направлением стока (Пра-Угра); *IV* — бассейн с восточным направлением стока

ны (рис. 13). Долина Волги и ее главных притоков была врезана в доледниковое время глубже ее современного русла на 30—150 *м* [32].

Широкое распространение переуглубленных долин в районе Европейского ледникового щита указывает на более высокое положение

поверхности равнины в предледниковое время. Превышение древней поверхности над современной в разных районах было, конечно, различным. Однако Е. В. Рухина [132], вероятно, права, оценивая превышение доледниковой поверхности Русской равнины над современной поверхностью приблизительно в 400 *м*.

Таким образом, древнее оледенение началось на высоко поднятой поверхности Русской равнины.

РАЗДЕЛЕНИЕ РАЙОНА

Твердо установленные границы отмечают положение края ледникового покрова во время разных эпох и стадий оледенения.

На этом основании выделяются:

1. Территория между границей эпохи максимального распространения льдов Европейского ледникового щита (днепровская эпоха оледенения) и границей распространения льдов московской эпохи оледенения.

2. Территория между границей распространения льдов в московскую эпоху оледенения и максимальную стадию валдайской эпохи оледенения.

3. Территория между границей распространения льдов в максимальную стадию валдайской эпохи оледенения и в стадию Сальпаусселькя валдайской эпохи оледенения.

Стратиграфическое расчленение отложений потребует выделить плейстоцен и голоцен.

ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Будем условно называть дочетвертичными те образования, которые непосредственно подстилают четвертичные отложения. Их можно выделить в северной и западной части территории.

Кольский полуостров [30, 135]. Дочетвертичные отложения изучались более чем в 30 точках. А. В. Сидоренко обращает внимание на дочетвертичную красноцветную кору выветривания. Типичными являются разрезы коры выветривания, в которых можно выделить отдельные горизонты или зоны (разрез в районе станции Апатиты на альбито-хлоритовых сланцах):

1) ожелезненная зона глинисто-щебенистого элювия;
2) зона окремнелых светлых продуктов коры выветривания;
3) зона желтых, красных и бурых глин;
4) зона обломочного элювия, переходящего книзу в коренную породу.

Ожелезненный горизонт может содержать Fe_2O_3 до 53,18% и Al_2O_3 до 11,84. Мощность коры выветривания достигает 35 *м*.

В Хибинах в долине р. Тульок дочетвертичные отложения представлены средне- и грубозернистыми песчаниками. Они цементированы и переходят в гравелиты. Зерна песчаника слегка окатаны и состоят из минералов одних хибинских пород.

По-видимому, в Хибинах в доледниковое время были развиты отложения осыпей и делювия. Обломки окатаны меньше, чем в морене, а материал — всегда местный, чем отличается от морены. Мощность древних осыпей достигает 43 *м*. При образовании коры выветривания происходила гидратация исходных пород, вынос окиси кальция и окиси магния, переход закиси железа в окись, накопление окислов железа и алюминия, разрушение гидрослюд и каолинита, накопление кремне-

зема в виде опала и халцедона. Между тем ледниковые отложения изменены химически несравненно слабее. В морене нет каолинита, очень мало глинистого вещества и т. д. Изучение химизма доледниковой коры выветривания показывает, что во время ее образования климат Кольского полуострова был значительно теплее современного.

К сожалению, возраст дочетвертичной коры выветривания Кольского полуострова невозможно установить точно. Вероятно, она значительно древнее красноцветных глин плиоцена Юга Русской равнины.

Литва. А. Веножинскене [18] описала плиоценовые отложения восточной части Литвы (долина р. Швентойя, Вильнюс и т. д.). Плиоцен представлен континентальными, главным образом речными, осадками до 30 *м* мощности. Они содержат довольно много пыльцы Pinus, меньше — Taxodiaceae, незначительное количество пыльцы теплолюбивых листопадных деревьев: *Nyssa, Rhus, Ilex, Castanea, Fagus, Carya, Juglans*. Больше пыльцы *Quercus, Alnus* и *Betula*. Климат плиоцена был холоднее и суше климата миоцена. Плиоценовые отложения покрыты предледниковыми и ледниковыми отложениями.

ГРАНИЦА ПЛИОЦЕНА И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Общий характер территории и отложений. По мере перехода от внешней полосы района Европейского ледникового щита к внутренней полосе можно констатировать изменения литологии и стратиграфии отложений.

Первая полоса. Значительную часть разреза по мощности и стратиграфическому значению (наравне с ледниковыми отложениями) занимают внеледниковые и приледниковые (экстра- и перигляциальные) отложения: песчаные, лёссовые породы.

Вторая полоса. Наравне с ледниковыми отложениями выражены межледниковые. Хорошо представлены отложения нижнего и среднего отделов плейстоцена. Встречаются песчаные и лёссовые породы.

Третья полоса. Хорошо выражены ледниковые и межледниковые отложения среднего и верхнего отделов плейстоцена, а также голоценовые отложения.

М. М. Цапенко и Н. А. Махнач [155] приводят следующий типичный разрез плейстоценовых отложений (табл. 3) для района Полоцка (вторая полоса) [1].

Совокупность описаний разрезов, по нашему мнению, может дать представление об основных этапах истории нашего главного древнеледникового района в плейстоцене. Последовательность описаний по возможности соответствует последовательности самих событий.

Хуже всего, безусловно, известно начало четвертичного периода, и описания существующих фактов наиболее скудны. По этой причине и вопрос о проведении нижней границы четвертичного периода не может быть решен, а только намечен в данной главе. Решение этого вопроса требует привлечения дополнительных данных из соседних районов.

Проблематическое нижнеплейстоценовое предокское покровное оледенение. Сведения относительно древнейшего нижнеплейстоценового оледенения Русской равнины можно найти у М. М. Цапенко и Н. А. Махнач [155] для Белоруссии. Они относят образование этой морены ко времени наиболее раннего оледенения Русской равнины.

[1] Описание приведено сокращенно.

Таблица 3

Литологическая характеристика	Глубина от поверхности в м	Генезис
Растительный слой	до 0,46	почва
Песок мелкозернистый	до 0,51	озерно-ледниковый
Глина ленточная	» 7,01	
Песок крупнозернистый с галькой	до 7,74	флювиогляциальный
Суглинок валунный темно-серый	до 35,35	моренный
Торф	до 35,81	
Песок мелкозернистый желтый	» 42,52	
Глина пестроцветная	» 49,38	озерный
Песок преимущественно мелкозернистый серый	» 76,50	
Глина пестроцветная	» 79,25	
Песок желтый	» 87,47	
Суглинок валунный, серый	до 92,05	моренный
Глина красная	до 92,51	
Песок желтый	» 107,29	
Глина синяя	» 110,99	озерный
Песок желтый	» 125,88	
Глина синяя	» 128,62	
Песок желтый	до 131,67	флювиогляциальный
Суглинок валунный	до 150,57	моренный
Песок серый с прослоями глины	до 183,36	флювиогляциальный

Согласно принятому ими разделению, это оледенение относится к первой половине древней эпохи антропогена. В других районах отмечены только более молодые ледниковые отложения. Согласно воззрениям обоих авторов уже тогда обширный ледниковый покров распространился на Среднюю Европу. Белоруссия была покрыта льдом с севера и примерно до Полесья. Граница льдов проходила недалеко от Пинска, Бобруйска и Могилева.

Для определения стратиграфической самостоятельности морены очень важно изучение разрезов, в которых эта морена подстилается и покрывается палеонтологически характеризованными слоями. Первое возможно в Южной Литве, где под четвертичной толщей лежат плиоценовые отложения с ископаемой пыльцой (см. выше).

Разрезы. Отложения, покрывающие морену древнего оледенения по М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, в 1959 г. были известны в одиннадцати пунктах.

Разрез у деревни Хороща расположен на середине между Пинском и Гродно. В разрезе встречены три комплекса ледниковых

отложений, в том числе три ледниковых горизонта (подчеркнуты) и три горизонта озерных отложений (табл. 4) [1].

Как видно из описания, на третичных отложениях лежит двухметровый слой морены (слой 10), затем почти двадцатиметровая толща флювиогляциальных отложений (слой 9). Это комплекс древнего оледенения. Вышележащий 8-й, двадцатисантиметровый слой супеси представляет, по мнению М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, отложения древнейшего межледниковья. Над ним — слои 7—5 — более молодого оледенения. Выше — отложения еще двух межледниковий (слои 4 и 2) и по крайней мере еще одного ледниковья (слой 3).

Таблица 4

Описание слоя	Глубина залегания от поверхности в *м*
1. Почва, песок кварцевый, аллювиальный	0,0—5,6
2. Мергель с остатками обуглившейся растительности . .	5,6—9,2
3. Песок, книзу гравийный, флювиогляциальный	9,2—17,8
4. Суглинок с остатками обуглившейся древесины . . .	17,8—26,75
5. Песок разнозернистый, флювиогляциальный	26,75—32,3
6. Суглинок валунный	32,3—32,8
7. Песок мелкозернистый, внизу валунный	32,8—38,05
8. Супесь голубовато-серая, с остатками обуглившейся растительности	38,05—38,25
9. Песок разнозернистый, флювиогляциальный	38,25—57,35
10. Суглинок валунный	57,35—59,30
11. Супесь темно-серая с остатками обуглившихся растений (ниже — третичные отложения)	59,30—60,85

Такова в общих чертах стратиграфическая концепция двух авторов относительно разреза Хороща.

О стратиграфической самостоятельности древнего оледенения можно судить только по стратиграфической самостоятельности кроющего слоя межледниковых отложений. Поэтому особенно большое значение приобретает доказательство межледникового характера 8-го слоя. В нем встречена пыльца четвертичных растений (сосны, березы, ольхи, ивы, ели). Кроме того, «разнообразная пыльца третичных пород составляет 29% от общего количества древесной пыльцы» [155, стр. 92]. Встречена в хорошей сохранности пыльца тсуги, падуба, сумаха, ниссы, ореха (Juglans).

Подобную палеонтологическую характеристику имеют слои древнего оледенения и в других разрезах Белоруссии. По мнению М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, во время древнего межледниковья преобладали хвойные леса, но с березой, ольхой и незначительной примесью мезофильной флоры (дуб, липа, вяз).

Новая статья Н. А. Махнач [100] не содержит более определенных данных, которые доказывали бы наличие предокского самостоятельного покровного оледенения в Белоруссии. Это относится и к наиболее полному разрезу (деревни Амершка Витебской области). В отложениях, относимых к межледниковому предокскому (гюнц-миндельскому) времени, преобладает пыльца сосны и березы, а пыльцы дуба, липы, лапины, ореха, лещины — очень мало, она рассеяна равномерно. Пыльца лапины и ореха, по словам автора, только «по всей вероятно-

[1] Описание несколько упрощено.

сти является синхронной осадку» [100, стр. 130], тем более, что эта пыльца (переотложенная) встречена и в среднечетвертичных отложениях [100, стр. 139, 141, 143, 146, 147]. Вообще доказательства межледникового генезиса осадков между двумя нижними моренами не отвечают общепринятым доказательствам, очень хорошо сформулированным в том же сборнике [24].

Прежде чем попытаться оценить значение данных о покровном нижнечетвертичном оледенении Белоруссии, сообщим сведения по территории Литвы, Украины и Среднего Дона.

Литовские разрезы. Доледниковые или предледниковые пески залегают на плиоценовых песках и постепенно переходят в последние в районах Ветигала, Даумантай и Вильнюса [160].

Спорово-пыльцевой анализ позволил расчленить собственно плиоценовые и предледниковые отложения. Очень важно отметить, что только в плиоценовых песках встречена пыльца третичных видов *(Taxodiaceae, Cupressaceae, Juglandaceae)* и обычных и для четвертичных отложений дуба, липы, бука и граба. В собственно предледниковых отложениях преобладает пыльца сосны и березы, а также трав и кустарничков, в том числе полыни.

Никаких данных о пыльце третичного типа в четвертичных отложениях эти авторы не приводят. На предледниковых отложениях залегает нижнеплейстоценовая морена. Литовские исследователи синхронизируют ее с более молодыми «оледенениями миндель, эльстер, краковским или южнопольским» [160, стр. 86]. Все упомянутые названия относятся к одной и той же окской ледниковой эпохе. Она занимает в схеме В. Шафера [194] более молодое хронологическое положение, чем оледенение гюнц или щецин, с которым белорусские исследователи сопоставляют древнюю морену Белоруссии.

В вышедшей позднее работе В. К. Гуделис [51] излагает значительно более сложную точку зрения относительно стратиграфии отложений нижнечетвертичного периода, или эоплейстоцена. Большой интерес в упомянутой работе представляет спорово-пыльцевая характеристика неогеновых отложений долины р. Швентойя, где они выходят на поверхность и непосредственно доступны изучению. Верхняя часть разреза относится, вероятно, к плиоцену. В это время (рис. 14) в Литве росли леса бореального типа и главным образом сосновые, но с примесью широколиственных и экзотических деревьев (каштан, орех, падуб, тсуга и т. д.). Это напоминает характеристику плиоценовых широколиственных лесов В. Шафера для Южной Польши.

Что касается нижнечетвертичного, или эоплейстоценового, времени, то В. К. Гуделис предполагает три эоплейстоценовых ледниковых эпохи (ледниковых покрова) в Литве. В. К. Гуделис ссылается на три разреза, находящихся в Юго-Восточной Литве, но ни каждый в отдельности, ни все они вместе взятые не свидетельствуют о трехкратном оледенении Литвы в эоплейстоцене. В разрезе Турчаляй есть только одна морена, а лежащие на них алевриты содержат пыльцу, не имеющую характера межледниковой. Вообще не известно, почему эти алевриты эоплейстоценовые, так как только в трех образцах найдена пыльца ниссы и таксодиевых, и не известно, не является ли эта пыльца переотложенной. В разрезе Рудалшна плиоценовые экзоты упоминаются в тексте, но первичное их залегание не оговорено и не доказано. Наконец, в разрезе Кальвария из 6—7 горизонтов морен к эоплейстоцену отнесены 2 нижние. Однако реликты третичных растений, по словам В. К. Гуделиса, представлены только в отдельных образцах и «часть пыльцы экзотов является, по-видимому, переотложенной» [51, стр. 458].

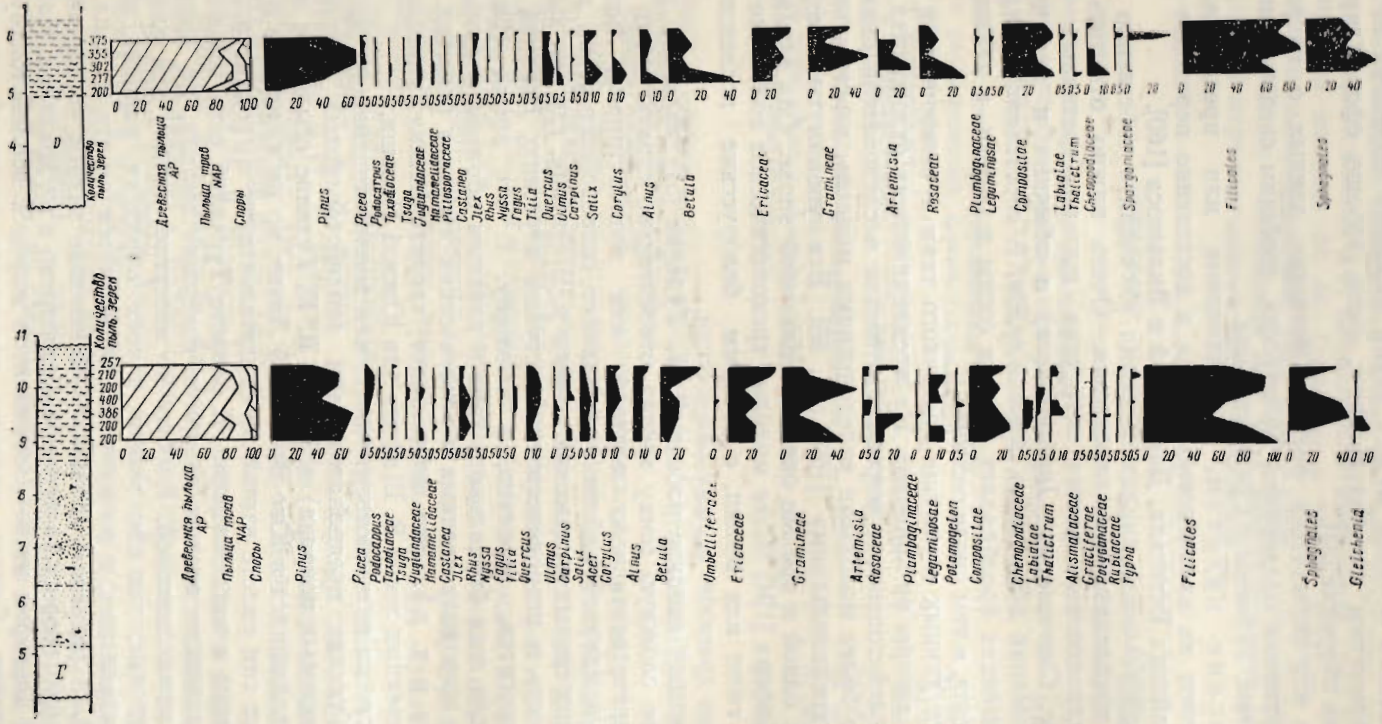


Рис. 14. Спорово-пыльцевой спектр плиоценовых отложений в обнажении Даумантай из двух горизонтов (по В. К. Гуделису)

Мы считаем полезным обратить внимание на то, что в работах белорусских и литовских исследователей о нижнечетвертичных отложениях пока не приведено данных для очень ответственных выводов о существовании эоплейстоценовых оледенений равнины. Наконец, что представлениям об эоплейстоценовом оледенении Литвы и Белоруссии совершенно противоречат данные В. Шафера и Г. И. Горецкого.

Но из сказанного не следует, что окское оледенение являлось простым событием. Мы считаем его двойным. Если будет доказан межледниковый (а не межстадиальный только) характер разделяющих его отложений, мы будем говорить о двух нижнеплейстоценовых (но не эоплейстоценовых) ледниковых эпохах. При этом если опираться на капитальные исследования В. Шафера (а это необходимо), то обе стадии (или обе ледниковые эпохи) нижнего плейстоцена окажутся моложе гюнцской «ледниковой» эпохи В. Шафера. Так как последняя — свидетель только похолодания, а не оледенения равнины, в это время невозможно предполагать покровное оледенение на территории Белоруссии.

Украина. В Предкарпатье и Приднепровье «начало образования ледниковой формации... относится к эпохе максимального оледенения» [16, стр. 58]. Она лежит на бурых, красно-бурых и пестрых глинах, которые В. Г. Бондарчук считает нижнечетвертичной корой выветривания. В окрестностях Одессы эта кора выветривания лежит на третичных куяльницких (левантинских) отложениях. Напомним, что куяльницкий ярус синхронизируется с акчагыльским ярусом.

На коре выветривания Приднепровья залегает днепровский комплекс отложений (ярус). Он состоит из ледниковых, озерно-ледниковых, флювиогляциальных отложений, свидетельствующих о глубоком изменении природных условий Приднепровья и о покровном оледенении равнины. Украинские исследователи предполагают, что на Украине присутствуют отложения днепровской ледниковой эпохи, то есть максимальной, но не древнейшей ледниковой эпохи Русской равнины. Поэтому беспочвенными будут поиски на Украине древнейшей морены, которую описывают белорусские исследователи севернее Полесья.

Следует заметить, что подморенная толща Приднепровья содержит горизонты ископаемых почв, т. е. она построена стратиграфически довольно сложно. Это свидетельствует о возможности влияния изменений климата на процесс осадконакопления Приднепровья.

Переотложение третичной пыльцы и семян. Очень интересные соображения по поводу переотложения третичной пыльцы в белорусских разрезах излагает В. П. Гричук. Он пишет, что в большинстве разрезов пыльца термофильных третичных пород, возможно, переотложена. Дело в том, что состав ее сильно изменяется по разрезу, а участие пыльцы сосны и березы почти не изменяется. Исключение представляет разрез у деревни Малое Быково. Однако нужно сказать, что характер отложений в этой скважине таков, что переотложение вполне возможно (морена, валунно-галечниковый слой, гравий).

В районе Рославля Смоленской области (деревня Волконщина) обнаружены две озерные толщи, из которых верхняя — лихвинского межледниковья. Они разделены слоем с пыльцой *Betula nana* и *B. humilis* (окское оледенение). В нижнем слое есть пыльца теплолюбивого третичного и четвертичного облика (только *Pterocarya*). Однако морены под этим слоем нет. Нижний озерный слой может быть и доледниковым.

Бассейн Дона. Подошвой четвертичных отложений служат ергенинские пески, возраст которых, несомненно, дочетвертичный, а

генезис — аллювиальный. Из разрезов четвертичных отложений наибольший интерес имеют обнажения берега р. Хопер у Новохоперска. В этом обнажении прекрасно выражена морена донского языка днепровской эпохи оледенения. Морена более древних ледниковых эпох в бассейне Дона неизвестна. Имеются, однако, пески, возможно, относящиеся к более ранней ледниковой эпохе, чем днепровская. В обнажении у Новохоперска под днепровской мореной лежит толща межледниковых окско-днепровских, среднечетвертичных отложений. Они несомненно моложе отложений, описанных выше белорусскими исследователями, как древнейшие межледниковые. Число экзотов во флоре окско-днепровского межледниковья невелико. Но в списке пыльцы, найденной в окско-днепровском слое новохоперского разреза, указана пыльца ореха (*Juglans*), тсуги, секвойи, которая «по степени сохранности не отличима от остальной четвертичной пыльцы» [85, стр. 235]. Девять форм семян, определенных в указанном заведомо межледниковом слое, переотложены из третичных отложений. По словам П. А. Никитина и П. И. Дорофеева [113], все только что отмеченные виды обнаружены во многих плиоценовых и некоторые даже в миоценовых флорах Европы и Западной Сибири.

Приведенные данные, относящиеся к новохоперскому разрезу, показывают, что хорошо сохранившаяся третичная пыльца и семена третичных растений встречаются в переотложенном виде в отложениях среднечетвертичного возраста. Эти данные ставят под сомнение палеонтологическую доказательность нижнечетвертичного возраста древнего межледниковья и эоплейстоценового покровного оледенения Белоруссии. Древнейшая морена Белоруссии, по нашему мнению, окская.

О стратиграфической самостоятельности двух нижних морен Белоруссии. Белорусские исследователи описали две древнейшие морены, разделенные нижнечетвертичным «межледниковьем». Решению этого вопроса может помочь сравнение типов спорово-пыльцевых спектров нижнечетвертичного межледниковья М. М. Цапенко и Н. А. Махнач и аллерёдского межстадиала, относящегося, как известно, к самому концу плейстоцена. Дело в том, что палеогеографическая обстановка времени аллерёда известна очень хорошо.

Содержание пыльцы широколиственных пород в отложениях нижнечетвертичного межледниковья, по М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, очень невелико. Оно измеряется всего несколькими процентами. Если основываться на содержании этой пыльцы, как это обычно и делают, можно прийти к выводу, что условия межледниковья были прохладнее современных. Географическая обстановка напоминала обстановку Белоруссии в аллерёдское межстадиальное время [8], когда темнохвойные и даже смешанно-темнохвойные леса росли на пространстве от Прибалтики до Полесья и Костромского Поволжья. В это время, которое считают только межстадиальным, лесной покров напоминал позднеголоценовый, то есть был весьма близок к современному (в Полесье — ильмовые, липа, дуб, бук, орешник). Июльская температура опускалась ниже современной на 2°.

Таким образом, один из вопросов сводится к стратиграфической самостоятельности двух древних окских оледенений Белоруссии. Второй вопрос возникает при сравнении разрезов Белоруссии и Южной Польши, палеоботанически изученных В. Шафером [194]. Он выделяет в Южной Польше следы весьма слабого похолодания, которое связывает с древним оледенением Северной Европы (но не Польши).

Еще менее можем мы согласиться с представлениями о трехкратном нижнечетвертичном оледенении Литвы (см. выше).

ДВА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗА

На территории Восточной Европы и в пределах Европейского ледникового щита пока известно только два разреза четвертичных отложений, значение которых настолько велико, что их стоит и рассмотреть отдельно, как опорные разрезы. Один из них находится в Западных Карпатах у села Мизерна в Южной Польше. Он изучен В. Шафером [194]. Другой разрез такого же большого значения находится на Каме и изучен Г. И. Горецким [34].

Разрез Мизерна в Южной Польше (рис. 15). Его палеоботаническая и палеоклиматическая интерпретация заключаются в следующем.

Кривую изменения средней температуры года в нижнем плиоцене и нижнем плейстоцене можно назвать ритмически ниспадающей. Она отмечает нарастающие кверху волны холода. Во время первого похолодания (слои Мизерна I и I/II) температура года понизилась только до ее современного уровня (+7°). Это время В. Шафер считает среднеплиоценовым и доледниковым. Затем следует потепление до +12° (слой Мизерна II). Вторая волна холода (слои Мизерна II/III) свидетельствует о понижении среднегодовой температуры до +5° и о начале ледникового четвертичного периода. В. Шафер указывает, что оледенение не могло проникнуть в Польшу при таких климатических условиях. Два похолодания он называет догюнцским и гюнцским.

Весьма важно отметить, что догюнцское и гюнцское похолодания В. Шафера вызвали появление в Польше не полярных, а только бореальных флор. Полярная (иначе перигляциальная) флора появилась значительно позднее.

Во «время гюнц», которое В. Шафер отмечает символами MIZ (то есть Мизерна) II/III, в Южной Польше росли сосново-елово-пихтовые леса, грецкий орех, ильмовые, липа. Недревесной пыльцы, характерной для отложений ледниковых эпох, в этом слое не больше, чем в слоях верхнего плиоцена. Находок перигляциальной флоры еще не было, если не считать одну проблематичную находку *Selaginella selaginoides*, которая к тому же найдена и в вышележащих межледниковых слоях, то есть не может быть признана характерной для слоя, относимого к ледниковой эпохе «гюнц».

В. Шафер выделяет перед похолоданием «гюнц» более раннее похолодание «догюнц». Но главные черты природы обеих прохладных эпох — общие (предгюнц).

Прохладная эпоха «догюнц» (Мизерна I и I/II). Временно исчезают многие термофильные растения: орех, бук, магнолия, ликвидамбар, виноград и т. д. Продолжает произрастать граб. Впервые появляются бореальные водные растения, особенно рдест *(Potamogeton)*. Появляются сфагновые мхи. Перигляциальная флора, конечно, отсутствует. Климат напоминает современный климат в этой же местности.

Похолодание «догюнц», по мнению В. Шафера, может не быть связано с оледенением. Поэтому оно относится им к плиоцену. После теплой климатической эпохи верхнего плиоцена наступает вторая волна охлаждения климата и первое оледенение «гюнц».

Прохладная эпоха «гюнц» (Мизерна II/III). Состав наземной и водной флоры опять значительно меняется. Многие плиоценовые роды и виды исчезают окончательно: тсуга, магнолия, ряд кленов. «Холодные климатические осцилляции гюнца не выносят: дубы (*Quercus*), *Carya* cf. *tomentosa*... из водных растений *Euryale carpatica* и *Brasenia purpurea*» [194, стр. 152]. Климат был влажным. Поэтому

лесостепь теплой эпохи в Мизерна II сменилась лесами типа северобореальных с водными и болотными растениями. Средняя температура года ниже, чем в эпоху «догюнц» и чем в настоящее время, на 2—3°.

Итак, характеристика климата древнего («гюнцского») оледенения, которую приводит В. Шафер, соответствует характеристике А. Т. Артюшенко для времени аллерёдского межстадиального потепления (средняя температура года на 2° ниже современной).

Между тем не вызывает сомнения вывод, что в аллерёдское время граница Европейского ледникового щита находилась севернее моренного пояса Сальпауселькя.

Похолодание, но не покровное оледенение. Таким образом, в эпоху древнего оледенения В. Шафера покровного оледенения к югу от Балтийского моря не могло быть нигде. Конечно, его не было и на территории современной Белоруссии. Распространялась только бореальная флора, причем со времени «догюнц», которое В. Шафер относит к плиоцену. Между тем М. М. Цапенко и Н. А. Махнач сопоставляют древнее покровное оледенение Белоруссии с древним оледенением «гюнц», хотя его в Польше не было. Выводы, очевидно, несовместимые.

В настоящее время можно весьма хорошо себе представить, сколь незначительно влияние среднегодового похолодания на 2° на измене-

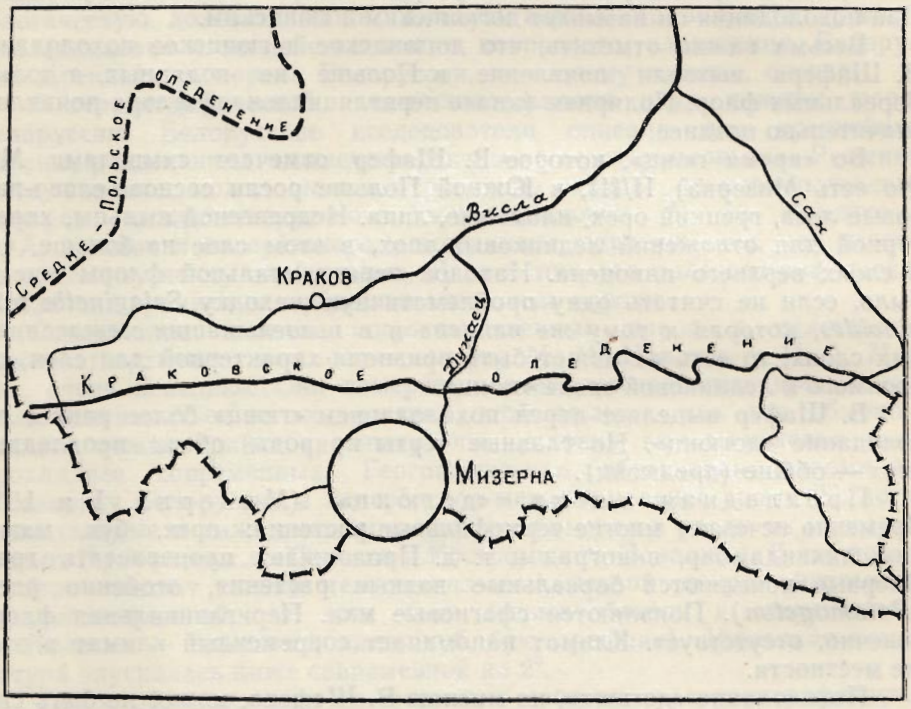


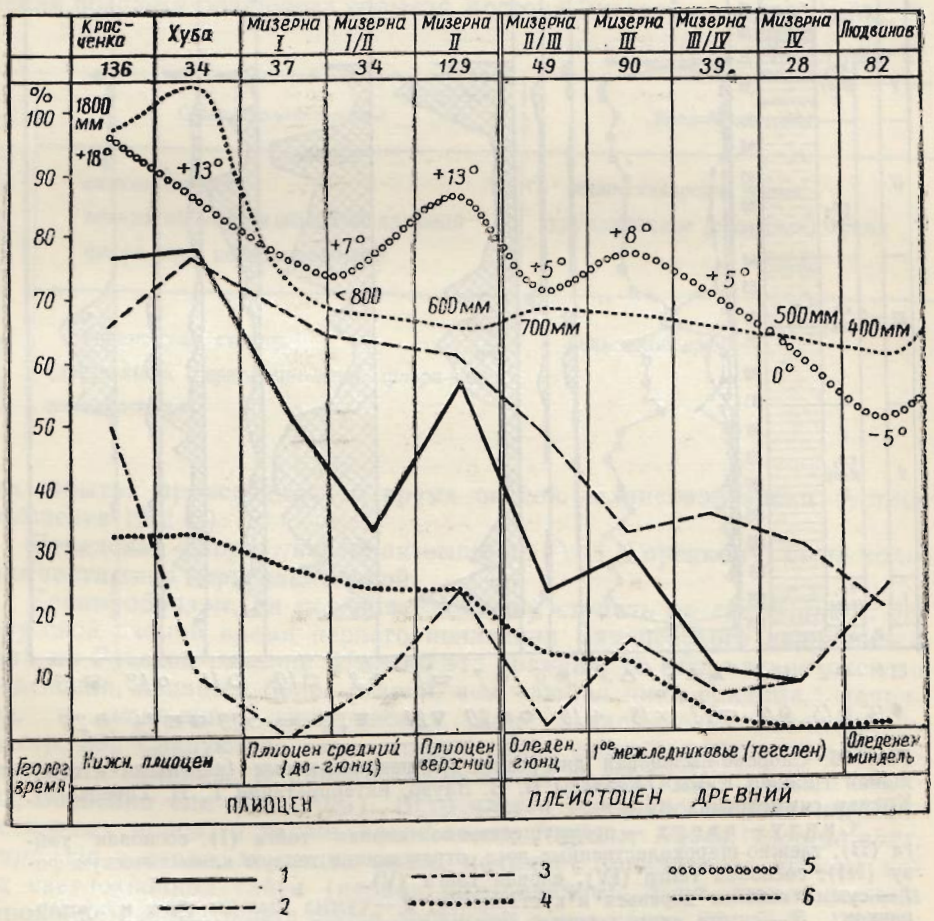
Рис. 15. Разрез Мизерны (Кросштынь) (по В. Шаферу):
Слева — положение разреза в долине р. Дунаец

ние площади оледенения суши. Как известно, в Европе наблюдалось потепление в 1920—1940 гг., сменившееся теперь похолоданием. Среднегодовая температура в Ленинграде с 1801—1850 по 1921—1936 гг. повысилась на 1,1° [11, 154]. Таким образом, изменения среднегодовой температуры имели тот же порядок величин в Средней Европе, но об-

ратный знак, по сравнению со временем древнего оледенения Польши. Однако недавнее потепление климата не вызвало катастрофического уменьшения площади оледенения, а только сокращение горных ледников. Похолодание на 1—2° в условиях Средней Европы еще не признак наступившей ледниковой эпохи.

Итак, предварительный анализ вывода о самом древнем оледенении Белоруссии вновь вызывает возражения. Вероятно, что обе нижние (древние) морены Белоруссии все же моложе древнего оледенения (Мизерна II) В. Шафера.

Разрез Нижней Камы. Имеются в виду материалы Г. И. Горецкого [35]. Как и разрез у Мизерны, камский разрез (рис. 16) также



Справа — кривые изменения физико-географических условий в плиоцене и в нижнечетвертичное время по данным изучения ископаемых флор Мизерны.

Условные обозначения кривых: *1* — сумма экзотических элементов флоры; *2* — древние виды; *3* — специфические виды; *4* — вымершие виды; *5* — изменение годовой температуры; *6* — изменения годовых осадков

охватывает переходное время плиоцена и четвертичного периода. Геологический разрез, описанный Г. И. Горецким, отражает события длительного отрезка времени со многими фазами изменения растительности и климата. Разрез Камы является как бы близнецом разреза Мизерна. Хотя оба разреза разделены пространством свыше 2000 *км*,

положение их очень сходное, так как они оба находятся на флангах Русской равнины.

Средне- и верхнеплиоценовые слои этого района разделяются (в восходящей последовательности) на кинельские, акчагыльские и апшеронские (домашкинские). По мнению Г. И. Горецкого, все перечисленные слои отлагались в прохладном климате, который не являлся

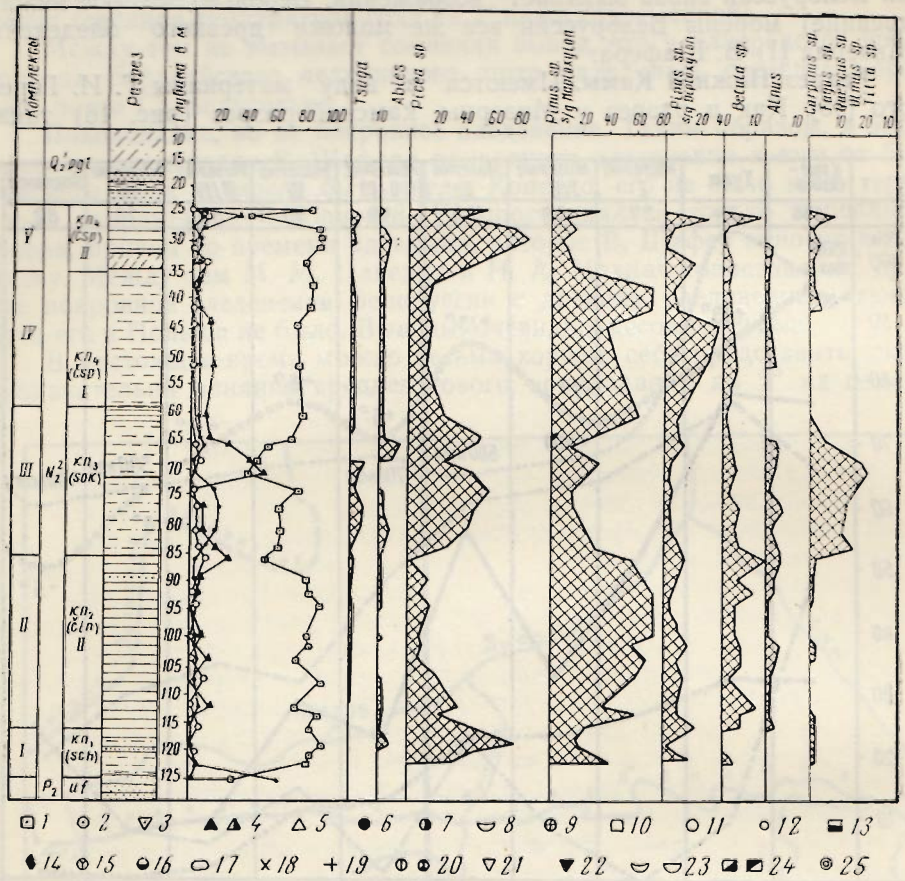


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма среднеплиоценовых (кинельских) отложений Нижней Камы. (Анализы В. В. Зауэр, интерпретация Г. И. Горецкого). Кривая симметрична.

Снизу — вверх — преимущественно еловая тайга (I), сосновая тайга (II), таежно-широколиственные леса, отражающие теплую климатическую фазу (III), сосновая тайга (IV), еловая тайга (V).

1 — сумма пыльцы деревьев и кустарников; *2* — сумма пыльцы трав и кустарничков; *3* — сумма спор высших споровых растений; *4* — *Abies*; *5* — *Picea*; *6* — *Pinus*; *7* — *Pinus sibirica*; *8* — *Larix*; *9* — *Salix*; *10* — *Alnus*; *11* — *Betula* sec. *Albae*; *12* — *Betula* sec. *Nanae*; *13* — сумма пыльцы *Quercus, Tilia, Ulmus, Carpinus*; *14* — *Corylus*; *15* — *Ericales*; *16* — *Gramineae*; *17* — *Cyperaceae*; *18* — *Chenopodiaceae*; *19* — *Artemisia*; *20* — разнотравье; *21* — *Bryales*; *22* — *Sphagnum*; *23* — Polypodiaceae; *24* — *Lycopodium*; *25* — *Eguisetum*.

Условные обозначения пыльцы и спор относятся и ко всем последующим диаграммам

еще климатом ледникового периода. В течение этого продолжительного времени наблюдались ритмические изменения климата, напоминающие климатические ритмы, установленные В. Шафером в Южной Польше. Эти климатические ритмы были выражены, как и в Польше, слабо. Но

разрез Камы показательнее разреза Мизерна, так как сверху заканчивается слоями с перигляциальной флорой. Климат стал резко холодным только после того, как закончилось отложение всей упомянутой пачки слоев (кинель—апшерон).

Резкое похолодание наступило в бакинское время, а перед хазарским временем отложились остатки флоры типа перигляциальной с *Betula nana* и *Selaginella selaginoides,* которые были обнаружены в подстилающем хазарские отложения древнем венедском аллювии р. Нижней Качки.

Г. И. Горецкий сопоставляет хазарские отложения с отложениями межстадиала окского оледенения и уточняет важные для нас соотношения возраста различных событий Востока Русской равнины (табл. 5).

Таблица 5

	Север Русской равнины	Каспийский район
Окская ледниковая эпоха Q_1	окская стадия венедский межстадиальный аллювий флора типа перигляциальной	нижнехазарское время урунджикское (сусатское) время
	березинская стадия (древнейшая перигляциальная флора—еще не найденная)	бакинское время

Эти события происходили во время окской ледниковой эпохи (устное сообщение 1961 г.).

Венедская флора, указанная выше по Г. И. Горецкому, была только отчасти типа перигляциальной.

Таким образом, он повышает на одну ступень по сравнению с белорусской схемой время первого появления Европейского ледникового щита на Русской равнине. Именно эта граница, то есть начало окского оледенения, является более резкой, чем «любая иная граница... например, в основании апшеронских или акчагыльских отложений» [35, стр. 39]. Следующие палеонтологические данные подтверждают отчетливость границы. В кинельских осадках преобладает пыльца хвойных, особенно ели (50—70%). Встречается одиночно пыльца широколиственных пород, а также Taxodiaceae, *Juglans, Nyssa, Liquidambar, Tsuga.* Но в слоях, лежащих выше, начинает преобладать пыльца пород светлохвойной тайги (первое похолодание). Еще выше пыльца широколиственных пород снова достигает содержания 20—50%. Произрастают вновь орех, падуб, сумах, ясень, клен (листовые отпечатки). О теплом климате свидетельствуют флоры с *Salvinia tuberculata, Azolla pseudopinnata* и т. д. Наконец, над упомянутым слоем, но все еще в кинельском горизонте вновь достигают господства хвойные (сосна, второе похолодание), затем сосны и широколиственные породы.

Залегающие на кинельских слоях осадки акчагыльской трансгрессии близки по их палеоботанической характеристике к верхам кинельских отложений, но говорят все же о некотором незначительном ухудшении климата.

Апшеронская (домашкинская) свита опять свидетельствует об улучшении климатических условий «увеличением роли широколиствен-

ных пород, расцветом пресноводной фауны, появлением богатой семенной флоры с *Trapa* sp., *Najas marina* L., *Azolla interglacialica* PAN, *Euryale* sp., *Ranunculus sceleratus* PAN и др.» [35, стр.37]. И только еще позднее появляются перигляциальные флоры. Это третье похолодание — первое плейстоценовое.

Итак, спорное время среднего — верхнего плиоцена у восточного крыла Европейского ледникового щита отражает две затухающие вспышки тепла и две вспышки похолоданий, а затем третье — главное похолодание и первое оледенение.

Отметим изумительный факт, пока не обративший на себя внимания, заключающийся в сходстве разрезов, описанных Г. И. Горецким и В. Шафером. Последний также отмечает две убывающие вспышки тепла и две — похолодания времени среднего — верхнего плиоцена. Конечно, отмеченное сходство требует изучения. В частности, необходимо детальное сличение ископаемых флор с учетом регионального различия двух территорий, удаленных одна от другой на расстояние более 2000 *км*. Может быть, после детального изучения отмеченного впервые сходства мы получим окончательную возможность говорить, используя метод интерполяции, о единстве нисходяще-ритмических изменений природы всей северной половины Русской равнины в среднем и верхнем плиоцене.

Растительный покров Прикамья в фазы похолодания (хвойные леса с элементами широколиственных пород) в равной степени, как и в Польше, не оставляют никакой возможности для предположения о покровном оледенении Русской равнины.

В более поздней работе Г. И. Горецкий [37] отмечает следующие дополнительные данные и соображения.

В развитии семенных флор Прикамья обнаруживаются следующие переломные моменты: 1) миоцен — плиоцен; 2) плиоцен-четвертичный период в принятом понимании. Даже верхнеплиоценовая флора ближе к среднеплиоценовой кинельской (36% общих форм экзотов), чем к нижнечетвертичной соликамской (только 6%). Резкое похолодание произошло только с переходом от верхнего плиоцена к четвертичному периоду в принятом понимании.

Только в нижнечетвертичных отложениях (соликамских) найдены семена холоднолюбивых растений, в том числе *Betula nana*.

Е. Н. Ананова [3] подчеркивает ясное стратиграфическое положение подхазарского, иначе — венедского аллювия, который прослеживается вдоль Волги на протяжении 2000 *км* и сопоставляется с межстадиалом окской эпохи оледенения. Пыльца и споры венедского аллювия указывают на (впервые) наступившие ледниковые условия в предхазарское время. На общих выводах Е. Н. Ананової о растительности плиоцена мы остановимся ниже.

Условия венедского времени имели перигляциальный характер. «В непосредственной близости произрастали представители сухих степей и тундр» [3, стр. 103]. Это был ландшафт перигляциальных степей или тундро-степей.

М. Н. Грищенко [46] систематизировал сведения об ископаемых пыльцевых неогеновых и четвертичных флорах ергенинской толщи бассейна Дона. К началу плиоцена в бассейне Дона похолодание и сухость климата уже приводят к образованию открытых (лесостепных) пространств. Но «в среднем плиоцене миоценовая флора вновь возрождается» [46] (новое потепление). В отложениях среднего плиоцена есть пыльца таксодиума, секвойи, тсуги, ореха, каштана. Затем опять наступает похолодание хапровско-акчагыльского времени верхнего плио-

цена. Таким образом, в течение плиоцена было два похолодания, разделенных потеплением. М. Н. Грищенко не связывает ни одно из похолоданий с наступлением ледниковых условий на Русской равнине.

Соображения А. И. Москвитина. Вопрос о начале древнего оледенения Русской равнины и древнейших ледниковых эпохах рассмотрел также А. И. Москвитин [108]. Он пришел к другому выводу, чем Г. И. Горецкий. А. И. Москвитин считает, что на Русской равнине уже в акчагыле было покровное оледенение. Второе покровное оледенение было в апшероне.

А. И. Москвитин проводит нижнюю границу четвертичного периода под отложениями акчагыльской трансгрессии. Со своей точки зрения он совершенно прав (акчагыльское время = времени окского ледникового покрова Русской равнины). Но нельзя согласиться с параллелизацией акчагыльской трансгрессии и окского оледенения. Этому противоречат факты Г. И. Горецкого.

Доказательства А. И. Москвитина в пользу акчагыльского покровного оледенения Русской равнины весьма спорны.

У села Бектяжка (на Средней Волге) в илах с галькой без фауны наблюдались криотурбации. В этом же районе в акчагыле указаны остатки *Elephas primigenius* и *Equus caballus*.

Акчагыл совпадает «с приходом тайги и мамонта» [108, стр. 46]. В акчагыльское время отложилась соликамская морена. Она акчагыльского возраста, так как лежит на наземных слоях с таежной верхнеплиоценовой флорой. Эта морена «не может быть четвертичной по соображениям о взаимосвязи событий (подчеркнуто нами. — *К. М.*), происходивших в плиоцене в долинах Волги и Камы» [108, стр. 47]. Упоминаются также смятие слоев действием пакового льда, ленточные осадки, глыбы пород «кем-то перемещенные» [108, стр. 192] и морена на Тереке.

Ни одно из доказательств акчагыльского возраста первого покровного оледенения, трактуемого как окское, не является основательным. Криотурбации и подобные им явления перемещения слоев должны быть очень детально изучены, чтобы их можно было признать за таковые. Подобные описания в работе А. И. Москвитина отсутствуют. Ленточные отложения образуются в различных, часто в неледниковых условиях. Молодая фауна млекопитающих говорит против акчагыльского возраста слоев, в которых она обнаружена. Ссылка на морену на Тереке (Северный Кавказ) не может иметь значения. Моренный характер этих отложений опровергнут, а район Терека тяготеет не к Волге, а к Кавказу с его горным оледенением. Соликамская «морена» А. И. Москвитина не морена, как отмечает Г. И. Горецкий, а делювиальные супеси [37, стр. 23]. Примерно такие же и, к сожалению, бездоказательные суждения приведены А. И. Москвитиным в пользу апшеронского покровного оледенения Русской равнины. В Поволжье в акчагыле не было и арктических пустынь, как это думает А. И. Москвитин. Против предположений подобного рода говорит разрез акчагыла, детально охарактеризованный Г. И. Горецким.

Ергенинские пески. От Среднего Дона к Волге у Волгограда и далее вдоль Ергеней протягивается полоса так называемых ергенинских песков. Им неправильно приписывали флювиогляциальный генезис и нижнечетвертичный возраст. В такой трактовке они приобретают значение признака, свидетельствующего о древнейшем плиоценовом (эоплейстоценовом) оледенении Русской равнины. Однако В. А. Николаев [114] установил нижнеплиоценовый, а может быть, и верхнемиоценовый возраст ергенинских песков. Пески лежат на отложениях ниж-

него понта и покрываются скифскими глинами, выше которых обычно проводят нижнюю границу четвертичного периода. В 60 *км* к северу от Волгограда (у села Прямая Балка) В. А. Николаев обнаружил в верхних горизонтах ергенинских отложений отпечатки листьев: осины, березы, черной и серой ольхи, клена, орешника, граба, бука, дубов, каштана Кубинга, железного дерева, кизила. Совершенно очевидно, что приведенная флора не совместима с предположением о нижнечетвертичном возрасте ергенинских отложений и флювиогляциальном происхождении песков. Однако отложение ергенинских песков было длительным процессом. Возраст их в разных пунктах может быть различным, но, по-видимому, не моложе конца плиоцена.

В 1948 г. в бассейне р. Хопер мы имели возможность проследить соотношение ергенинской толщи и четвертичных отложений. Хопер впадает в Дон против станицы Вешенской у выдвинутой к югу дуги донского языка Европейского ледникового щита. Здесь, в 1—2 *км* выше устья, у станицы Букановской можно видеть безвалунный лёссовидный суглинок, залегающий на двадцатиметровой толще ергенинских песков, вверху желтых, внизу — оранжевых и малиновых. Ергенинские пески залегают на меловых отложениях. Моренные отложения в устье Хопра отсутствуют и встречены севернее в 12 *км* от устья. В ясных стратиграфических условиях морена (днепровская) появляется еще выше только у Новохоперска, где залегает на межледниковых окско-днепровских отложениях. В основании последних находится толща песков, переходящая в галечниковый горизонт. Аналогичный валунно-галечниковый горизонт известен севернее, также в бассейне Дона, у Воронежа (Кривоборье). Как показал М. Н. Грищенко, в области донского языка есть только горизонт днепровской морены [46].

Итак, в пределах донского языка, так же, как и днепровского, не только нет более древней морены, чем окская, но и само окское оледенение представлено только экстрагляциальной фацией: песками, галечниками.

РУССКАЯ РАВНИНА В ЦЕЛОМ

Данные В. П. Гричука. Ископаемые флоры верхнего плиоцена и нижнечетвертичного времени для Русской равнины в последнее время анализировал В. П. Гричук [42]. Им использованы данные, относящиеся к 28 ископаемым флорам из ста различных родов ископаемых растений. В. П. Гричук пришел к следующим выводам (рис. 17).

Первое крупное вымирание родов растений обнаруживается на границе миоцена и плиоцена (перед понтом). К этому времени на Русской равнине вымирают все тропические роды. Второй скачок «книзу» произошел в развитии флоры перед акчагылом. Вымирают североамериканские роды, как например, секвойи, восточноазиатские (вечнозеленые растения) и американско-средиземноморскоазиатские (например, каштаны). В акчагыльское время остается уже всего 14% родов чуждых современной флоре Русской равнины (экзотов), то есть вымерших позднее за отрезок времени акчагыл — современность. Эти экзоты также вымирают не равномерно, а скачкообразно.

В. П. Гричук сопоставляет акчагыльское время с древнейшим межледниковьем Русской равнины. К сожалению, данные о числе процентов экзотов в белорусских материалах несравнимы с данными В. Шафера и В. П. Гричука. Они получены различными методами (пыльцевым и карпологическим). Кроме того, белорусские авторы обращают внимание на то обстоятельство, что часть обнаруженной

ими пыльцы в отложениях древнего оледенения заведомо переотложена из третичных отложений, но какая именно часть — неизвестно.

Карпологический метод применялся и до появления работ В. П. Гричука, посвященных этой теме, и мы уже ссылались выше на работы В. Шафера, основанные тоже на применении карпологического метода. Однако представляется желательным высказать следующие соображения. В. П. Гричук характеризует эволюцию флоры Русской равнины в миоцене, плиоцене, четвертичном периоде. Но все это время природа Русской равнины была зональна. К какой же зоне относятся

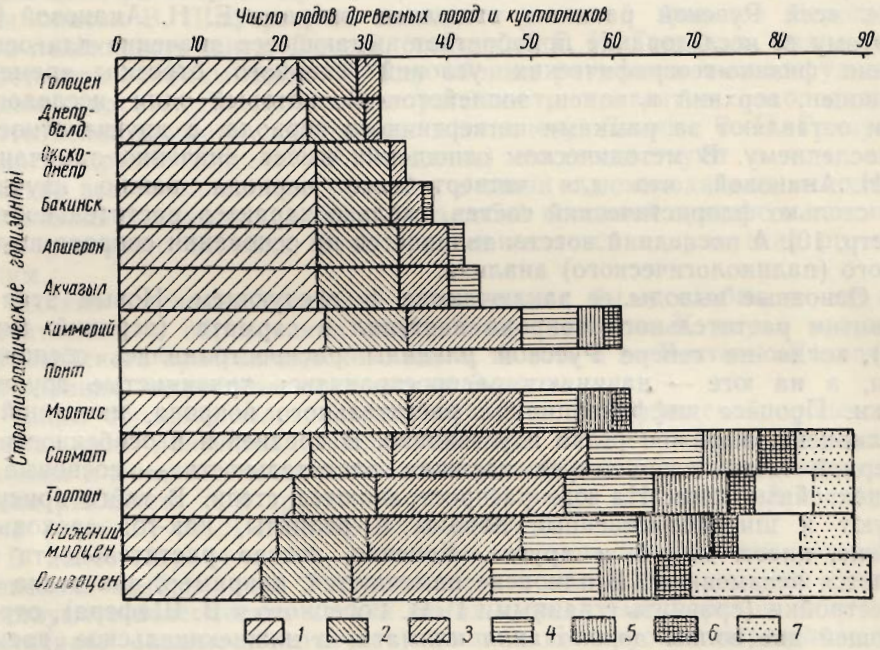


Рис. 17. Изменения в отношениях географических групп родов в верхнекайнозойских флорах южной части Русской равнины (по В. П. Гричуку).

Голарктические роды:

1 — широкораспространенные; *2* — американо-евразиатские; *3* — американо-средиземноморскоазиатские; *4* — американо-восточноазиатские; *5* — восточноазиатские; *6* — североамериканские.

Тропические роды: *7* — плюриконтинентальные, южноазиатскоамериканские, австралийские и африканские

приведенные выше выводы[1]? Анализируются только древесные флоры; но все более значительную роль играют травянистые флоры; сопоставление со схемой В. Шафера делается по количеству родов или их процентов, что вряд ли доказывает синхронизм флор, даже если цифры похожи; анализируется вымирание форм (нисходящая линия развития); не обращено внимания на такие важные события, как появление новых форм: бореальных и в особенности перигляциальных, что делают палеозоологи (восходящая линия развития); как известно, палеоботаники считают, что в четвертичном периоде новые виды растений уже почти не вычленялись. Это делает анализ четвертичных флор менее перспективным, чем анализ четвертичной растительности [3].

[1] Этот критический вопрос авторы адресуют не В. Шаферу; его сборы семян относятся к одному пункту (Мизерна в Западных Карпатах).

По изложенным выше причинам нельзя согласиться с конечным выводом о проведении нижней границы четвертичного периода под ярусом акчагыла. Этот вывод приводит к неправдоподобному предположению о произрастании в условиях покровного оледенения (в акчагыле и апшероне) на Русской равнине лесов с примесью грецкого ореха, лапины, каштана и т. д., что несовместимо с условиями ледникового периода. Такие леса свидетельствуют о еще теплых зимах. Эти леса росли в плиоцене (подлинном), когда в средиземноморском климате Юга Русской равнины образовались коричневые почвы.

Данные Е. Н. Ананової. Палинологический обзор миоцена и плиоцена всей Русской равнины выполнен впервые Е. Н. Ананової [3]. Поэтому ее исследование приобретает выдающееся значение для освещения физико-географических условий спорного отрезка времени (плиоцен, верхний плиоцен, эоплейстоцен), который одни исследователи оставляют за рамками четвертичного периода, а другие относят к последнему. В методическом отношении имеет значение замечание Е. Н. Ананової, что для четвертичного периода важно изучать «не столько флористический состав, сколько характер растительности» [3, стр. 10]. А последний восстанавливается на основании спорово-пыльцевого (палинологического) анализа.

Основные выводы ее заключаются в следующем. Новый этап в развитии растительного покрова наступил в сармате (верхний миоцен), когда на севере Русской равнины распространились сосновые леса, а на юге — начинают распространяться травянистые группировки. Процесс дифференциации растительного покрова, начавшийся в плиоцене, выражен резко и устойчиво. В средней и в особенности в северной части господствует таежная растительность — сосновые и темнохвойные леса. На юге распространяются степи. В тайге присутствуют и широколиственные породы и реликты, как-то: ореховые, лапина, нисса, падуб и другие. Конечно, состав растительности не остается неизменным. В плиоцене намечаются, например, два этапа ее перестройки (сравнить с данными Г. И. Горецкого и В. Шафера), отражающей две волны похолодания климата: в нижнекинельское время (шешлинский и челнинский горизонты) и в верхнекинельское — акчагыльское время. Но все-таки эти изменения представляют собой второстепенные явления и «плиоцен в целом является длительным переходным периодом между миоценом и плейстоценом» [3 стр. 36].

Е. Н. Ананова присоединяется к мнению, что на европейской суше в плиоцене не было материковых льдов.

Таким образом, плиоцен неделим. Один основной рубеж — это «граница между миоценом и плиоценом, а может быть даже верхи верхнего миоцена» [3, стр. 36]. Вторая граница проходит между плиоценом (в принятом понимании) и плейстоценом, когда впервые появляются перигляциальные флоры, связанные «с установлением качественно новых климатических условий» [3]. Так как перигляциальные флоры появляются уже в нижнечетвертичное (окское) время, Е. Н. Ананова предполагает образование тундровой зоны уже в конце плиоцена. Мы думаем, что слово «зона» употребляется в данном случае необоснованно, а нужно говорить об элементах тундровой и в особенности — альпийской флоры, действительно древних. Но тундровая зона образовалась позднее, в плейстоцене.

Данные Е. Н. Ананової подтверждают, что на Русской равнине в плиоцене господствовала бореальная растительность, которая появилась уже в сармате. Гораздо позднее — в плейстоцене, появились перигляциальная растительность и материковое оледенение.

ВЫВОДЫ

Присоединимся к словам Г. И. Горецкого, что «нет никаких фактических доказательств наличия плиоценовых морен в Европейской части СССР, в частности, в долинах Камы и Волги... Нижняя морена Белоруссии... соответствует нижней морене Литвы, залегающей на верхнеплиоценовых осадках» [37, стр. 24].

Несмотря на остроту противоречий во взглядах отдельных исследователей по столь важному для нас вопросу, как время начала оледенения Русской равнины (возраст покровного оледенения), решение его возможно. При этом следует опираться в особенности на два разреза. Один описал В. Шафер, и он находится у южной границы Европейского ледникового щита. Другой, описанный Г. И. Горецким, находится у восточной границы щита. Между обоими разрезами имеется удивительное сходство. Они позволяют установить, что ритмы похолоданий и потеплений климата свойственны и плиоцену. Данные В. П. Гричука и многие другие данные (см. Введение) свидетельствуют о том, что развитие всех компонентов природы в связи с похолоданием и континентализацией климата представляло собой основной процесс в течение всего третичного периода. Этот процесс является направленно ритмическим.

Однако в течение плиоцена похолодания были слабые и еще не запечатлелись в образовании ледниковых покровов. К югу и востоку от Балтийского кристаллического щита, то есть и на Восточно-Европейской равнине, ледниковых покровов не было.

Таким образом, нельзя схематизировать климатический процесс и ставить знак равенства между слабыми климатическими ритмами плиоцена и мощными климатическими ритмами четвертичного периода. Нужно различать те и другие, то есть: 1) эпохи похолоданий и потеплений (только!) от 2) ледниковых и межледниковых эпох.

В палеогеографическом отношении оледенения Русской равнины в плиоцене необъяснимы. Растительность и почва Юга равнины свидетельствуют о повсеместно мягких зимах и средиземноморском климате. «Третичная» (нижнечетвертичная) пыльца Белоруссии переотложена. Такие факты известны и для более молодого межледниковья.

Возраст древнего оледенения Белоруссии нижнечетвертичный (окский — краковский). Оледенение было, по-видимому, разделено межстадиальным потеплением. Условия последнего напоминают собой условия аллерёдского межстадиального потепления.

Итак:

1) надо различать похолодания — потепления плиоцена и ледниковья — межледниковья четвертичного периода;

2) древнейшее покровное оледенение Восточно-Европейской равнины — четвертичное окское (краковское);

3) самый резкий скачок климата произошел не перед акчагылом, а гораздо позднее — в начале окской ледниковой эпохи.

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА

О наименовании ледниковых и межледниковых эпох. Почти каждая ледниковая и межледниковая эпоха имеет у нас по нескольку наименований. Но выбрать из них определенные — трудно. Некоторые названия невыразительны или немотивированны. Ссылки на приоритет названий в большинстве случаев неоправданны. Мы вынуждены внести новые названия для двух межледниковых эпох, основанные на названиях стратотипических разрезов:

Ледниковые эпохи	Межледниковые эпохи
Окская	
Днепровская	Лихвинская
Московская?	Рославльская?
Валдайская	Мгинская

Лихвинский (чекалинский) разрез и лихвинская межледниковая эпоха. История изучения и положение. Лихвинский разрез был назван по имени города Лихвина Тульской области. Этот город во время Великой Отечественной войны переименован в Чекалин, в честь героя-партизана Саши Чекалина.

Лихвинский разрез сыграл большое значение в формировании правильных представлений о стратиграфии четвертичных отложений района Европейского ледникового щита.

Изучение лихвинского разреза начал в 1897 г. Н. Н. Боголюбов, но первые упоминания об этом обнажении относятся еще к 1781 г. (В. Левшин). Сведения, собранные Н. Н. Боголюбовым, появлялись в печати с 1904 г. История изучения изложена в монографии К. А. Ушко. Полученные им результаты опубликованы, к сожалению, в сокращенном виде [152]. Наше описание составлено по монографии К. А. Ушко. Некоторые сведения палеоботанического характера заимствованы также из работы В. П. Гричука [130].

Лихвинский (чекалинский) разрез находится в одном километре севернее города Чекалина и в 60 *км* южнее Калуги. Разрез вскрывает строение третьей надпойменной террасы Оки, на левом берегу которой он находится. Этот пункт расположен всего в нескольких десятках километрах к северу-западу от границы максимального днепровского оледенения в области межъязычья. С другой стороны, разрез расположен очень близко (к югу) от предполагаемого для этого района положения границы окского оледенения.

Общее описание. В районе обнажения развиты продуктивная свита и тульский подъярус карбона, а также девонские отложения. Верхнедевонские известняки и доломиты выходят в основании обнажения. В тектоническом отношении долина Оки здесь приурочена к окскому прогибу. Высота обнажения достигает 50 *м*, а длина его основной части — 2 *км*. В обнажении выходят шесть основных горизонтов (рис. 18):

нижние пески со щебнем и валунами,
древнеозерные межледниковые отложения,
подморенные неслоистые отложения,
подморенные слоистые отложения,
морена днепровского оледенения,
надморенные отложения.

Описание горизонтов дается в последовательности образования, то есть снизу.

Нижние пески со щебнем и валунами залегают в основании, на верхнедевонских известняках в верхней (по течению Оки) части обнажения, откуда слои опускаются вниз по течению. Эта толща достигает 5—10 *м* мощности. Она образована линзовидно-залегающими песками со щебнем, валунами, галечником. Валуны кристаллических пород до 30 *см* в диаметре, сильно выветрелые. В петрографическом отношении преобладает кремень. Мало известняка, песчаника, кварцита и кристаллических пород.

Из этого слоя был определен состав 919 валунов. 97,7% оказались из осадочных и местных пород, 2,3% (21 валун) принадлежали

кристаллическим породам: гранитам (крупнозернистому, мелкозернистому и роговообманковому), аплиту, пегматиту, габбро, кварцевому порфиру и биотитовому гнейсу. Б. М. Куплетский указал на принадлежность перечисленных разностей валунов к породам восточной части Балтийского кристаллического щита. Особенно характерны в этом отношении валуны габбро и кварцевого порфира.

Валуны из морены покровного оледенения (окского) подверглись переотложению, по всей вероятности, древней Окой, и вся толща песков, по-видимому, — аллювиальная. В нижних песках определены редкие пыльцевые зерна ели, сосны не в самом обнажении, но в его ближайших окрестностях.

А. И. Москвитин описал окскую морену южнее Чекалина, в долине р. Речицы. У города Алексина и станции Угра окская морена встречена в буровых скважинах. Она достигает мощности 4,6 *м*, содержит валуны кристаллических пород (в незначительном количестве) и покрыта песками и щебнем, переходящим кверху в озерные отложения.

Таким образом, окское оледенение достигало района Лихвина и его граница проходила с северо-запада очень близко от границы максимального днепровского оледенения.

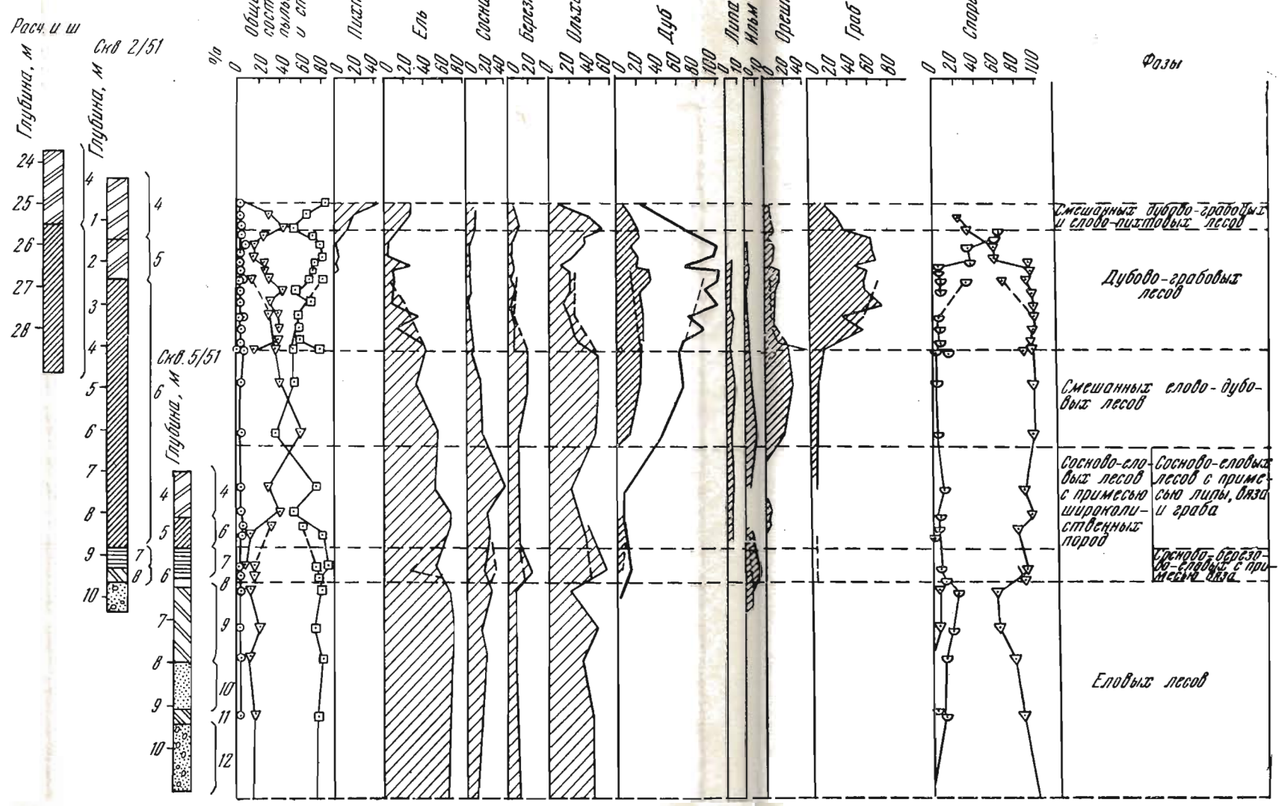
Древнеозерные межледниковые отложения. Они залегают на только что описанном горизонте в древнем понижении, образованном погружением поверхности песков в северном направлении, и прослежены на протяжении около 200 *м*. Мощность озерных слоев 10—15 *м*.

Озерные слои образуют три горизонта: нижний — зеленовато-серой неслоистой глины; средний — тонкослоистого суглинка («листоватого мергеля»), в нем найдено множество растительных остатков; верхний горизонт — черные или темно-серые глины — самый мощный (до 8—9 *м*). Кверху окраска глин становится коричнево-бурой и голубовато-серой. Органические остатки из озерных отложений будут описаны подробно дальше.

Подморенные неслоистые, частью лёссовидные отложения и подморенные слоистые отложения. Неслоистые подморенные отложения тоже неоднородны. Внизу — это глина, переслаивающаяся с песком. В. Д. Лебедев обнаружил в ней чешую окуня (*Perca fluviatilis* L.). Кверху глины переходят в лёссовидные отложения. Последние содержат гумусированные прослои, которые в горизонтальном направлении не выдерживаются. Природа их неясна и вызывала споры. Еще выше залегают слоистые лёссовидные суглинки. Эти отложения, отличные от перекрывающей их днепровской морены, переходят, однако, в морену постепенно. В лёссовидном суглинке появляются отдельные валунчики. Однако морена залегает на суглинке, не нарушая его слоистости. В лёссовидном суглинке встречены единичные зерна пыльцы ели и ивы. Н. Н. Боголюбов нашел в нем кости волосатого носорога и мамонта.

Морена днепровского оледенения разделяется на три слоя: нижний — бурая песчаная морена, средний — слоистая морена и верхний — малиново-красная морена с многочисленными валунами. Кристаллические валуны принадлежат к следующим породам.

Магматические породы: граниты — крупнозернистый, мелкозернистый, роговообманковый, с черным кварцем; аплит; гранито-гнейс биотитовый, роговообманковый; пегматит; диабаз. Метаморфические породы: гнейс биотитовый; сланец биотитовый, роговообманковый, глинистый.



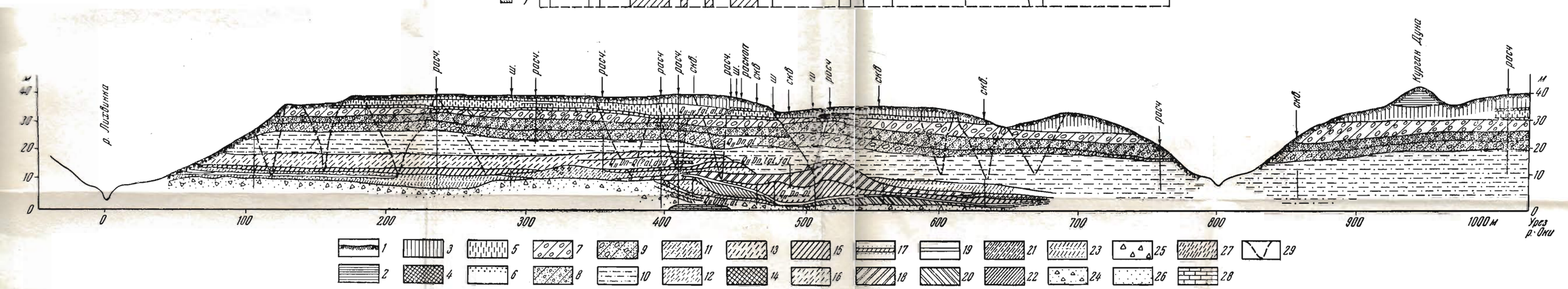


Рис. 18. Лихвинский (чекалинский) разрез. **Внизу — геологический продольный профиль разреза** (по К. А. Ушко).

Современные отложения: *1* — почвенно-растительный слой; *2* — культурные отложения кургана Дуны.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{II-IV} *fgl, al, d, pd*), последнеледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, делювиальные отложения и ископаемые почвы: *3* — суглинок желто-бурый, лёссовидный, ореховатой структуры; *4* — суглинок темно-коричневый, бурый, пористый (гумусовый горизонт ископаемой почвы); *5* — суглинок (супесь) желто-серый, ржаво-желтый (пестрый), песчанистый, местами слоистый; *6* — песок ржаво-желтый, разнозернистый, слоистый, с гравием и мелкими валунами.

Среднечетвертичные отложения: а) морена днепровской стадии днепровского оледенения (Q_{II}^{Dgl}): *7* — суглинок валунный, малиново-красный, тяжелый, валуны кристаллических и осадочных пород (бурая морена); *8* — переслаивание суглинка валунного коричнево-бурого и песка розового или желтого мелкозернистого (слоистая морена); *9* — суглинок валунный, коричнево-бурый, песчанистый, валуны кристаллических и осадочных пород (бурая морена); б) подморенные озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения (Q_{II}^{D}*fgl*, *fgl*): *10* — суглинок (супесь) желтовато-серый, лёссовидный, слоистый, тонкий; *11* — переслаивание суглинка желто-бурого с песком желтым на контакте ржаво-желтым; в) окско (лихвинско)-днепровские (I) аллювиальные и делювиальные отложения и ископаемые почвы (Q_{II} *al, d, pd*): *12* — суглинок желто-бурый, лёссовидный; *13* — суглинок коричнево-красновато-бурый, плотный, призматической структуры (гумусовый горизонт ископаемой почвы); *14* — суглинок коричневый, темно-серый (гумусовый горизонт ископаемой почвы); *15* — суглинок голубовато-серый; *16* — суглинок желтовато-бурый, песчанистый, местами с включением щебня; *17* — переслаивание глины голубовато-серой и песка желто-бурого; г) межледниковые окско (лихвинско)-днепровские озерные отложения Q_{II}^{D-d}): *18* — глина голубовато-серая, плотная, местами песчанистая; *19* — глина коричнево-бурая, неоднородная, иногда неясно-слоистая; *20* — глина черная и темно-серая (с зеленоватым оттенком), плотная, жирная, с остатками флоры и фауны моллюсков; *21* — глина тонкослоистая, известковистая, различной окраски, с остатками и отпечатками флоры и фауны листоватый мергель; *22* — глина голубовато-зеленовато-серая, плотная, местами песчанистая. Нижнечетвертичные отложения — флювиогляциальные и аллювиальные послеледниковые отложения окского оледенения (Q_{II}^{O}*fgl, al*): *23* — переслаивание суглинка желто-бурого и песка желтого, на контакте ожелезненного; *24* — песок светло-желтый, кварцевый, разнозернистый, со щебнем и валунами кристаллических и осадочных пород; *25* — кремень, галька и валуны осадочных и кристаллических пород; *26* — песок светло-желтый мелкозернистый кварцевый; *27* — суглинок желтовато-серый, песчанистый. Дочетвертичные отложения — отложения данково-лебедянского яруса и верхнего девона (D_3^{dl}): *28* — известняки и доломиты; *29* — контуры циркообразных оврагов (промоин) в стенке обрыва.

Вверху: Спорово-пыльцевая диаграмма древнеозерных лихвинско-днепровских межледниковых отложений чекалинского разреза (анализы М. П. Гричук). *1* — суглинок валунный, коричнево-бурый, песчанистый, морена ($Q_{II}^{D}gl$); *2* — суглинок (или супесь) слоистый, лёссовидный (Q_{II}^{D}*fgl, lgl*); *3* — суглинок коричневато-красновато-бурый ($Q_{II}^{O-D^2}$ *d, dp*), древнеозерные отложения (Q_{II}^{O-D}); *4* — глина голубовато-серая (верхний горизонт озерной толщи); *5* — глина буро-синевато-серая (верхний горизонт); *6* — глина черная или темно-серая (верхний горизонт); *7* — листоватый мергель (средний горизонт); *8* — суглинок коричневато-буро-серый (нижний горизонт); *9* — глина зеленовато-серая (нижний горизонт); *10* — песок глинистый серый (нижний горизонт); *11* — глина зеленовато-серая песчанистая (нижний горизонт); *12* — песок с щебнем и валунами осадочных и кристаллических пород.

Жирная кривая в графе дуба — сумма широколиственных пород (дуб, липа, ильм, орешник, граб)

Зак. 212 стр. 64—65

Состав валунов указывает, что питающей провинцией была восточная часть Балтийского кристаллического щита.

Надморенные отложения. Они образуют три подгоризонта. На морене залегает слой песка, местами крупнозернистого, с валунами, мощностью от 0,2 до 0,7 *м*. На песке лежит слоистая супесь, переходящая в суглинок, в верхней части — гумусовый горизонт ископаемой почвы. Наконец, на гумусовом горизонте залегает светло-коричневый, с ореховатой структурой лёссовидный суглинок (лёсс).

Нижние пески, супеси и суглинки представляют собой флювиогляциальные и аллювиальные отложения времени еще днепровского оледенения. Ископаемая почва, вероятно, представляет собой образование днепровско-московского межледниковья, а лёсс — синхронен последующему (московскому) оледенению. Общая мощность надморенных отложений изменяется очень сильно, от 2,8 до 20 *м*.

Стратиграфическое расчленение отложений лихвинского (чекалинского) разреза. Приведенное выше описание отнесено к литологическим комплексам, изменяющимся в вертикальном направлении. В стратиграфическом отношении можно, по-видимому, выделить следующие комплексы в последовательности их образования:

1. Водноледниковая и аллювиальная свиты времени окского ледниковья.
2. Озерная свита времени лихвинского межледниковья.
3. Подморенная, моренная и надморенная свиты днепровского ледниковья.
4. Ископаемая почва днепровско-московского (?) межледниковья.
5. Лёсс времени московского (?) ледниковья.

Эта схема опережает последующее изложение. Но она необходима для ориентировки. Главным ее обоснованием является характер органических остатков второй (межледниковой) свиты отложений. К описанию последних мы и приступим.

Фазы лихвинской межледниковой эпохи. В этой свите определены споры и пыльца, семена, отпечатки листьев, древесина, диатомовые водоросли, остатки животных (см. подробнее у К. А. Ушко). Охарактеризована вся толща (см. выше), мощностью до 14 *м*. Спорово-пыльцевой анализ (см. рис. 18) обнаружил, что нижняя половина слоев отлагалась в условиях прохладного климата и только верхняя половина — в условиях теплого межледникового климата. Возможно выделить снизу вверх шесть фаз развития растительности:

1) еловых лесов;
2) елово-сосновых лесов с примесью широколиственных пород;
3) елово-дубовых лесов;
4) грабово-дубовых широколиственных лесов;
5) грабово-дубово-елово-пихтовых лесов;
6) еловых лесов.

Во всей толще преобладает древесная пыльца. Содержание пыльцы травянистых и кустарничковых растений — не более 5%. Следовательно, в течение всех шести фаз господствовали леса, хотя и различного состава.

Приведем некоторые дополнительные, наиболее существенные данные.

Листоватые мергели обратили на себя внимание еще Н. Н. Боголюбова. Они откладывались в течение 2-й фазы — елово-сосновых лесов. В это время ильмовые, а также черная ольха и ясень (отпечатки

листьев) уже пользовались значительным распространением (8% пыльцы). Из водных растений росли определенные по семенам, наяда морская (*Najas marina*) и водный папоротник (*Salvinia natans*). Обе формы южные по отношению к Чекалину. По пыльце определена реликтовая форма из Юго-Восточной Азии — папоротник *Osmunda cinnamomea* L. Климатические условия были мягче современных.

В 3-ю фазу содержание пыльцы широколиственных пород достигает 45%, причем граба — 8%; встречается пыльца папоротника осмунда и весьма характерной дальневосточной кувшинки — бразении. Климатические условия были мягче, влажнее и теплее современных.

4 фаза. Резко увеличивается содержание пыльцы граба (40 — 60%) и дуба (20%), а широколиственных пород в целом — до 85%. Доминирует граб (*Carpinus betulus* L.), остатки которого представлены также семенами. Граб — порода морского климата (600—650 *мм* осадков, температура года не ниже +6°).

В этом слое В. Н. Сукачев нашел древесину тисса (*Taxus baccata* L.) и листья бука (*Fagus silvatica* L.). М. П. Гричук определила пыльцу падуба (*Ilex*) и каштана (*Castanea*).

Обнаружены также семена теплолюбивых водных растений или растений с южноазиатским современным ареалом: *Salvinia natans* All. var. var., *Najas marina* L., *N. minor* All., *Stratiotes aloides* L. var., *Euryale ferox* Salisb., *Brasenia Schreberi* J. F. Gmel., *Trapa natans* L.

Euryale ferox Salisb. теперь произрастает в Индии и Китае. Бразения и альдрованда тоже растения преимущественно азиатские и южноевропейские. 4-я фаза была временем климатического оптимума, с высокими среднегодовыми температурами, теплыми зимами и большой влажностью.

5-я фаза. Резко увеличивается содержание пыльцы пихты (до 45%) и ели. Уменьшается содержание пыльцы граба (до 14%) и дуба. Широколиственные леса сменяются хвойно-широколиственными лесами. Пихта, вероятно, принадлежала к европейскому виду (*Abies alba*).

6-я фаза. Господствуют еловые леса. Отлагаются самые верхи озерной толщи: голубовато-серые глины и лёссовидные суглинки (см. выше). Характерный пыльцевой спектр: ель — 78%, сосна — 17%, береза — 3%, ольха — 1%, вяз $<1\%$, ива $<1\%$.

Таким образом, спорово-пыльцевой анализ характеризует время от господства еловой тайги до господства грабово-дубовых лесов, а затем опять — до господства еловой тайги.

Общая характеристика лихвинского межледниковья. Полученная спорово-пыльцевая характеристика дополнена и интерпретирована В. П. Гричуком [130]. К 1960 г. было изучено 13 разрезов с флорами окско-днепровского, иначе лихвинского межледниковья, но общее число разрезов значительно больше, где лихвинские межледниковые слои известны, но не изучались достаточно подробно. Эти пункты расположены на большом пространстве от Литвы и Белоруссии до Верхнего и Среднего Заволжья.

Общая последовательность фаз или зон, согласно В. П. Гричуку, следующая, начиная с более ранней:

L_1 — зона березы и сосны с примесью ели — переход окского оледенения к межледниковой эпохе.

L_2 — зона ели с сосной и широколиственными породами; на юго-западе с небольшой примесью пихты.

L_3 — зона граба и пихты (обе породы здесь кульминируют) с елью и широколиственными породами.
L_4 — зона ели и пихты с небольшим участием широколиственных пород.
L_5 — зона сосны с березой и небольшим участием ели и пихты (широколиственные породы отсутствуют).
L_6 — зона березы с сосной (зона переходная к днепровскому оледенению).

Однако зоны L_1 и L_6 следует относить не к межледниковой эпохе, а к ледниковым эпохам.

Общие особенности спорово-пыльцевых спектров лихвинской межледниковой эпохи заключаются в следующем:

Высокое содержание пыльцы ели и пихты. Невысокое содержание пыльцы орешника и широколиственных деревьев, исключая пыльцу граба. Высокое содержание пыльцы граба (до 52%). Порядок кульминации отдельных кривых в пыльцевых диаграммах — снизу: ель, береза, сосна, дуб, орешник, липа, граб, ель, береза.

Реликты лихвинской ископаемой флоры. В ископаемой лихвинской флоре есть реликтовые растения. Одни из них теперь вымерли совершенно, другие — экзоты — чужды только средней полосе Русской равнины, в которой сосредоточены находки ископаемых реликтов.

Первая группа реликтов:

Picea omorica
Pinus sp. п/р *Haploxylon*
Salvinia natans var. var.
Najas Bogoljubovii

Вторая группа реликтов (экзотов):

Larix sp.
Taxus baccata
Carpinus betulus L.
Fagus silvatica L.
Ilex aquifolium L.
Castanea
Juniperus sp.
Osmunda cinnamomea L. (осмунда)
Euryale Salisb (эвриала)
Brasenia Schreberi (бразения)
Aldrovanda vesiculosa (альдрованда)
Trapa natans L. (водяной орех)
Najas marina L.
Najas minor All.
Najas flexilis (Willd). Rostk et Schmidt (наяды).

Многие из реликтов характерны и для более позднего межледниковья. Если вычесть последние, останутся реликты, «которые прослеживаются только до какого-то определенного стратиграфического уровня, а в более молодых отложениях не встречаются». Такие виды В. П. Гричук [130] называет показательными. Список показательных видов реликтов лихвинского межледниковья следующий:

Osmunda Claytoniana L.
Azolla filiculoides Lam.

Picea из сек. *Omorica*
Pinus из сек. *Strobus*
Ilex aquifolium
Tilia cf. *tomentosa* Moench.

Всего в Лихвинском обнажении определен 161 вид растений, из них многие по макроскопическим остаткам [152].

Диатомовые водоросли. Список диатомовых содержит 230 видов. Их особенно много в листоватом мергеле. Только 13 видов являются плиоценовыми реликтами и флора по общему своему облику четвертичная, но более архаическая, чем днепровско-валдайская диатомовая межледниковая флора (Полометь, Чухлома). В последней плиоценовые формы (*Cyclotella Temperei* Meist. *Stephanodiscus niagarae* Ehr. и др.) совсем не встречены. Межледниковое озеро было пресным, сначала — олиготрофным, позднее — эвтрофным.

Ихтиофауна озера изучена В. Д. Лебедевым [80] на основании около 300 отпечатков рыб. Определено 12 видов рыб, относящихся к 6 родам и 5 семействам. В особенности обильны остатки плотвы (*Rutilus rutilus* L.) и окуня (*Perca fluviatilis*). Большинство рыб (73,2%) относится к пресноводному комплексу: карповым, вьюновым и сомовым, распространенному не севернее Финского залива, главным образом в средней и южной частях Русской равнины. Представители же холодноводной ихтиофауны отсутствуют.

Изучение морфологии рыб показало, что никаких заметных эволюционных изменений за послелихвинское время не произошло. «Таким образом, виды рыб из лихвинских древнеозерных отложений при современных методах исследования не отличимы от видов, существующих в настоящее время» [80, стр. 8]. Этот вывод В. Д. Лебедев распространяет и на весь четвертичный период.

Лихвинские слои не богаты остатками наземной фауны. Обнаружены остатки волосатого носорога и мамонта (данные Н. Н. Боголюбова), отпечатки выдры, водяной крысы, лесной мыши и полевки.

Палеогеографические условия. В течение лихвинского межледниковья палеогеографические условия кардинально изменились. Мы будем иметь в виду лишь фазу оптимума этого межледниковья, а точнее — фазу грабово-дубовых лесов К. А. Ушко или зону граба и пихты с елью и широколиственными породами В. П. Гричука (рис. 19).

Обстановка этого времени в районе Лихвина (Чекалина) хорошо известна. Напомним, что этот пункт расположен в настоящее время у границы подзон широколиственно-хвойных и широколиственных лесов лесной зоны [129]. Это было время распространения широколиственных лесов и мезофильных атлантических элементов (граб, бук) и средиземноморских элементов (тисс, падуб, каштан). Климат отличался от современного несколько более высокой среднегодовой температурой (+6°), теплыми зимами, большой влажностью. Климат Лихвина (Чекалина) приближался, по всей вероятности, к современному климату Западной Украины [1].

Замечательны условия Новохоперска (современная степная зона). И здесь в 750 *км* к востоко-юго-востоку от Чекалина росли леса с буком, грабом и тисом.

Лихвинская флора найдена на Нижней Каме (Афонасово). Таким образом, смягчение климата по сравнению с современным проникло на

[1] Среднегодовая температура Тулы около +5°, Львова — +7°.

восток, и граница лесной зоны находилась восточнее и юго-восточнее современной. Судя по приведенным данным, среднегодовая температура, несмотря на, вероятно, несколько более прохладное лето, была выше современной температуры на 1—2° (в районе среднего течения Оки).

Как писал В. П. Гричук, на Русской равнине господствовала термофильная, относительно влаголюбивая растительность, климат был

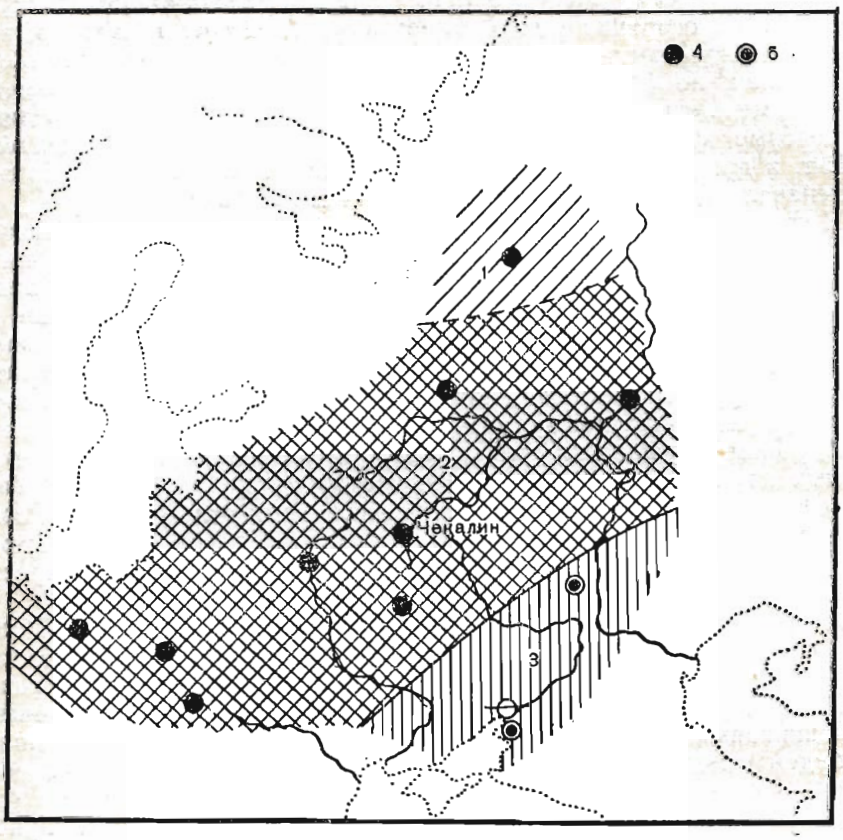


Рис. 19. Зональность растительного покрова в лихвинскую межледниковую эпоху (по В. П. Гричуку):
1 — хвойно-широколиственные леса; *2* — широколиственные (преимущественно) леса; *3* — преобладание травянистых сообществ типа современной восточноевропейской дубовой лесостепи; *4* — спектры лесного типа; *5* — спектры степного типа

во время климатического оптимума мягкий. Леса распространялись шире, чем в настоящее время, на месте южнорусских степей была лесостепь. Вместе с тем зональная дифференциация растительности была резче плиоценовой: «...ясно дифференцируется зона преобладания хвойных лесов, зона господства широколиственных мезофильных видов, но включающих в себя элементы бореальной флоры, зона растительности лесостепного характера... Можно думать, что прежние сплошные евроазиатские ареалы уже не восстановились» [40, стр. 32]. В составе среднеплиоценовой лихвинской флоры еще значительна роль элементов флор североамериканской, восточноазиатской и балкано-колхидской.

Разрез близ Рославля (у поселка Подруднянского) и рославльская межледниковая эпоха. История представлений о московском оледенении берет начало от первых стратиграфических схем, предложенных еще в 1920-х годах Г. Ф. Мирчинком. Как известно, он считал наиболее доказанным трехкратное оледенение Русской равнины, в миндельское, рисское и вюрмское время [103, 104]. Днепровская (рисская) ледниковая эпоха первоначально не расчленялась.

В 1933 г. Б. М. Даньшин [55] и другие исследователи указали, что максимальная ледниковая эпоха разделяется на две стадии отложениями межстадиального типа. Они были описаны сначала в окрестностях Москвы у станции Одинцово. Межледниковый характер этого разреза не был доказан. А. И. Москвитин, хотя и называл одинцовские слои межледниковыми (интергляциальными), вынужден был признать: «У нас пока нет данных для суждения о том, было ли это межледниковое или межстадиальное время» [105, стр. 90]. В. В. Меннер [101] отметил в них остатки мамонта и мускусного овце-быка. К. К. Марков описал в бассейне Верхней Волги межстадиальные отложения между моренами двух стадий днепровского оледенения, которые он назвал московской и днепровской стадиями днепровской эпохи оледенения [28]. Вплоть до пятидесятых годов сведения о межстадиальных отложениях этого возраста продолжали накапливаться для пространства от Белоруссии до Верхнего Заволжья (Галич, Чухлома) [156]. Спорово-пыльцевая характеристика отложений показала на обстановку перигляциальной тундролесостепи.

Изложенные взгляды достаточно хорошо соответствовали и геоморфологическому разделению территории, находящейся за границей валдайского оледенения. Как известно, его северная часть имеет лучше выраженные формы ледниковой аккумуляции, чем южная часть.

В 1955 г. С. М. Шик обнаружил в Смоленской области под мореной, которая может быть только древнее валдайской морены, межледниковые отложения. Обнаруженная межледниковая толща имеет своеобразную палеонтологическую характеристику и, по-видимому, не может быть ни мгинской (микулинской), ни лихвинской межледниковой толщей. Стратотипическим следует считать разрез у Рославля, отчего данное межледниковье мы предлагаем называть рославльским, считая название «одинцовское» межледниковье неудачным: в разрезе у станции Одинцово известны не межледниковые, а межстадиальные отложения. В них В. В. Меннер обнаружил остатки мамонта и мускусного овце-быка [101].

Описание разреза приводим по В. П. Гричуку и С. М. Шику (рис. 20). Рославльская межледниковая толща имеет мощность в 35 *м*. В этой толще два горизонта с высоким содержанием (40—50%) широколиственных пород на глубинах 15—27 и 40—42 *м* от поверхности. В разделяющем их слое нет термофильных элементов, а появляются холоднолюбивые элементы: *Betula nana* и *Selaginella selaginoides* (L.) Link.

В отложениях первого климатического оптимума найдена пыльца *Azolla filiculoides* Lam и сосны из секции *Strobus*. Именно эти находки, как считает В. П. Гричук, позволяют отнести рославльское межледниковье к среднему, а не к верхнему плейстоцену.

Широколиственные породы представлены главным образом дубом и вязом. Присутствовали три вида дуба: *Quercus robur* L., *Q. petraea* Libl., *Q. pubescens* Willd. Вяз представлен двумя видами: *Ulmus laevis* Pall. и *U. campestris* L. Пыльцы липы, граба и лещины очень мало. Много пыльцы *Pinus silvestris* L. и ряда травянистых ксерофитов.

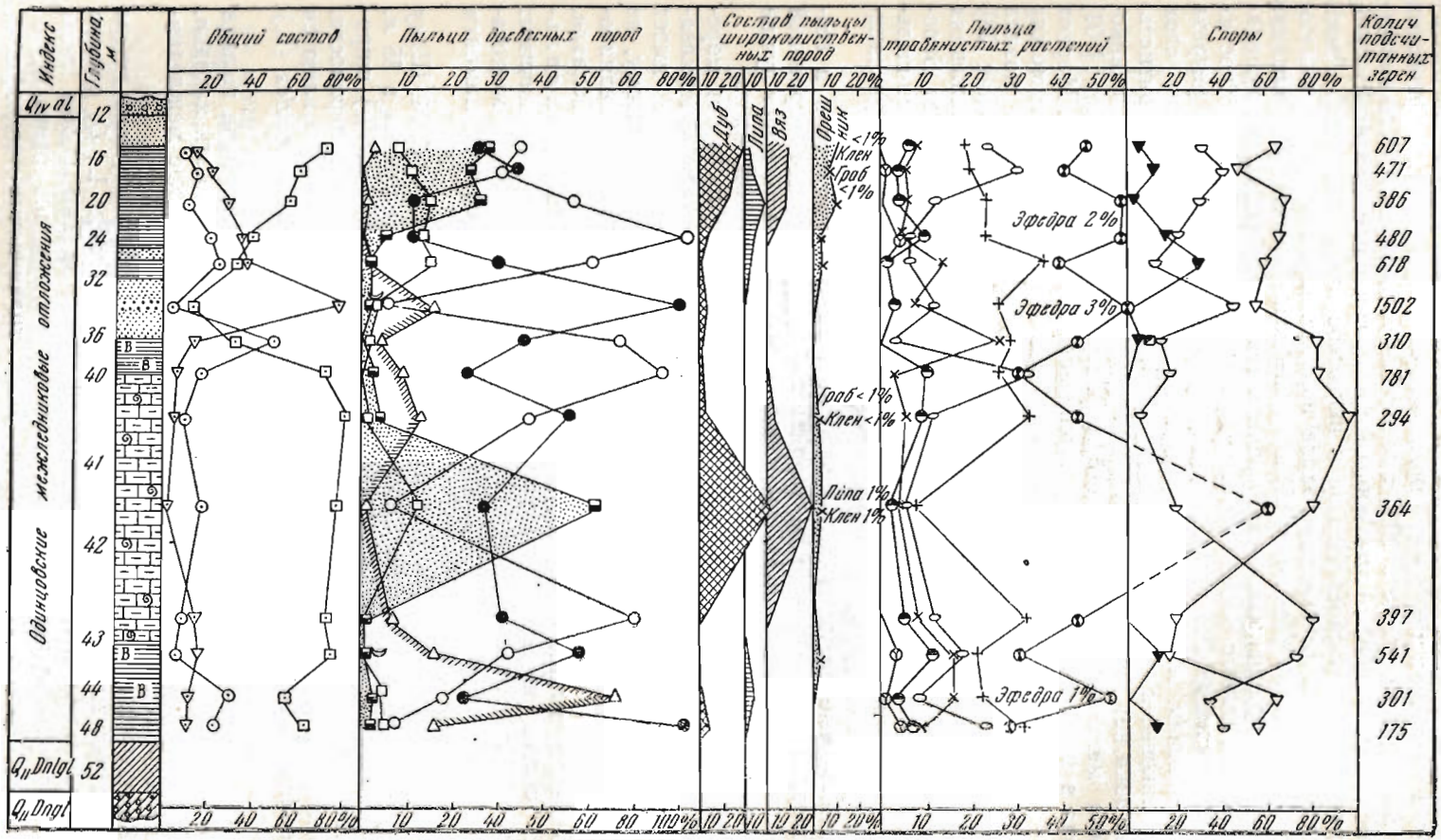


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма рославльских межледниковых отложений у пос. Подруднянское (по В. П. Гричуку и С. М. Шику). Услови, обозн. см. на рис. 16

Таким образом, общий облик флоры нижнего горизонта межледниковой толщи имеет ксерофильный характер.

В верхнем слое межледникового горизонта содержание пыльцы широколиственных пород не меньше, чем в нижнем горизонте. Преобладает также пыльца дуба (*Quercus robur* и *Q. petraea*) и вяза (*Ulmus laevis* и *U. campestris*). Несколько больше, чем в нижнем горизонте, содержится пыльцы липы (*Tilia cordata* Mill. и *T. platyphylla* Scop.), граба (*Carpinus betulus* L.) и лещины (*Corylus avellana* L. до 10%). Велико содержание пыльцы березы.

Таким образом, время верхнего климатического оптимума не такое континентальное, как нижнего.

Некоторые существенные дополнения получены при изучении других разрезов этого района (Глазово, Максименка). Время, разделяющее два потепления, по мнению В. П. Гричука, и есть то время, которое было известно давно и совершенно верно оценивалось как межстадиальное. Теперь — соответствующий слой стал известен, хотя и в немногих разрезах, но вместе с двумя слоями, отмечающими оптимальные условия, разделенные похолоданием и наступлением аридных перигляциальных условий. В нем отмечается немного широколиственных пород и пихты, значительное содержание пыльцы лебедовых и полыней, присутствие пыльцы эфедры, карликовой березки и селягинеллы.

Терминология рославльского межледниковья (по В. П. Гричуку) следующая:

а) первый глазовский термический максимум;

б) красноборское похолодание;

в) второй рославльский термический максимум.

Слои рославльского межледниковья в пределах Русской равнины в 1961 г. были известны в небольшом числе (4—5) пунктов. Весьма мало разрезов данного межледниковья установлено в Западной Европе. Это трудно объяснимо, если вспомнить давнюю прекрасную изученность межледниковых флор других межледниковий. Вопрос о рославльском межледниковье нуждается в дальнейшем изучении.

В общем растительность рославльской межледниковой эпохи — «дубовая». Она отличается от растительности лихвинской межледниковой эпохи («грабовой») своей ксерофитностью. Это отличие тем более существенно, что основные данные, относящиеся к рославльской межледниковой эпохе, получены в районе Рославля, отстоящего от Чекалина на 250 *км*, а от Новохоперска даже на 700 *км* к западу-северо-западу.

Разрез реки Мги близ Ленинграда. Вводные замечания. Мгинские межледниковые отложения изучаются давно и известны в очень большом количестве разрезов. Первая достоверная находка этих отложений сделана К. Ф. Рулье в 1844 г. в Троицком под Москвой, в 1900 г. Н. Н. Боголюбов определил их как межледниковые. Морские межледниковые слои мгинского возраста впервые описаны Р. С. Мурчисоном в 1849 г. [109]. Долгое время их считали послеледниковыми. Межледниковое положение мгинских морских отложений установил К. А. Воллосович в 1890 г. [25].

Мгинские межледниковые отложения начали изучать систематически только в 30-х годах. Много в этом направлении было сделано тогда В. С. Доктуровским. Разрезов, содержащих мгинские межледниковые отложения, в 1960 г. было известно 82.

Обилие фактических данных позволяет подробно изложить и полученные результаты. Мы опишем основной разрез на р. Мге.

Описание разреза. Мгинский разрез расположен в 50 *км* к юго-востоку от Ленинграда, на левом берегу р. Мги (приток р. Невы) у сел. Горы. Этот разрез открыт в 1921 г. и многократно посещался [1]. Однако удовлетворительно он изучен только совсем недавно [61, 74, 161], когда и выяснилось его исключительное значение для понимания стратиграфии плейстоцена Европейского ледникового щита (рис. 21).

В морских глинах, залегающих между двумя моренами, наряду с арктической формой *Portlandia* (*Ioldia*) *arctica* обнаружены бореально-субарктические формы (*Tellina calcarea*), бореальные (*Mytilus edulis*), реже *Littorina littorea* и единично бореально-лузитанские (*Cardium edule*). В этих глинах встречены также обрывки морской травы (*Zostera marina*).

Диатомовые, по Е. А. Черемисиновой, появляются в глинах с полосчатой слоистостью и в большом количестве содержатся в морских отложениях.

Для определения возраста морских глин решающую роль сыграл спорово-пыльцевой анализ морских и озерно-ледниковых глин общей мощностью 12 *м*, проведенный М. П. Гричук. Полученная диаграмма является типичной для мгинского (микулинского) межледниковья и отражает его почти полностью, кроме первой фазы начала межледниковья (рис. 21). В мгинском разрезе являются типичными следующие особенности:

1. Невысокое содержание пыльцы ели, за исключением горизонтов, отвечающих началу и концу разреза.

2. Последовательность кульминации пыльцы широколиственных пород и лещины (дуб, вяз, лещина, липа, граб).

3. Пыльцы граба много (26%), но меньше, чем сумма пыльцы дуба, вяза и липы.

4. Содержание пыльцы орешника значительно (93%).

Следует отметить, что мгинский разрез расположен около 60° с. ш. Поэтому содержание пыльцы всех широколиственных деревьев и орешника в нем ниже, чем, например, в разрезах, находящихся в Московской области.

Весьма важным горизонтом мгинского разреза является верхняя толща ленточных глин. Они залегают на верхней морене. Эту толщу ленточных отложений изучили с геохронологической точки зрения детально К. К. Марков и И. И. Краснов. С помощью финляндской геохронологической шкалы М. Саурамо [190] было установлено, что край ледника отступил окончательно из окрестностей Ленинграда около 12 000 лет назад.

Толща ленточных глин переходит в окрестностях Ленинграда повсеместно и постепенно (без размыва) книзу в верхнюю морену, а кверху постепенно же переходит в серию позднеплейстоценовых (позднеледниковых) и голоценовых слоев. Совершенно ясно, что с окончанием отложения морены ледниковый покров окончательно покинул Невскую низменность.

Разрез у села Рыбацкого. Скважиной у села Рыбацкого [2] расположенного в пределах той же Невской низины, вскрыта 43-метровая толща аналогичных морских глин между моренами. На верхней морене залегают те же пятиметровой мощности ленточные

---

[1] В 1961 г. мгинские морские межледниковые отложения обнаружены в Приильменской низменности к северу от Валдайской возвышенности.

[2] Разрез у села Рыбацкого находится на правом берегу Невы между мгинским разрезом и Ленинградом.

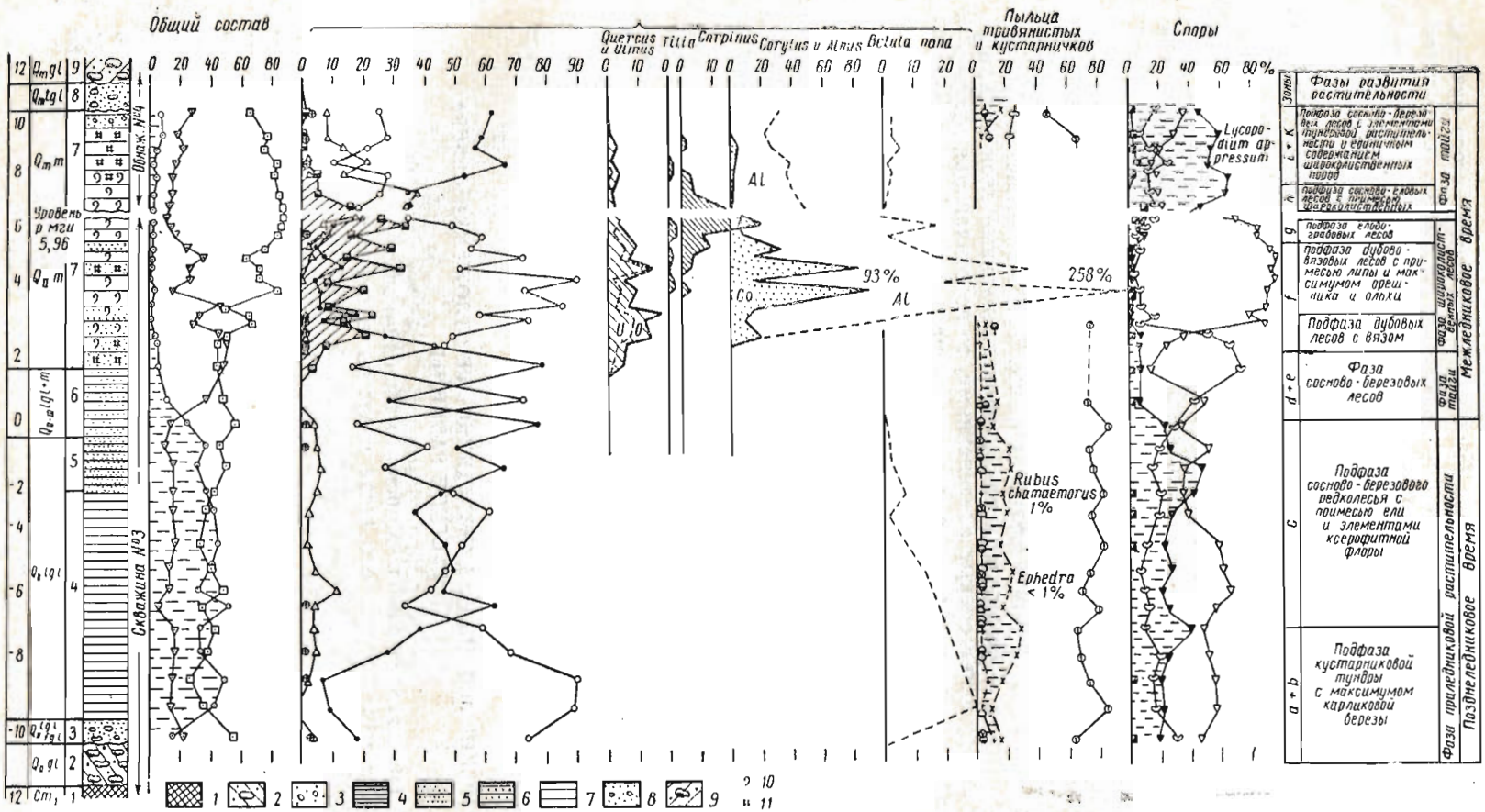


Рис. 21. Спорово-пыльцевая диаграмма р. Мги у с. Горы (скв. № 3 и обнажен. № 4) (по О. М. Знаменской, М. П. Гричук и Е. А. Черемисиновой):

1 — кембрийская глина; *2* — морена нижняя; *3* — песок с галькой кристаллических пород; *4* — ленточная глина; *5* — ленточные пески; *6* — гляциально-морская глина; *7* — морская глина; *8* — песок с галькой кристаллических пород; *9* — морена верхняя; *10* — фауна; *11* — растительные остатки. Услови. обози. см. на рис. 16

глины, что и в мгинском разрезе. Пыльцевая диаграмма этого разреза отличается своей полнотой, она прекрасно сопоставляется с другими диаграммами мгинских морских и континентальных отложений (рис. 22). Но у села Рыбацкого — полнее, чем на р. Мге, представлена верхняя часть межморенной толщи, отлагавшаяся уже в перигляциальных условиях.

Итак, в разрезах мгинском и рыбацком мы должны подчеркнуть следующее.

В обоих разрезах — две морены. Нижняя морена лежит на кембрийских отложениях. Разделяющая их межморенная толща включает как межледниковые, так и перигляциальные отложения (обеих эпох оледенения). Таким образом, весь промежуток времени от убывания «первого» и до надвигания «второго» оледенения представлен межморенной толщей.

Из этого факта вытекают весьма важные выводы: принципиальная невозможность еще одной ледниковой эпохи в отрезке времени между двумя ледниковыми эпохами, представленными в описанных разрезах, а также после отложения верхней морены. Так как мгинская (микулинская) толща — межледниковая, а перигляциальные слои образуют переход между нею и обоими оледенениями, то подстилающая морена — московская (днепровская), а перекрывающая ее морена — валдайская. Валдайская же морена есть, безусловно, верхняя морена Ленинградского района. Более того, весь дальнейший путь отступания Европейского ледникового щита от Мги и до Ботнического залива изучен с исчерпывающей полнотой М. Саурамо и отчасти К. К. Марковым и И. И. Красновым. Положение края ледника известно через каждые сто лет. Поэтому верхняя морена окрестностей Ленинграда является также мореной последней эпохи оледенения Карельского перешейка и всей Восточной Фенноскандии.

Исключительно большое значение мгинского разреза состоит в том, что в нем присутствуют морские мгинские отложения, содержащие пыльцу и споры наземной растительности. Мгинский разрез синтезирует данные о морском и континентальном развитии района.

Морские межледниковые мгинские слои в Западной Европе носят название эмских. На севере Русской равнины эти отложения (море, трансгрессия) получили название бореальных.

МОРСКИЕ МГИНСКИЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Общие замечания. Морские межледниковые отложения района Европейского ледникового щита известны в окрестностях Риги, на северо-восток от Карельского перешейка и Невской низменности в Карелии, на Кольском полуострове и в долинах Онеги и Северной Двины с их притоками. Их истинное значение понял К. А. Воллосович еще более 70 лет назад (в 1890 г.). В 1939 г. Ю. Л. Рудовиц, а в 1947 г. С. А. Яковлев указал, что на Севере Русской равнины имеются следы не одной, а двух морских трансгрессий (на острове Колгуев, в бассейне р. Мезень, возможно, и в других местах).

Морские межледниковые бореальные отложения изучались преимущественно в бассейне Северной Двины: на самой Северной Двине, у села Конецгорья (выше Архангельска) и по притоку Северной Двины — р. Ваге. В последнее время получены новые стратиграфические данные. Они будут поэтому изложены сравнительно подробно.

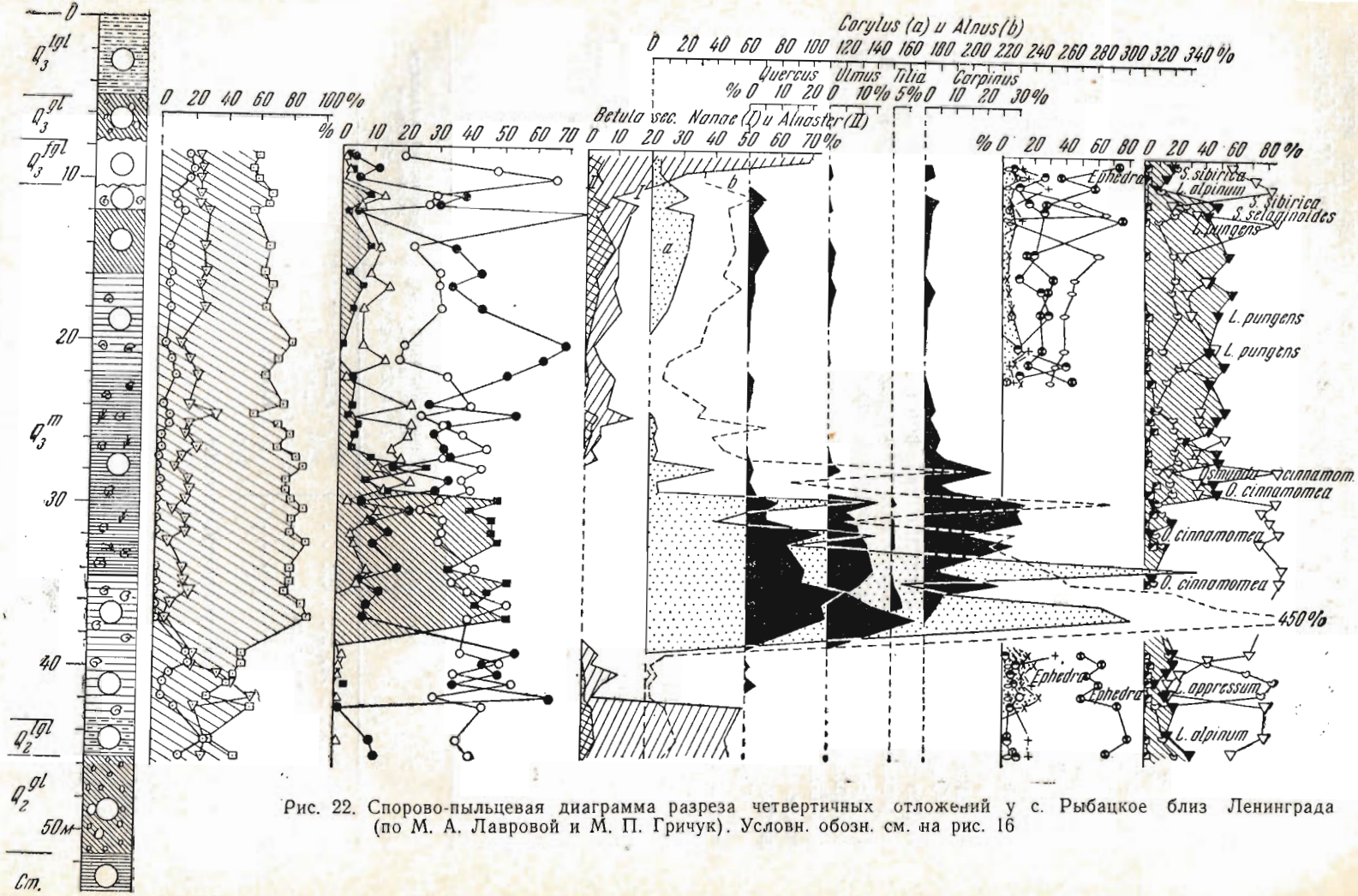


Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза четвертичных отложений у с. Рыбацкое близ Ленинграда (по М. А. Лавровой и М. П. Гричук). Условн. обозн. см. на рис. 16

Первый район, расположенный к северо-востоку от мгинского морского межледникового пролива — это район Карелии или Карельского межледникового моря.

Бореальное море. Карельское межледниковое море. Морские слои мгинского разреза продолжаются к северо-востоку, то есть в район котловин Ладожского и Онежского озер, а также на Онежско-Беломорский водораздел. Морские отложения содержат формы моллюсков и диатомовых, общие с отложениями соседних районов. С другой стороны, эта часть межледникового бореального моря, простиравшаяся на Карелию, имела свои физико-географические особенности, почему и названа Г. И. Горецким [33] карельским межледниковым морем. Так как мелководные осадки карельского моря залегают на Онежско-Беломорском водоразделе на высоте 96—101 *м*, а глубина, необходимая для их отложения, 20—40 *м*, то уровень межледниковой трансгрессии в районе водораздела достигает теперь 140 *м*. Он поднят выше, чем в бассейне Северной Двины на 60 *м*, несомненно, вследствие позднейшего поднятия Балтийского кристаллического щита.

Фауна моллюсков, собранная Г. И. Горецким, не содержит наиболее тепловодных (лузитанских) форм. Есть лишь формы лузитанско-бореальные, как *Cardium edule* L. Фауны карельского моря и мгинского пролива были, по-видимому, сходны. Как увидим ниже, они имеют несколько менее тепловодный характер, чем фауна Онежского и Двинско-Важского эстуариев. Это можно, по-видимому, объяснить положением карельского моря в стороне от теплой (Европейско-Сибирской) ветви Северо-Атлантического течения.

Спорово-пыльцевая характеристика отложений карельского межледникового моря неполна. Важно отметить, что данные нескольких разрезов указывают, что климатические условия были мягче современных. К тому же выводу приводит анализ фауны моллюсков и диатомовых водорослей. «Карельское, как и Двинское море, было значительно тепловоднее современного Белого моря», — пишет Г. И. Горецкий [33, стр. 125]. В фазу оптимума климат, например, в районе Повенецкого залива Онежского озера был теплее не только современного, но и климата послеледникового термического максимума в этом районе [14]. Об этом можно судить по количественному составу пыльцы (табл. 6).

Таблица 6

	Термический максимум межледниковья в %*	Термический максимум послеледниковья в %
Ольха	45—68	6—12
Широколиственные породы	5—8	1—4
Орешник	10—50	3—8

* Цифры, по всей вероятности, занижены.

Онежский межледниковый эстуарий. Моренные отложения образуют два горизонта, разделенные одним горизонтом отложений с морской фауной моллюсков. Морские межледниковые отложения залегают на высоте от 10 до 95 *м* и достигают мощности 48 *м*. Наиболее интересным оказались разрезы притоков Онеги — Тёлзы и Иксы (рис. 23, [56]).

Э. И. Девятова приходит к следующим выводам. Морские осадки отлагались в бассейне Онеги на глубинах от 20 *м*, а высота древнего уровня бореального моря теперь не менее 110—115 *м*, на 30—40 *м* выше, чем в бассейне Северной Двины (80 *м*). В бассейне Мезени (р. Пёза) берег бореального моря лежит в настоящее время еще ниже (70—75 *м*), а на Кольском полуострове (до 150 *м*) и на хребте Пай-Хой (250 *м*) — значительно выше.

Приведенные данные свидетельствуют о позднейшей деформации береговой линии бореального моря, соответствующей современному тектоническому плану района. Это интересное обстоятельство показывает, вероятно, что район Онеги и Кольского полуострова, находящийся у самого края Балтийского кристаллического щита, в послемгинское время поднят больше, чем в бассейне Северной Двины, отстоящем на значительном расстоянии от края Балтийского кристаллического щита.

Далее следует заметить, что в литологическом отношении моренные и морские горизонты отличаются один от другого, причем моренные горизонты (за исключением пограничного слоя с морскими отложениями) не имеют признаков отложения в воде (неслоисты, не содержат в первичном залегании морской фауны и т. д.).

Бореальное море образовывало по долине Онеги длинный ингрессионный залив, простиравшийся к югу почти до озера Лача (рис. 24). Второй ингрессионный залив протягивался также далеко к югу по долине притока Онеги — Моше. Напомним, что ингрессионный рисунок берега бореального моря установлен для долин Северной Двины, Мезени, Печоры и что, следовательно, все указанные долины более древние и, вероятно, дочетвертичные. В зависимости от глубины осадконакопления возникли различные фации межледниковых отложений.

Для параллелизации морских отложений Онеги и других разрезов необходимо сравнить ископаемую фауну, диатомовые водоросли и пыльцу. Из числа 76 видов моллюсков, известных для бореальных отложений Севера

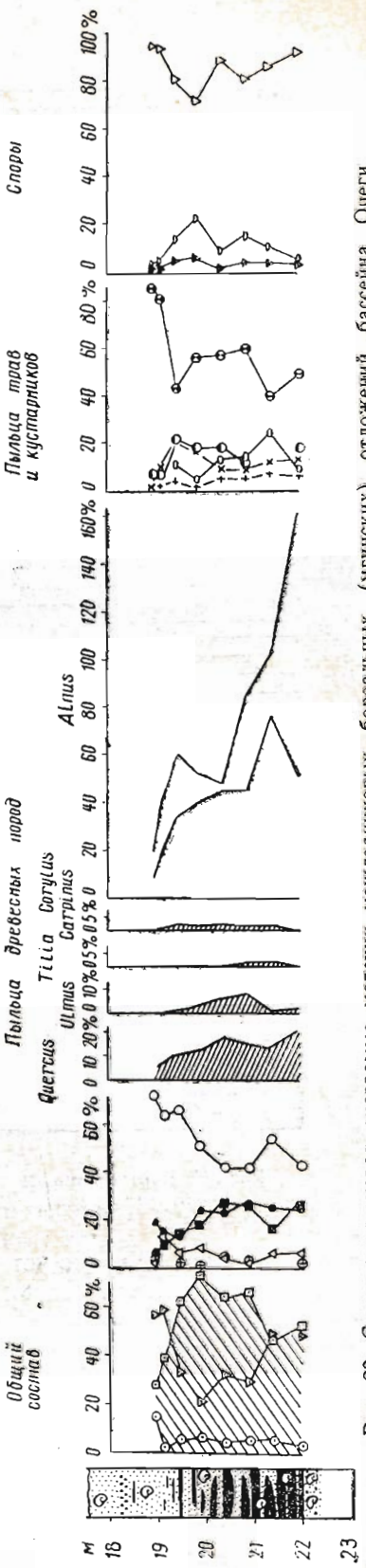


Рис. 23. Споро-пыльцевая диаграмма морских межледниковых бореальных (мгинских) отложений бассейна Онеги (р. Тёлза) севернее Бирючевских порогов (по Э. И. Девятовой). Условн. обозн. см. на рис. 16

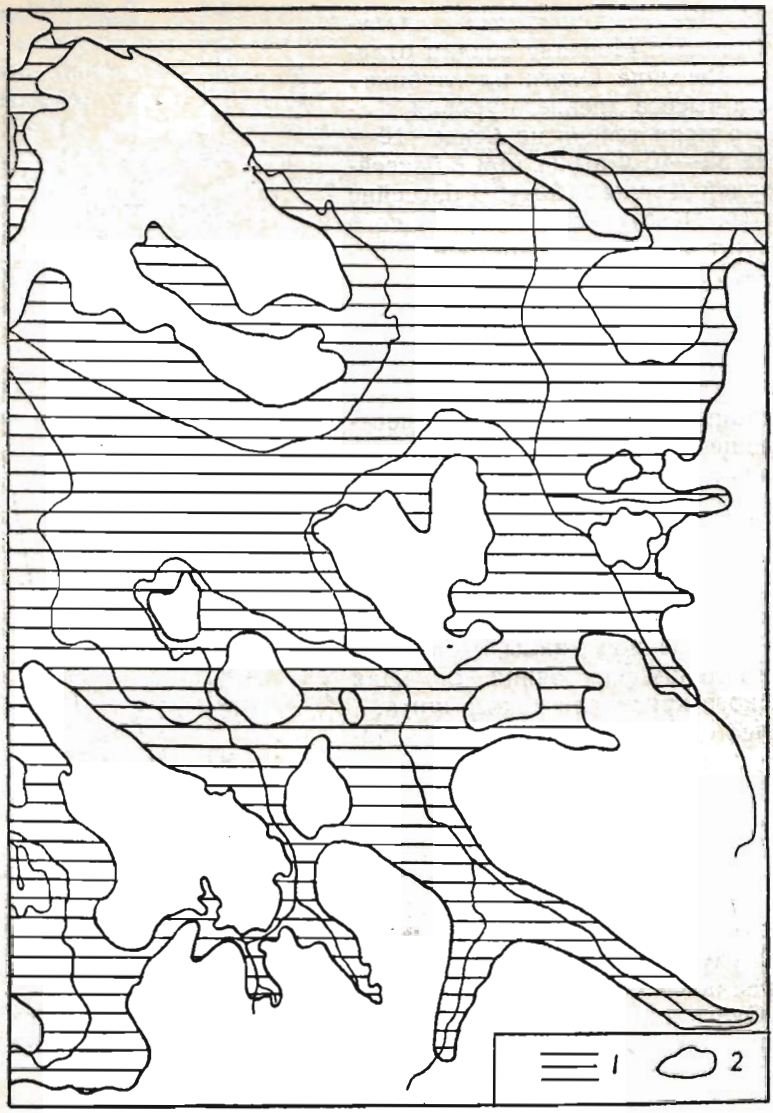


Рис. 24. Карта-схема бореального моря (по Э. И. Девятовой):
1 — бореальное море; *2* — острова межледникового моря

Русской равнины, 29 видов установлены в Онежском бассейне. В их числе выделяется многочисленная группа сравнительно теплолюбивых видов: лузитанских, лузитанско-бореальных и бореальных; *Nassa reticulata, Corbula gibba, Cardium fasciatum, C. elegantulum, C. echinatum.*

Большого развития достигла диатомовая флора, представленная, например, такими видами: *Coscinodiscus Hanchii, Navicula hymerosa v. constricta, Navicula lyra.*

Весьма важно отметить, что к северо-востоку, по мере приближения к Печоре, теплолюбивые формы моллюсков из разрезов бореальных отложений постепенно исчезают.

Так, например, по восточному (правому) притоку Мезени — Пёзе уже совсем не найдены раковины лузитанских видов: лузитанско-боре-

альные виды представлены только *Cardium edule* и *C. fasciatum*; обеднен даже бореальный комплекс моллюсков; в общем фауна Пёзы напоминает фауну бореальных отложений восточной части Кольского полуострова (р. Поной и т. д.) [74].

Судя по общности стратиграфического положения и большому числу одинаковых форм моллюсков и диатомовых с морскими межледниковыми отложениями Карелии (см. выше), онежские межледниковые отложения также являются отложениями бореального моря, как и отложения района Ленинграда и Карелии.

В нижних слоях межморенных отложений преобладает пыльца перигляциального типа: ивы, куропаточьей травы — Dryas (до 33%), споры зеленых мхов (до 84%) и плаунка плауновидного (*Selaginella selaginoides*).

Выше появляется пыльца березы, сосны, ели и ольхи. Время термического максимума в пыльцевых диаграммах хорошо выражено, но, конечно, носит отпечаток географического положения бассейна Онеги. Это наиболее северо-восточный участок района Европейского ледникового щита. Для него мы в 1961 г. не располагали отчетливой спорово-пыльцевой характеристикой межледниковых бореальных отложений. Несмотря на столь крайнее положение, сумма пыльцы широколиственных пород достигает 26—28% [1], с типичной последовательностью кульминации кривых отдельных пород: дуб (21%), вяз (8%), граб (2%). Пыльца орешника очень обильна (74%). Ее максимум позднее максимума пыльцы дуба вместе с пыльцой ольхи (163%, вычислена отдельно). В других разрезах (р. Тёлза) представлена вторая половина межледниковья. Верхние перигляциальные отложения также известны, они представлены (деревня Ожбалово) пыльцой ели (39—50%), разнотравья, осок, а выше (под верхней мореной) встречается пыльца ксерофитной эфедры, карликовой березы и споры селягинеллы. Приведенные данные не оставляют никакого сомнения в том, что межледниковые отложения Онеги — это бореальные иначе мгинские (или микулинские) слои. Отложения более молодой морской трансгрессии («беломорской», по Н. И. Апухтину [4] нигде не обнаружены.

На основании всех полученных данных Э. И. Девятова [56] выделяет следующие фазы развития растительности времени мгинского межледниковья между отложениями валдайской и московской морен (снизу вверх):

Московская ледниковая эпоха.

Фаза приледниковой растительности. Растительность перигляциального типа, холодная лесостепь с участием ксерофитов (маревые).

Фаза преимущественно березовых лесов.

Фаза хвойных лесов: еловых, позднее сосновых.

Фаза смешанных лесов: время термического максимума. Оптимальное распространение широколиственных пород, а также березы и ольхи. Леса бассейна Онеги напоминали современные леса Московско-Тульского района, что означает последующее зональное смещение к югу на 800 *км* (!). Северная граница зоны смешанных лесов проходила в северной части современной Архангельской области.

Фаза хвойно-березовых лесов с небольшой примесью широколиственных пород.

Фаза хвойных, преимущественно сосновых лесов.

---

[1] Во время послеледникового термического максимума в этом же районе — только около 4%.

Фаза еловых лесов.

Фаза приледниковой растительности (перед распространением валдайского оледенения). Растительность перигляциального типа — холодная лесостепь с участием ксерофитов (маревые, эфедра).

Восстановление растительности и палеоклимата в бассейне Онеги с параллельным изучением морской фауны позволило сделать следующий вывод: максимум бореальной трансгрессии предшествовал термическому максимуму. Регрессия бореального моря началась при еще благоприятных климатических условиях. По-видимому, у края Балтийского кристаллического щита бореальная трансгрессия была вызвана эвстатическим наполнением океана, но сравнительно рано прекращена поднятием суши. Иначе обстояло дело в эпейрогенически менее подвижном районе окрестностей Ленинграда, где максимум бореальной трансгрессии совпал с термическим максимумом и трансгрессия имела, возможно, чисто эвстатический механизм.

Двинский межледниковый эстуарий (двинское море). Дольше других, с 1890 г., изучаются межледниковые морские отложения Двинско-Важского эстуария Северной Двины. Южное окончание последнего находилось у села Черешково на Северной Двине и у села Колешки на Ваге севернее Вельска. Село Колешка расположено на одинаковой географической широте с озером Лача и таким образом Двинско-Важский и Онежский эстуарии достигали почти такой же длины. Морские межледниковые отложения на Вычегде переотложены и, по-видимому, должны быть отнесены не к бореальной, а к более ранней — северной трансгрессии [133]. Прекрасные разрезы морских бореальных отложений, залегающих между двумя моренными толщами, были описаны К. А. Воллосовичем [25], М. А. Лавровой ([74], табл. 7), Б. К. Лихаревым [83].

Лузитанскими видами моллюсков Двинско-Важского эстуария являются *Cardium paucicostatum, Corbula gibba, Nassa reticulata.*

Таблица 7

Комплексы моллюсков в бореальных отложениях Двинско-Важского эстуария [74]

Группы формы	Количество процентов
Лузитанские	4,7
Бореально-лузитанские и бореальные	25,0
Бореально-субарктические	12,5
Арктическо-бореальные	39,1
Арктические	18,7
	100% (число видов 64).

Восточная часть Кольского полуострова. Морские бореальные осадки известны на северном берегу от бухты Иоканьга и далее по восточному и южному берегу, где они достигают села Кузреки у входа в Кандалакшский залив. Бореальные отложения, как и на Онеге, залегают между двумя горизонтами морены. Мощность их достигает 100 *м* в долине р. Поной. На Кольском полуострове также существовала система заливов — эстуариев. Наиболее замечательный эстуарий был в долине р. Поной. Он продолжался на запад и переходил в соло-

новатое озеро, занимавшее Верхне-Понойскую низменность. В озерных отложениях низменности обнаружены морские диатомовые. Длина всей системы с востока на запад достигала 250 *км*. Наибольшая высота залегания морских бореальных отложений еще значительнее, чем на Онеге. На р. Малая Качковка они находятся на высоте 145 *м*, а уровень моря был еще выше.

Район Кольского полуострова близок к Нордкапским воротам, через которые проникала теплолюбивая фауна. Это самая северная территория в районе Европейского ледникового щита, на которой были описаны межледниковые отложения. Их трактовка имеет большое значение для понимания истории суши и Северного Полярного бассейна в четвертичном периоде.

М. А. Лаврова [76] отмечает для бореальных отложений Кольского полуострова 50 видов морских моллюсков. Они разделяются на пять групп:

Арктические	12%
Преимущественно арктические	8%
Арктическо-бореальные	36%
Бореальные и преимущественно бореальные	40%
Бореально-лузитанские	4%

Как можно видеть, преобладают бореальные и преимущественно бореальные и арктическо-бореальные виды (в сумме 76%). Этот подсчет показывает, что наименование самой бореальной трансгрессии удачно. М. А. Лаврова, основываясь, в частности, на работе Л. А. Зенкевича [59], характеризует бореальную область следующим образом.

Бореальная область — море, имеет придонные температуры воды выше +3°, +4°. Разделяется на высокобореальную подобласть, почти совпадающую с границами незамерзающего моря, на среднебореальную (Лофотенские острова — Трондгеймский фьорд) и низкобореальную подобласть — к югу от Трондгейма, с придонной температурой до 7—8° и выше. Что касается лузитанской области [1] и лузитанской фауны моллюсков, то она простирается на юг от Норвегии и Ламанша до Канарских островов. В нее входят Средиземное и Черное моря. Придонные температуры выше 7—8° и до 20°. На Кольском полуострове известно много бореальных и два лузитанско-бореальных вида из бореальных отложений.

Бореальные виды (указаны их северные современные границы распространения):

Venus gallina L.	— Варангер фьорд
Cardium edule L.	— Западный Мурман
Astarte sulcata Da Costa	— Кольский залив
Acmea virginea	— Западный Мурман.

Что касается лузитанско-бореальных видов, то их нахождение в ископаемом состоянии в восточной части Кольского полуострова сви-

[1] Названа по имени Лузитании — Римской провинции в юго-западной части Пиренейского полуострова.

детельствует о еще более значительном отступании в послебореальное время в юго-западном направлении:

Anomia striata Brоc. — юго-западные и южные берега Норвегии, Британские острова, на юге — Средиземное море;

Lucina borealis — Восточный Финмаркен (северное побережье Норвегии), на юге берега Англии, Средиземное море.

Таким образом, миграция бореальных видов вокруг Нордкапа до восточной части Кольского полуострова заставляет предположить более высокую минимальную температуру прибрежных вод Баренцева моря на 1—2°, если исходить из распространения бореальных, и на 5—6°, если основываться на изменении распространения лузитанско-бореальных видов.

Выводы. Бореальная трансгрессия захватывала фронт северного побережья Евразии. Ее следы находят М. А. Лаврова и С. Л. Троицкий [78]. Карта показывает расселение теплолюбивых форм к востоку (рис. 25). Мы видим, что, например, *Cardium edule* L. мигрировал к востоку от Кольского и почти до Енисейского залива, что составляет протяжение по широте около 2000 *км*.

«В эпоху межледникового климатического оптимума граница бореальной зоогеографической области проходила в северных морях на 1500—2000 *км* восточнее, чем в настоящее время» [78, стр. 131]. Нордкапская ветвь Гольфстрима превратилась в мощную европейско-сибирскую ветвь Гольфстрима.

В той же работе мы находим таблицу современной высоты берега бореального моря для обширной территории. Она в общем вполне подтверждает закономерность, отмеченную выше. Берег теперь выше там, где рельеф выше, то есть в районах с устойчивой тенденцией к поднятию (табл. 8).

Таблица 8

Район	Современная высота древнего берега бореального моря в *м*
Восточная часть Кольского полуострова	160—175
Онежско-Беломорский водораздел	110—120
Онежско-Двинский водораздел	100
Бассейны Северной Двины, Пинеги, Мезени	80
Полуостров Канин	150
Северный Тиман	120
Печорская депрессия	100
Пай-Хой	250—300
Новая Земля	410—420
Западная Сибирь и Таймырская низменность	100—150
Горный Таймыр	180—270
Северная Земля	80—100
Анабаро-Хатангское междуречье	180—200
Северо-западная окраина Средне-Сибирского плоскогорья	180—200(?)

Таблица 9 содержит общий порайонный список основных видов моллюсков бореального моря.

Северное море. Морские отложения северного моря относят к днепровско-московскому, то есть к рославльскому межледниковью. Морская и континентальная фации северного моря известны в нескольких рай-

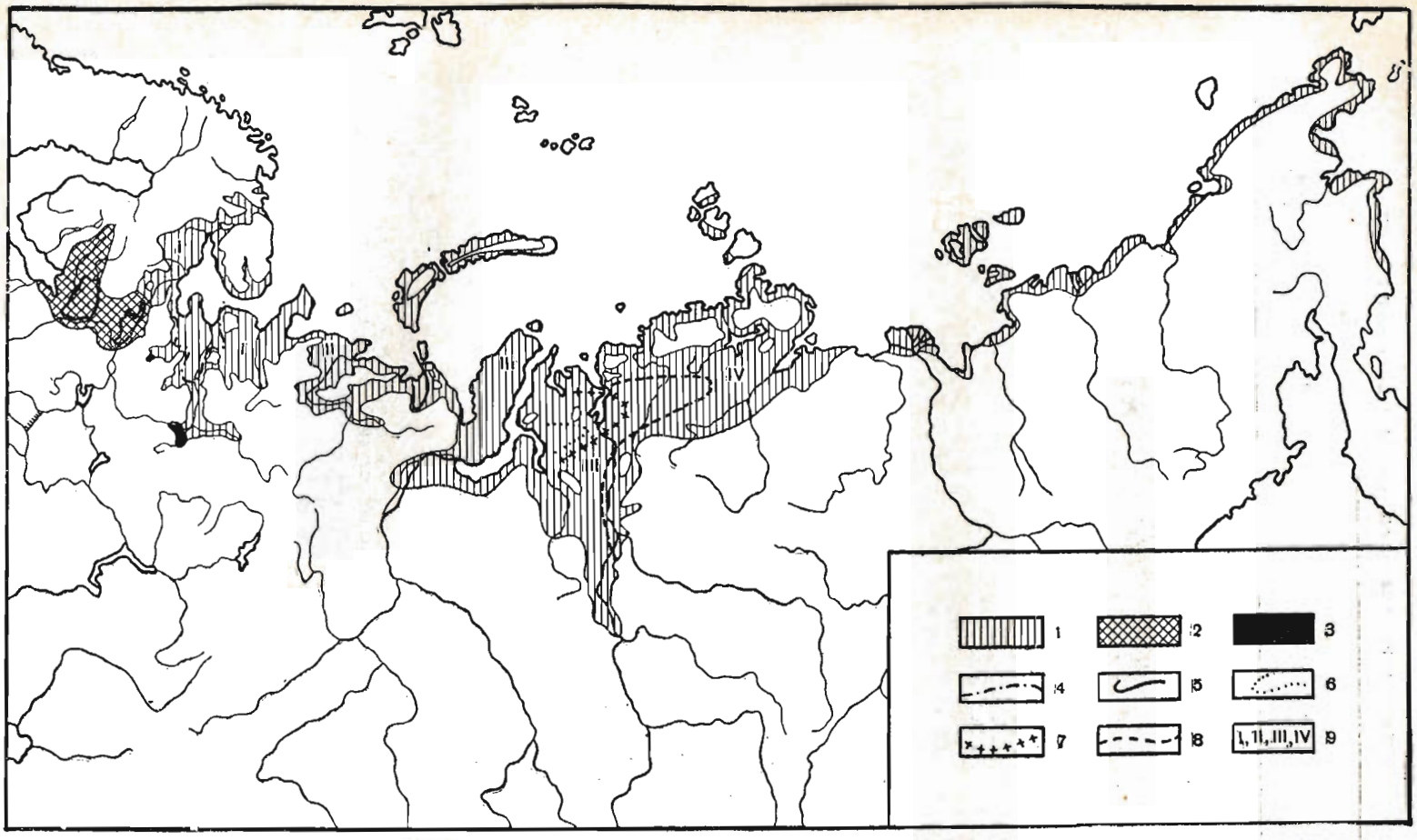


Рис. 25. Распространение бореальной трансгрессии на севере Евразии по М. А. Лавровой и С. Л. Троицкому (между Леной и Чукотским полуостровом не имеет фактического обоснования):
1 — территории, покрывавшиеся бореальным морем во время максимума трансгрессии; 2 — Балтийский бассейн во время максимального распространения; 3 — опресненные участки; 4—8 — границы расселения зоогеографических групп и отдельных видов моллюсков и усоногих: *4* — лузитанских (южнобореальных) видов, *5* — Mactra eliptica, *6* — Cardium edule, 7 — Pholas crispata, 8 — Cyprina islandica; 9 — бассейны; I — Беломорский, II — Печорский, III — Западно-Сибирский, IV — Таймырский

Таблица 9

Руководящие виды моллюсков бореальной трансгрессии

Названия видов	Беломорский* бассейн	Печорский бассейн	Западно-Сибирский бассейн	Таймырский бассейн
Лузитанские или южнобореальные виды				
Nassa reticulata L.	×			
Bittium reticulatum Da Costa	×			
Cardium paucicostatum Sow.	×			
Corbula gibba Olivi	×			
Лузитанско-бореальные виды				
Homologyra atomus Phill.	×			
Anomia striata Broc.	×			
Cardium edule L.	×	×	×	
Mactra subtruncata Da Costa	×			
Бореальные виды				
Capulus hungaricum L.	×			
Acmaea virginea Mull.	×			
Scala coarstata Jeffr *(-Scalaria obtusicostata)*	×			
Trichotropis conica Moll.	×			
Nucella (Polytropa) lapillus L.	×	×		
Cardium fasciatum Mont.	×			
Cardium elegantulum (Beck).	×			
Cardium echinatum L.	×			
Astarte sulcata (Da Costa)	×	×		
Cyprina islandica L.		×	×	×
Lucina borealis L.	×			
Mactra elliptica Brown	×	×		
Venus gallina L.				
Dentalium (Antalis) entalis L.	×	×	×	
Dentalium (Antalis) occidentale Stims	×			
Бореально-субарктические и преимущественно бореальные				
Crenella decussata Mont.			×	×
Pholas (Zirphaea) crispata L.	×	×	×	×
Panopaea norvegica Spengl.	×	×		

* Имеются в виду Двинско-Важский эстуарий, восточная часть Кольского полуострова и Карельское море Г. И. Горецкого.

онах (Вычегда, Сула, Кым, Колгуев, Коротаиха, правые притоки Мезени, а также по Онеге, Верхней Тёлзе, Тексе, в Иксинской депрессии, по р. Пёзе — притоке Мезени).

По Верхней Тёлзе имеется, например, следующий разрез [56] (описание дано сокращенно, сверху вниз):

1. Песок разнозернистый коричневато-серого цвета — 1,25 *м*
2. Глина пылеватая с обломками раковин моллюсков — 0,70 *м*
3. Песок разнозернистый с раковинами моллюсков — 1,30 *м*
4. Глина пылеватая — 0,15 *м*
5. Морена — 2,60 *м*

На р. Пёзе морские межледниковые отложения северного моря встречены также на морене (московской), но за границей валдайского оледенения.

В них обнаружена следующая фауна моллюсков:

Tellina (Macoma) baltica L.	*Mactra elliptica* Brown.
Littorina littorea L.	*Astarte crenata* Gray.
Cyprina islandica L.	*Saxicava arctica* L.
Macoma calcarea Chemn.	*Mytilus edulis* L.
Acrilia islandica	*Balanus* sp.

Вверх по Пёзе морские осадки фациально переходят в речные отложения. Они перекрываются не только мореной предпоследнего (московского) оледенения, но, как и в описанном разрезе, отложениями, вмещающими мерзлотные клинья. Последнее может служить одним из доказательств того, что отложение морены происходило уже на суше. Вниз по р. Пёзе морена, перекрывающая морские осадки, погружается под толщу более молодых морских бореальных осадков.

Таким образом, стратиграфическое положение двух толщ морских осадков совершенно различное. Они образуют две толщи — верхнюю, покрывающую московскую морену, и нижнюю — подстилающую московскую морену. Верхняя морская толща представляет собой отложения бореальной трансгрессии, а нижняя — отложения так называемой северной трансгрессии. Запомним, что морена и морские осадки чередуются в разрезе. Они не синхронны, а метахронны.

Состав фауны указывает на то, что температурные условия северной трансгрессии моря района Пёзы были бореальные, то есть благоприятнее современных условий этого района, расположенного в северной части подзоны северной тайги и недалеко от границы лесотундры. Отложения северного моря имеются также к югу от границы валдайского оледенения на Вычегде [133].

Палеогеография западной части Северного Полярного бассейна. В фазу термического максимума мгинского межледниковья северная граница зоны смешанных лесов достигала низовьев Мезени, то есть находилась около берега Баренцева моря в 800 *км* севернее современной границы. Теплолюбивые морские моллюски распространились к востоку на 2000 *км* от современных границ обитания. Эти условия напоминали, хотя и в чрезвычайно смягченном виде, условия палеогеновой лесной Арктики. Как известно, ботаники находят возможным объяснить последние малой ледовитостью Северного Полярного бассейна. Вопрос о палеогеографии Северного Полярного бассейна в межледниковое время разработан весьма мало, и нам целесообразнее вернуться к нему позднее, когда будут рассмотрены факты, относящиеся к истории оледенения Сибири. Но приведем несколько сравнений, имеющих специальное значение для Западной части Полярного бассейна и его преддверия — Северной Атлантики.

Обобщения данных о современных изменениях климата привели палеоклиматологов к выводу, что интенсивность потепления климата увеличивается к северу. Интенсивность межледникового потепления в Арктике была, вероятно, еще больше, чем на Европейском Севере. Второй вывод заключается в том, что очень высока была изменчивость климата и ледовитости западной части Северного Полярного бассейна и Северной Атлантики, пространств, «нависающих» с севера над Европой.

Послеледниковое потепление климата (в фазу термического максимума) было гораздо меньше, чем мгинское межледниковое потеп-

ление климата (тоже в фазу максимума). А между тем даже для времени послеледникового потепления климата К. Брукс предполагает, что в Полярном бассейне не было морских льдов [172]. Потепление (1930—1940—1950 гг.) было больше всего в Западной Арктике. На Земле Франца-Иосифа среднегодовая температура поднялась на 3,5°, январская — на 8,2° (!); июльская почти не изменилась (понизилась на 0,2°). В Баренцевом море кромка морских льдов отодвинулась к северу в среднем на 120 *км* [21]. За один год (1939 — 1940) площадь льдов окраинных морей Советской Арктики сократилась на 400 000 *км*^{2} [22], за 20 лет — на миллион квадратных метров. Еще лучше изучены колебания ледовитости исландских вод [163]:

Годы	Лед у берегов Исландии (недели)	Температура воздуха в Исландии
1851—1900 гг.	44,4	3,8
1901—1950 гг.	8,6	4,7

Здесь преждевременно пытаться осветить процесс изменения ледовитости Западной морской Арктики, вызванный изменениями климата и в особенности колебаниями температуры. Но несколько приведенных примеров дают понятие о грандиозности этого процесса. Колебания температуры нарастали к северу и вызвали за 20 лет уменьшение ледовитости Северного Полярного бассейна на 15% площади.

Это дает все основания для предположения, что мощное потепление климата в мгинскую межледниковую эпоху превратило Ледовитый океан в неледовитый Северный Полярный бассейн. Даже послеледниковое потепление климата вызывало превращение 10 млн. *км*^{2} ледяной поверхности в водяную поверхность.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МГИНСКИЕ МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Общие замечания. Континентальная фация мгинских межледниковых отложений известна в еще большем числе разрезов, чем морская фация. Подчеркнем еще раз, что синхронность их доказана совершенно несомненно с помощью спорово-пыльцевого анализа для разрезов на реках Мге и Онеге.

До самого последнего времени было известно крайне ограниченное число таких разрезов. До 1959 г. только разрез Рынгу (Эстония) мог считаться безупречным в стратиграфическом и палеонтологическом отношениях [186]. Палеонтология мгинского и полометского разрезов была еще неудовлетворительно изучена. Межморенное залегание межледниковых слоев в разрезе Микулино оспаривалось. Теперь изученность мгинских межледниковых отложений Русской равнины достаточная. Л. Н. Вознячук указал [24], что эти отложения в Белоруссии известны в 200 и изучены палеонтологически в 100 разрезах (в 76 — с помощью спорово-пыльцевого метода). Список видов ископаемых мгинских растений Белоруссии достигает 294.

Мгинские межледниковые отложения в области валдайского оледенения на севере Белоруссии залегают без исключения под мореной, южнее границы валдайского оледенения они никогда не перекрыты мореной, но часто перекрыты коррелятными ей отложениями: солифлюкционными, аллювием и т. д.

Разделение мгинского (микулинского) межледниковья на зоны (В. П. Гричук [130]).

M_1 — зона ели (нижний максимум ели) с небольшим участием березы и сосны. Время переходное от конца эпохи московского оледенения к началу межледниковья.

M_2 — зона сосны и березы (с небольшим участием ели) без широколиственных пород.

M_3 — зона сосны и березы с примесью дуба, вяза и лещины.

M_4 — зона дуба и вяза; может быть разделена на две подзоны:

4а — максимум дуба и вяза с лещиной,

4в — максимум дуба и вяза с примесью липы (на западе также граба) и первая половина максимума лещины.

M_5 — зона липы с большим участием дуба, вяза и граба, вторая половина времени максимума лещины.

M_6 — зона граба с участием липы, дуба, иногда вяза, лещины и ели.

M_7 — зона ели (верхний максимум ели) с примесью широколиственных пород.

M_8 — зона сосны с елью и березой (в юго-западных районах с примесью широколиственных пород); может быть разделена на две подзоны:

8а — с преобладанием ели,

8в — с преобладанием сосны.

Выше слоя M_8 залегает слой с перигляциальной флорой. Мы считаем, что слой M_7 надо относить к концу московской эпохи оледенения, а слой M_8, как и вышележащий перигляциальный слой, следует отнести к валдайской эпохе оледенения. Дело в том, что слои, имеющие такую же пыльцу, отлагались в конце плейстоцена (но не в голоцене), когда Европейский ледниковый щит еще распространялся к югу от конечных морен Сальпауселькя.

Схема расчленения мгинского межледниковья В. П. Гричука констатирует одну волну термического максимума. Предположение о второй волне термического максимума [180] не оправдывается данными советских исследований и опровергается теперь также в Западной Европе.

Л. Н. Вознячук считает, что одинцовские межледниковые отложения синхронны мгинским. Это одно и то же межледниковье, а различие спорово-пыльцевых характеристик объясняется местными различиями растительного покрова [24, стр. 206 и др.][1].

Растительный покров и климат мгинской межледниковой эпохи. Общий характер растительного покрова мгинской межледниковой эпохи можно, конечно, восстановить главным образом путем анализа богатых палеоботанических данных, полученных при изучении материковой фации межледниковых отложений. Такой анализ был сделан В. П. Гричуком [39] (рис. 26). Нас интересует здесь больше всего время термического максимума. В. П. Гричук обращает внимание на распространение в это время на Русской равнине различных групп теплолюбивых древесных пород. Первая группа состоит из влаголюбивых пород. В особенности замечательно распространение граба (*Carpinus betulus*). Не только пыльца, но и семена граба найдены в пунктах, лежащих сравнительно далеко к северу (Рынгу — Эстония; Чухлома — Костромская область). Пыльца граба обнаружена даже в районах Повенца и Средней Онеги. Граб распространялся на значительно большую территорию, чем в настоящее время, и продвинулся к востоку на 1000 *км*

[1] В настоящее время (1964 г.) Л. Н. Вознячук считает одинцовские отложения более древними (см. том III монографии).

от современной восточной границы его распространения. К западу от меридиана Москвы он являлся основной лесообразующей породой и во многих пунктах давал чистые грабовые леса. Весьма характерно для мгинского межледниковья высокое содержание пыльцы орешника (*Corylus avellana*), количество которой превышает во многих пунктах сумму пыльцы всех других древесных пород. Распространение орешника находилось в пределах его современного ареала, за исключением северной границы последнего. К северу орешник распространялся, по-видимому, до современного берега Белого моря.

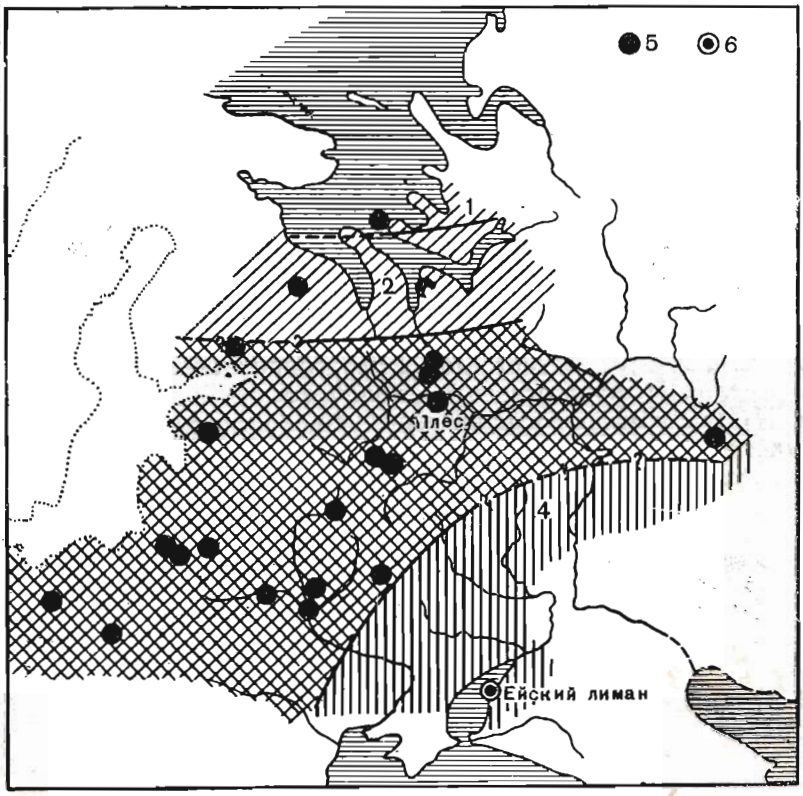


Рис. 26. Карта растительного покрова Русской равнины в фазу термического максимума днепровско-валдайской межледниковой эпохи (по В. П. Гричуку):
1 — зона хвойных лесов; 2 — зона хвойно-широколиственных лесов; 3 — зона широколиственных лесов; 4 — зона лесостепи; 5 — спектры лесного типа; 6 — спектры лесостепного типа

Липа была представлена видами *Tilia cordata* L. и *T. platyphyllus* L. Предполагается, что к востоку липа распространялась до Урала. Северная граница липы находилась, несомненно, севернее Карельского перешейка и Средней Онеги. Возможно, что липа, как и орешник, достигала берега Белого моря. Липа (*Tilia platyphyllus*) в настоящее время распространяется с запада только до Южной Польши и Молдавии. Но в мгинских отложениях ее семена найдены даже в Чухломе, что означает отступание к юго-западу на 1400 *км* после мгинского межледниковья.

Граб, орешник и липа образуют влаголюбивый неморальный (теневой) — западноевропейский межледниковый лесной элемент.

Другая группа древесных пород — ксеротермическая, она представлена двумя видами дуба — *Quercus pedunculata* Eich (=Q, *robur* L.) и *Q. sessiliflora* Salisb. Большинство пунктов, в которых обнаружена пыльца дуба, находятся в области его современного расселения, за исключением самых северных (Повенец, Онега, Колешка). Последние находятся в 500—700 *км* севернее современной границы дуба. Напом-

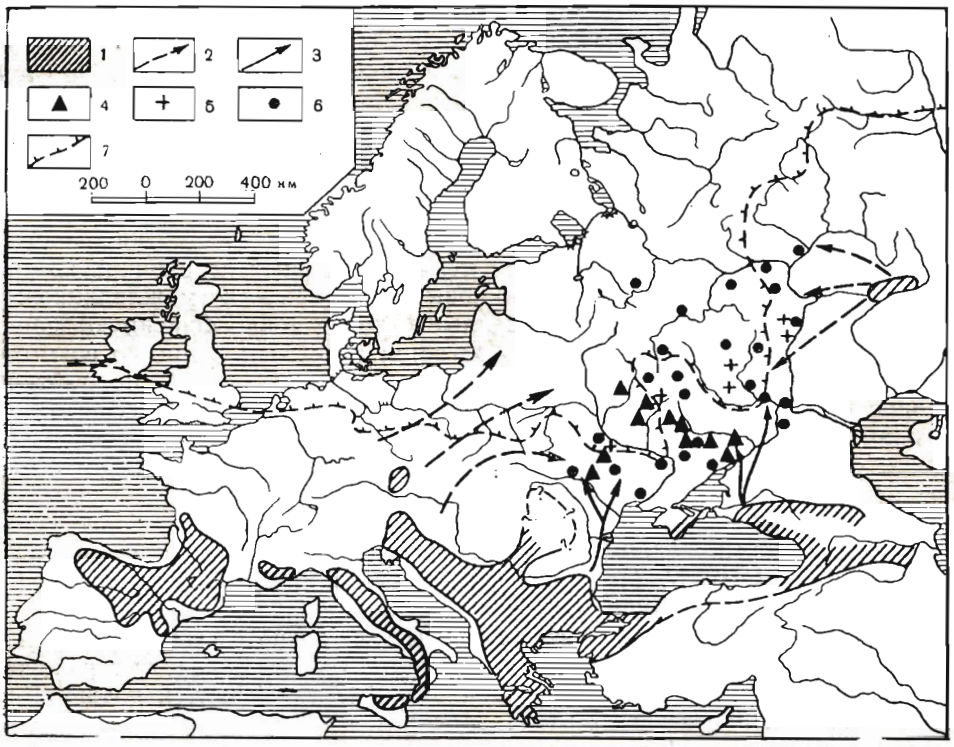


Рис. 27. Основные миграционные потоки теплолюбивой флоры днепровско-валдайской эпохи (по В. П. Гричуку):
1 — область сохранения (рефугиумы) теплолюбивой флоры в эпоху максимального оледенения (по данным Е. М. Лавренко, И. М. Крашенинникова, Ю. Д. Клеопова и Л. Лемермейера); 2 — направление миграционных потоков теневого (неморального) элемента флоры; 3 — направление миграционного потока кварцетального элемента флоры; 4 — местонахождение реликтовых неморальных видов-радиантов из европейской области консервации; 5 — местонахождения реликтовых неморальных видов-радиантов из южноуральского рефугиума; 6 — местонахождения реликтовых субсредиземноморских видов-радиантов из балканского и северокавказских рефугиумов; 7 — граница распространения льдов максимального днепровского оледенения

ним, что оба потока переселенцев достигали наибольшего своего распространения не одновременно, а последовательно. В фазу наибольшего распространения широколиственных пород дуб еще продвигался, хотя липа и граб уже достигли Верхней Волги. В конце теплого времени, когда ареал дуба уже сокращался «к западу и юго-западу от Москвы граб вытесняет все остальные породы и в значительных количествах проникает до Волги (Плёс)» [39, стр. 185].

На рис. 27 показаны направления миграции обоих потоков и убежища, откуда они распространялись. Основные закономерности зонального распределения растительности заключались в следующем:

облесенность Русской равнины больше, чем в настоящее время. Леса распространялись по берегам Баренцева и Карского морей и Уралу. К югу от лесной зоны на месте степи была лесостепь. К берегам Белого моря подступали хвойно-широколиственные леса и граница последних проходила еще севернее, чем ее наметил В. П. Гричук. Зона широколиственных лесов была шире современной. Северная граница этой зоны пересекала среднюю Карелию и Онегу, а южная тянулась от Среднего Днепра к Жигулям. В районе Москвы, где теперь господствуют хвойно-широколиственные леса, росли сплошные широколиственные леса. В конце фазы термического максимума они превратились в чистые грабовые леса.

РАЗДЕЛЕНИЕ ВАЛДАЙСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ

Верхнеплейстоценовая ледниковая эпоха. Вводные замечания. Напомним, что в мгинском разрезе верхняя валдайская морена зажата между двумя горизонтами перигляциальных отложений, из них верхний переходит в послеледниковые, нижний — в межледниковые отложения. Мы видели, что описанные условия точно фиксируют начало и конец ледниковой эпохи. Но остается открытым вопрос о возможности стратиграфического расчленения горизонта самой валдайской морены, ограниченной указанными крайними стратиграфическими рубежами. Таким образом, несмотря на исключительно ясные стратиграфические данные мгинского и многих других разрезов, они до конца не решают проблемы расчленения валдайской ледниковой эпохи на две или несколько ледниковых эпох. Сторонниками двух и более верхнеплейстоценовых ледниковых эпох являются А. И. Москвитин [107], В. П. Гричук [130], М. М. Цапенко и Н. А. Махнач [155]. Эту точку зрения отстаивал С. А. Яковлев [169] и отстаивает Н. И. Апухтин [5].

Две верхнеплейстоценовые ледниковые эпохи (?). А. И. Москвитин к этому мнению пришел в 1932 г. В печати с изложением материалов оно было высказано в 1947 г., 1950 г. и позже [106, 107, 108]. Критику взглядов А. И. Москвитина о существовании второй верхнеплейстоценовой молого-шекснинской межледниковой эпохи изложили Н. С. Чеботарева и отчасти коллектив авторов [130].

В молого-шекснинской низменности распространены озерные и аллювиальные осадки древнего молого-шекснинского озера, по мнению А. И. Москвитина, межледникового. Оно достигало размеров Онежского озера (160×70 *км*) и воссоздано после сооружения Рыбинской плотины на Волге. Вопреки распространенному мнению А. И. Москвитин не привел строгих доказательств межледникового «внутривалдайского» возраста озерных молого-шекснинских отложений. В описаниях и на чертежах в указанных работах видно, что озерные слои подстилаются, но не покрываются ни мореной, ни ее аналогами. Кроющей морены, по мнению А. И. Москвитина, не может быть потому, что второе валдайское, или, по Москвитину, осташковское оледенение, не распространялось к югу на территорию озера. Таким образом, молого-шекснинские отложения за границей последнего оледенения залегают аналогично с заведомо мгинскими (микулинскими) межледниковыми слоями. Из других ссылок можно видеть, что к молого-шекснинским отнесены разновозрастные отложения: древнего озера, аллювий третьей и первой надпойменных террас [107]. Таким образом, стратиграфические данные А. И. Москвитина не подтверждают наличия молого-шекснинского межледниковья. Спорово-пыльцевые данные имеют очень примитивный характер и на их основании сказать что-либо о возрасте молого-шекснин-

ских озерных осадков невозможно, тем более что неясно их стратиграфическое положение. Повторное определение пыльцы из отдельных контрольных разрезов молого-шекснинских озерных отложений района Рыбинска показало их мгинский возраст [130]. Не исключено, что в некоторых других пунктах отложения, принятые за молого-шекснинские, окажутся и голоценовыми. Итак, молого-шекснинское межледниковье не доказано ни стратиграфическими, ни палеонтологическими данными и опровергнуто последними.

А. И. Москвитин считает, что молого-шекснинская межледниковая эпоха разделяла две верхнеплейстоценовые ледниковые эпохи: калининскую (более раннюю) и осташковскую. Границу льдов в калининскую эпоху оледенения А. И. Москвитин проводит через Плёс, Ростов Ярославский, район Калинина. Однако северо-западнее этой границы — севернее Минска, в районе Осташково известны мгинские (то есть более древние, чем калининская морена) межледниковые отложения, не покрытые мореной.

Поэтому М. М. Цапенко и Н. А. Махнач [155] и авторы монографии [130] отрицают следы калининского оледенения за границей валдайского оледенения. В этом также заключается возражение А. И. Москвитину.

Оледенение, следовавшее за молого-шекснинским межледниковьем, А. И. Москвитин называет осташковским, а не валдайским. Он ссылается на приоритет С. Н. Никитина. Но эта ссылка неточна. С. Н. Никитин выделял валдайскую, осташковскую, вышневолоцкую конечно-моренные гряды и все три относил к области Валдайской возвышенности. «В научном отношении, — писал С. Н. Никитин, — весьма важный и далеко нерешенный вопрос, что представляет из себя так называемая Валдайская возвышенность» [112, стр. 144]. Приоритет остается за названием — валдайская ледниковая эпоха. Это название ледниковой эпохи предложили в 1939 г. И. П. Герасимов и К. К. Марков [28], а название осташковская ледниковая эпоха — после 1950 г. А. И. Москвитин [107].

Итак, А. И. Москвитин не привел необходимых данных для выделения второй верхнеплейстоценовой молого-шекснинской межледниковой эпохи и не доказал разделение валдайской ледниковой эпохи на две (калининскую и осташковскую) ледниковые эпохи. В. П. Гричук недавно также выступил с утверждением о наличии двух оледенений вместо одного, валдайского [130]. Он не считает возможным опереться на описанные А. И. Москвитиным молого-шекснинские отложения: как мы уже упоминали, что трактовку их, данную А. И. Москвитиным, не подтвердили новые пыльцевые анализы В. П. Гричука, показавшие спектр пыльцы мгинского межледниковья. В. П. Гричук опирается на новые разрезы. Он насчитывает их восемь, в том числе четыре изучены более удовлетворительно. Один разрез описан на р. Каспле, в бассейне Западной Двины, у деревни Балазна в одном километре от известного разреза межледниковых мгинских отложений. Здесь на первой надпойменной террасе залегают старичные отложения мощностью около 3 *м*. В них пыльца широколиственных пород, главным образом липы, образует максимум до 80%. Второй разрез (озеро Татищево) находится к северу от Москвы у Дмитрова. Над восемнадцатиметровым слоем сапропеля и песка обнаружен максимум широколиственных пород, не столь высокий, как у деревни Балазна, и несколько иного состава (5% пыльцы граба, которого вообще нет в Балазне). Разрез Татищевского озера В. П. Гричук восстановил по данным 1937 г. Мы считаем данные В. П. Гричука недостаточными для постановки и решения вопроса о новом верхнеплейстоценовом межледниковье.

Из условий залегания отложений, описанных В. П. Гричуком, нельзя сделать вывода об их межледниковом возрасте. Слои второго верхнеплейстоценового оледенения отсутствуют, что особенно удивительно для озера Татищево, в котором седиментация протекала непрерывно до наших дней. Мощность сапропеля в нем, составляющая 18 *м*, не является пределом для голоцена. В озере Неро (Ярославская область), по данным Н. В. Кордэ [70], и в озере Сомино (Владимирской области), по данным М. И. Нейштадта [110], мощность отложений голоцена, главным образом сапропелей, достигает 17—30 *м*. Нет также и палеонтологического обоснования верхнеплейстоценового межледниковья. Указанные отложения вполне могут быть и голоценовыми. Содержание пыльцы широколиственных пород в голоценовых отложениях значительно. Даже в Эстонии, расположенной гораздо севернее изученного района, оно достигает 35%, в Литве — более 40%, в Московской области (Юховицкий торфяник) — 54%. Вместе с тем содержание пыльцы липы сильно колеблется от места к месту [110]. Правда, содержание пыльцы липы в этих разрезах невелико. Но заметим, что липа в районе деревни Балазны произрастала на богатых пойменных (тогда) почвах (а не на торфяных болотах). К почвенно-грунтовым условиям именно широколиственные породы предъявляют большие требования в отношении содержания питательных веществ [140, стр. 366]. Противопоставление видового состава липы голоцена и предполагаемого межледниковья невозможно: отсутствуют видовые определения липы для голоцена. Наконец, надо заметить, что два определения абсолютного возраста межледниковых отложений Балазны радиоуглеродным методом по существу опровергли предположения об их межледниковом возрасте. Оба определения оказались в пределах двух-трех тысяч лет. Геоморфологическое обоснование отсутствует.

В. П. Гричук, разделяющий валдайскую ледниковую эпоху на две, проводит обе границы верхнеплейстоценовых оледенений почти рядом, в пределе юго-восточного склона Валдайской возвышенности [130].

Обстоятельные полевые исследования самых последних лет, произведенные главным образом Н. С. Чеботаревой [157], показали, что ни в прежних, ни в новых материалах не содержится данных, совместимых с представлениями о наличии двух (и более) отдельных межледниковых эпох. Е. И. Хавин [153], изучивший северную половину Молого-Шекснинской низменности, обнаружил следы только одной валдайской ледниковой эпохи с ее межстадиальными промежутками. К такому же заключению пришли для Северо-Запада Русской платформы М. Е. Вигдорчик, И. В. Котлукова, Д. Б. Малаховский и Э. Ю. Саммет [19, 20].

Данные белорусских исследователей ограничиваются указанием на четыре пункта. Условия залегания отложений верхнеплейстоценового межледниковья неопределенные (переуглубленные долины, ложбины стока, первые надпойменные террасы). Эти слои не перекрыты слоями, коррелятными второй верхнеплейстоценовой ледниковой эпохе. Вообще перигляциальные отложения на них не обнаружены. Наконец, в самих слоях предполагаемого межледниковья встречаются только отдельные зерна широколиственной пыльцы. Заключительные слова М. М. Цапенко и Н. А. Махнач [155] опровергают ими же сделанный вывод, так как во второй половине межледниковой эпохи существовали довольно однообразные и суровые климатические условия, напоминающие позднеледниковые условия. По-видимому, в одну группу оказались объединенными молодые и разновозрастные отложения (голоцена).

Итак, несостоятельность всех вариантов гипотезы двух верхнеплейстоценовых ледниковых эпох очевидна.

Четыре верхнеплейстоценовые ледниковые эпохи. Столь же несостоятельны представления о нескольких верхнеплейстоценовых ледниковых эпохах. Эти ультраполигляциалистические представления были выдвинуты С. А. Яковлевым и в настоящее время поддерживаются Н. И. Апухтиным и С. В. Яковлевой [5].

С. А. Яковлев [169] различал четыре «новоледниковья». Ни в одной работе не было приведено доказательств разновозрастности морен и разделяющих их слоев, которые другие исследователи относят к одной (валдайской) и одной (мгинской) ледниковой и межледниковой эпохам. В новейшей работе [5] упомянуты несколько горизонтов меж-

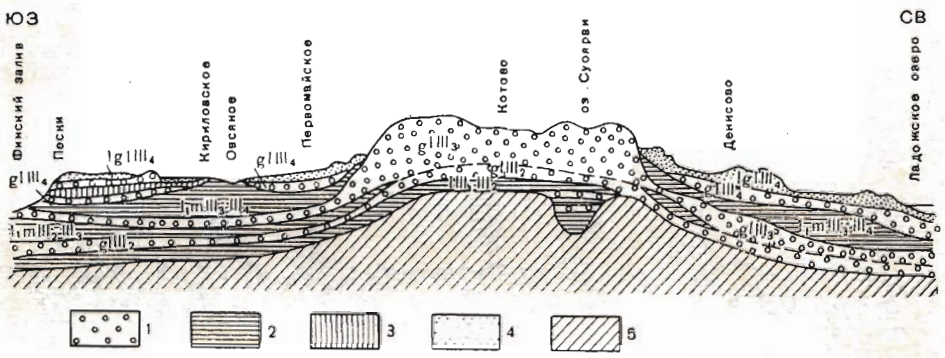


Рис. 28. Доледниковый рельеф Карельской возвышенности к северу от Ленинграда (по Н. И. Апухтину и С. В. Яковлевой):
1 — ледниковые отложения; 2 — межледниковые отложения; 3 — межстадиальные отложения; 4 — поздне- и послеледниковые отложения; 5 — дочетвертичные породы

ледниковых отложений (рис. 28). Палеонтологические данные этот вывод не подтверждают. Но наиболее существенно для нас то, что именно верхний межморенный слой авторы считают мгинским, а выше него они и сами не выделяют межледниковых слоев. После этого не остается никаких оснований отстаивать разделение валдайской ледниковой эпохи на несколько ледниковых эпох (остальные межморенные горизонты Н. И. Апухтин и С. В. Яковлева считают древнее мгинской эпохи).

Следует указать еще на одну группу фактов, опровергающих множественность верхнеплейстоценовых ледниковых эпох (все равно, каково бы ни было их число: две или три).

В районе Европейского ледникового щита известны торфяные болота, развивающиеся непрерывно после московской ледниковой эпохи. В разрезах этих болот выражен только один горизонт с перигляциальной флорой, отвечающей, таким образом, единственной верхнеплейстоценовой ледниковой эпохе — валдайской. Впервые (в 1928 г.) подобные разрезы описаны в Дании К. Иессеном и В. Мильтерсом [180]. В 1956 г. И. А. Данилова описала такие же разрезы в Московской области у Можайска [54], а в 1957 г. А. А. Асеев — в Мещерской низменности [9]. Эти болота возникли во впадинах, образовавшихся еще в конце московской ледниковой эпохи, и продолжали непрерывно развиваться, испытав только одно вторжение перигляциальной флоры (рис. 29), после которого началась голоценовая фаза развития, продолжающаяся и в настоящее время.

Среди торфяников Белоруссии, начавших развиваться во время мгинского межледниковья, тоже имеются такие, которые развивались

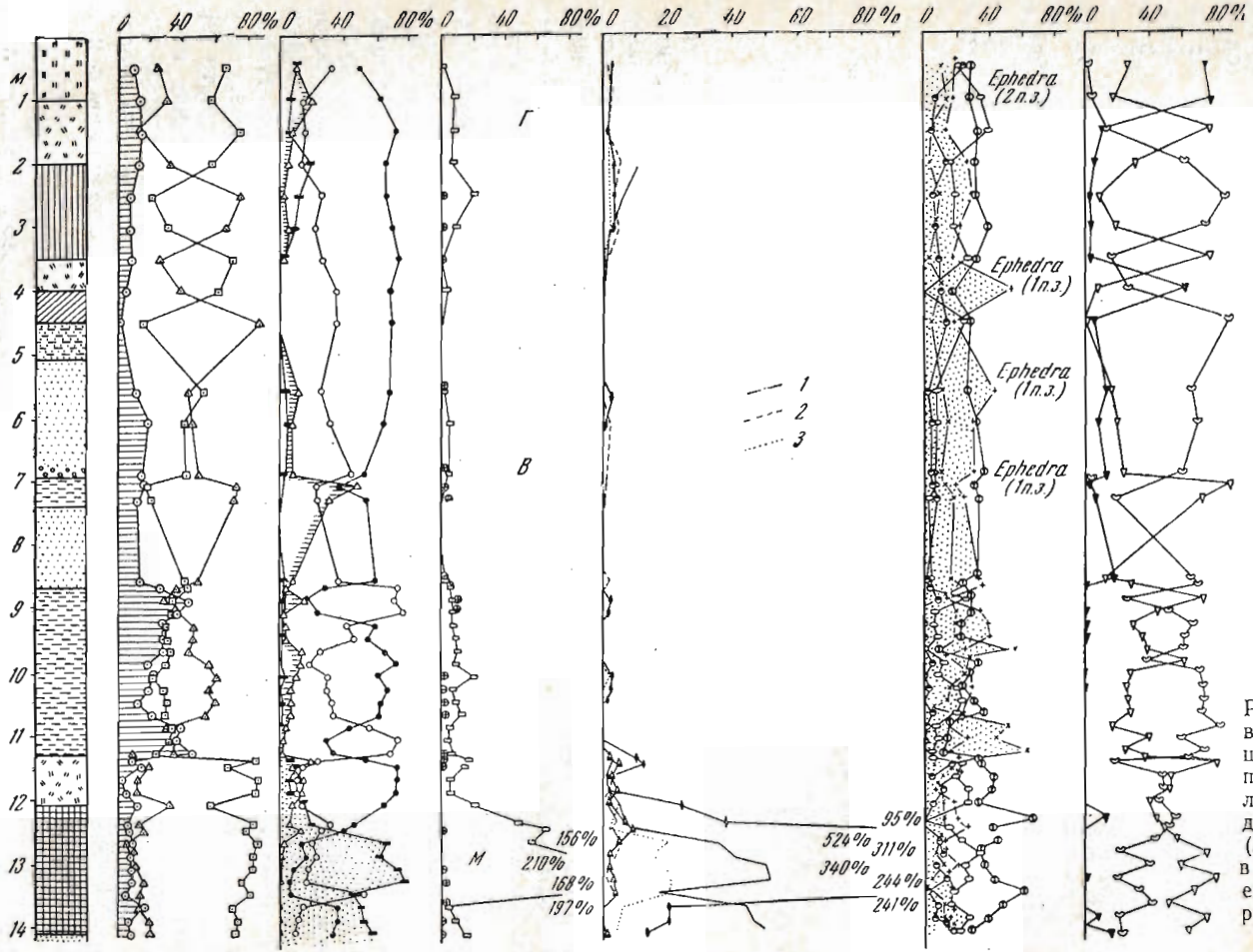


Рис. 29. Непрерывность развития растительности Мещерской низменности на протяжении мгинской межледниковой эпохи (*М*), валдайской ледниковой эпохи (*В*) и голоцена (*Г*). Разрез в долине р. Пры, по А. А. Асееву. Условн. обозн. см. на рис. 16. *1 — Quercus*; *2 — Tilia*; *3 — Ulmus*

непрерывно до голоцена [24] (рис. 30). Например, на междуречьях возвышенностей Белорусской гряды в водораздельных моренных котловинах есть озера, уцелевшие со времени последнего межледниковья (Белое озеро).

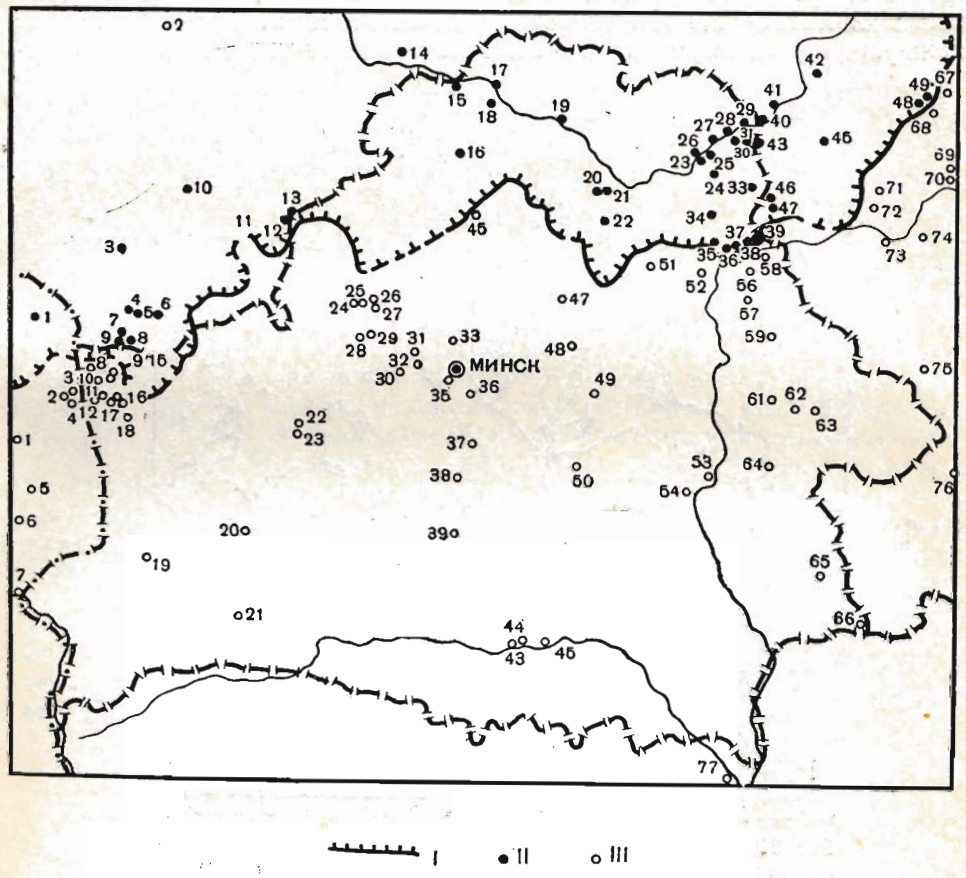


Рис. 30. Граница валдайского оледенения в Белоруссии (I); мгинские межледниковые отложения покрытые (II) и непокрытые (III) валдайской мореной (по Л. Н. Вознячуку)

О понятии «межледниковая эпоха». Большинство исследователей считают установленной любую межледниковую эпоху при строгом соблюдении следующих необходимых требований:

1. Климатические условия межледниковой эпохи, восстановленные по палеоботаническим данным, были не менее (более) мягкими, чем современные условия климата той же местности.

2. Межледниковые отложения залегают между слоями ледниковых отложений или между слоями, коррелятными ледниковым отложениям.

Второе условие само собой понятно. Первое условие казалось бы несколько произвольно. Однако оно имеет по меньшей мере три серьезных причины.

1. Исторический приоритет. Эти требования у нас выдвинул Н. И. Криштафович [72] при изучении межледниковых отложений у села Троицкое под Московой (см. Введение). А. Пенк и Э. Брикнер [187] установили это же понимание, которым мы и продолжаем пользовать-

ся. Необходимость строгого соблюдения этого критерия выдвигал К. К. Марков [91].

2. Новые данные. Указанному требованию отвечают условия трех межледниковых эпох, выделяемых нами в районе Европейского ледникового щита. В каждое из трех межледниковий ботанико-географические и климатические условия обладали своеобразными чертами. Но в каждую фазу оптимума общим было наступление более теплого клима-



Рис. 31. Межледниковые отложения (черные кружки) и находки остатков мамонта (крестики) в центральном ледниковом районе Европы (по Зандегрену)

та, чем современный климат данной местности. Постепенно выяснилось, что ботанико-географические и климатические условия распространялись зонально. Для района, интересующего нас в данное время, это впервые в 1950-х гг. показал В. П. Гричук [39]. Из зонального принципа вытекал вывод, что в оптимумы межледниковых эпох ледниковый покров предыдущей ледниковой эпохи растаивал совершенно, даже в центре ледниковой области Европы [1]. В начале следующей ледниковой эпохи он зарождался заново. Следовательно, оптимум выражался в полном качественном изменении природной обстановки древнеледниковой области. Этот вывод был сделан И. П. Герасимовым и К. К. Марковым в 1939 г. [28]. Полную очевидность он получил позднее.

3. Межледниковые отложения в центре оледенения. В 1950 г. были описаны межледниковые отложения в Средней и в Северной Швеции, в центре оледенения Европейского ледникового щита [99, 193] (рис. 31). Таким образом, предположение о полном растаивании Европейского

[1] Это условие нельзя распространить на высокогорные районы.

ледникового щита в межледниковые эпохи вполне доказано. Из всего изложенного выше можно видеть логичность учения о межледниковых эпохах.

Замечания по поводу стратиграфии ледниковых отложений Украины. Из описания опорных разрезов и уточнения понятия «межледниковая эпоха» должно быть совершенно ясно, что район Европейского ледникового щита испытал неоднократные ледниковые эпохи (четыре) и межледниковые эпохи (три). Это вынудило нас изложить критические замечания в адрес ультраполигляциалистических увлечений. Другой крайностью являются моногляциалистические взгляды. Подобные взгляды высказывают некоторые украинские исследователи. Полнее всего их выразил В. Г. Бондарчук [16]. Он разделяет четвертичный период на гомицен (Q_1) и плейстоцен (Q_2). Плейстоцен представляет собой ледниковый отдел четвертичного периода. Но, по мнению В. Г. Бондарчука, в плейстоцене была одна эпоха оледенения, которая разделялась на три стадии: 1) днепровскую, 2) припятьско-окско-московскую и 3) минско-валдайскую. По-видимому, это мнение основано на недостаточно ясных (до последнего времени) представлениях о генезисе лёссов и на малой изученности ископаемых почв Украины. Нельзя отрицать, что изучение моллюсков из лёссовых пород не свидетельствует о сильном похолодании или о повторных сильных похолоданиях. Однако надо обратить внимание на постоянство отдельных моренных горизонтов. В Южном Полесье и Западной Украине хорошо выражены два моренных горизонта — днепровского и московского оледенений [87, 128]. Но главный довод против моногляциализма заключается в том, что на Украине имеются данные, свидетельствующие не только о типичных ледниковых условиях (морена, перигляциальные флора и фауна), но и о типичных межледниковых условиях, во всяком случае в последнюю межледниковую эпоху (межледниковые отложения Восточных Карпат и Южного Полесья).

МЕЖСТАДИАЛЬНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА ВАЛДАЙСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ

Приходится с сожалением заметить, что советские исследователи до последнего времени почти не уделяли внимания расчленению валдайской ледниковой эпохи. Мы имеем в виду выделение внутри нее не межледниковых, а межстадиальных теплых промежутков. Подобные упоминания были единичными, иногда сомнительными. Относительно повезло только аллерёдскому [1] потеплению, то есть новейшему межстадиальному потеплению плейстоцена.

Между тем в Западной Европе в течение последних 10—15 лет стадиальным и межстадиальным промежуткам уделено много внимания. Два из них — готвейг и аллерёд — описаны как главнейшие стратиграфические уровни последней (валдайской) эпохи оледенения. Межстадиальные потепления датированы при помощи метода радиоуглерода. Наконец, определены палеоботанические и палеоклиматические условия межстадиальных промежутков. Выяснено, что хотя климат был прохладнее современного, но отличался от него в незначительной степени [177, 178, 196].

В настоящее время (1961 г.) мы не располагаем фактическим материалом, который позволил бы предложить свою хронологию стадий

[1] Название Н. Герца (1903 г.) по пункту, находящемуся в окрестностях Копенгагена.

валдайской ледниковой эпохи, хотя первые попытки в этом направлении предприняты. Но в задачу настоящего тома не входит изложение данных о межстадиальных отложениях Западной Европы. Каковы же признаки стадии и межстадиального промежутка ледниковой эпохи?



Рис. 32. Стадии отступания края ледникового покрова валдайской эпохи оледенения (по А. А. Алейникову)

А. А. Алейников [1] рассматривает следующую соподчиненность явлений в нисходящем порядке: стадия (оледенения) — фаза — осцилляция.

Схема стадиально-межстадиальных колебаний края ледника видна на рис. 32. Этот рисунок изображает также конкретно, какие и сколько (пять) стадиальных и (четыре) межстадиальных промежутков автор различает в Ленинградской области — внутри максимальной границы валдайского оледенения. Фазы, по А. А. Алейникову — это регрессивно-прогрессивные «ветви» одного и того же ритма, состоящего из потепления, теплого отрезка времени и нового похолодания.

Что касается типа природных изменений межстадиальных потеплений, то они, конечно, невелики. На основании палеоботанических данных можно считать характерной следующую «максимальную» схему.

Часть ледниковой эпохи

1. Перигляциальная флора.
2. Хвойные и березовые леса.
3. Хвойные и березовые леса с примесью широколиственных пород.
4. Хвойные и березовые леса.
5. Перигляциальная флора.

Конечно, может выпадать не только одно звено (3), но и все три средние звена. Во всяком случае принципиальное отличие межстадиального промежутка и межледниковой эпохи следует по-прежнему понимать так, как предлагали в 1939 г. И. П. Герасимов и К. К. Марков [28]. В отличие от межледниковой эпохи во время межстадиального потепления происходило не полное растаивание ледникового покрова, а только отступание — наступание ледникового края при сохранении монолитного ледникового покрова в целом.

Но хотя формальное различие ясно, факты последних лет заставляют сблизить оба понятия. Несомненно, могли происходить события и промежуточного типа между межледниковыми и межстадиальными потеплениями.

Во всяком случае находки пыльцы широколиственных пород в межстадиальных отложениях стали довольно обычным явлением.

В оптимуме аллерёдского потепления [8, 60] температура воздуха в июле была ниже современной всего на 2°, в Центральной Европе — на 2,5°, в Дании даже, по-видимому, на 1° [181], в Южной Финляндии климат мог быть почти не холоднее современного [184].

Из этого следует прежде всего необходимость большого внимания к выделению не только межледниковых, но и межстадиальных потеплений.

Конкретные схемы. Межстадиальные отложения внутри границы валдайского оледенения известны, но палеоботаническая индивидуальность их не установлена, поэтому неясна и последовательность стадии.

Ленинградская область. Межстадиальные слои достигают до 20—30 *м* мощности, «но палеоботанические характеристики, как правило, отличаются однообразием... и не позволяют судить о климатических изменениях, происходивших во время данного интервала» [130, стр. 132]. А. А. Алейников [1] отмечает на ордовикском плато две морены, различные по литологическому составу, а между ними торф (у Вороньей Горы). В торфе преобладала пыльца лиственницы (94%), определена пыльца березы, ольхи и травянистых растений. Некоторые данные о межстадиальных отложениях этого же района (Тосно — Красное Село) сообщила Е. С. Малясова и др. Она различает два горизонта межморенных отложений. Оба относятся к валдайскому оледенению, и они должны быть древнее надморенных ленточных глин мгинского разреза (см. выше). Каждый межморенный горизонт имеет свои особенности. Верхний содержит пыльцу и споры, указывающие на преобладание березово-сосновых лесов, а позднее — приледниковой растительности. Пыльца и споры верхнего горизонта указывают на преобладание двух фаз лиственно-хвойных лесов с примесью широколиственных пород.

В Литве описаны межстадиальные отложения на р. Ула, притоке р. Меркис. Предполагается, что эти отложения отделяют бранденбургскую и франкфуртскую стадии от померанской стадии последней ледниковой эпохи [69]. Горизонт межстадиальных отложений содержит главным образом пыльцу сосны и березы. Пыльцы широколиственных пород нет (рис. 33). Можно предполагать лишь произрастание сосновых лесов с примесью березы в начале и в конце промежутка [51].

В бассейне Онеги морена валдайской ледниковой эпохи отличается сложностью своего строения. Э. И. Девятова [56] выделяет четыре стадии валдайского оледенения. Между отложениями этих стадий залегают флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения трех межстадиальных горизонтов, нижний стадиальный горизонт отвечает одновременно оптимуму оледенения.

В первом межстадиальном горизонте много древесной пыльцы (42—56%), особенно березы и ели. Из травянистой и кустарниковой преобладает пыльца карликовой березки, встречается пыльца вересковых, маревых, полыней, эфедры, куропаточьей травы (*Dryas octopetala*), споры плауна (*Lycopodium alpinum*). Середина межстадиала была несколько теплее его начала, но приледниковые условия сохранялись. Во время третьего межстадиального промежутка условия были наиболее суровые: лесотундра, в которой преобладали травянисто-кустарниковые формации ерниковой и торфяно-моховой растительности.

Подводя итог стратиграфо-палеонтологическим данным, надо сказать, что они недостаточны для определения числа и последовательности стадий валдайской ледниковой эпохи.

Понятно стремление опереться на морфологические данные, выделить последовательно расположенные дуги краевых ледниковых обра-

зований и считать их эквивалентами стадии оледенения. К сожалению, морфологические данные почти не опираются на стратиграфические.

Стадии валдайского оледенения по различным авторам (Ленинградская область)

А. А. Алейников [1]	М. Е. Вигдочик, Д. Б. Малаховский, Э. Ю. Саммет [19, 20], И. В. Котлукова [130]
Финская (Сальпауселькя)	Финская
Невская	Лужская
Лужская	Крестецкая
Двинская	Вепсовская
Березинская	Едровская
	Бологовская



Рис. 33. Спорово-пыльцевая диаграмма межстадиальных образований Ула у деревни Зервинос (по данным О. Кондратене)

Ледниковые озера. Финская стадия, или стадия Сальпауселькя, представляет собой, как известно, весьма важный морфологический и хронологический рубеж. Морена Сальпауселькя всюду находится в пределах Финляндии; в Карелию она не заходит.

Ледниковые озера возникали у края ледника и исчезали по мере отступания последнего. Согласно воззрениям, установившимся начиная с 30-х годов, плотинные ледниковые озера постепенно сокращались в размере, а уровень их понижался. Стадии приледникового озера могла предшествовать эмбриональная стадия внутриледниковых озер. В 1931 г. К. К. Марков выделил стадию внутриледниковых озер для участка токсовских камов (под Ленинградом). Затем последовали две стадии невско-лужского и балтийского приледниковых озер, когда озерные воды регрессировали. Стадия регрессии была и во время аллерёдского потепления климата.

Литовские исследователи выделяют типы и стадии приледниковых озер [53]. Около 15 тысяч лет назад возникли южнолитовские краевые моренные образования, сопоставляемые с померанскими краевыми

образованиями, затем среднелитовские краевые образования, а несколько позднее, в связи с наступанием края ледника, северолитовские. Отступание ледника от северолитовских морен отвечает началу готигляциального времени Г. де Геера и началось 13 тысяч лет назад (межстадиальное время беллинг). Территория Литвы освобождалась от покрова ледника в течение 3 тысяч лет. В эту схему, с ее условными датировками, вписывается история озер: внутриледниковых, потом и главным образом — приледниковых.

Озеро Каунас-Кайшядорис достигало размера 500 *км*^{2}, его отложения лежат на высоте до 90 *м*. Уровень более молодых водоемов располагался ниже. В отдельных водоемах в ленточных отложениях удалось сосчитать до 800 лент.

В Эстонии выделяют теперь стадии А и Б приледниковых озер с ниспадающими уровнями [127]. Они характеризуются общей тенденцией постепенного объединения в балтийское приледниковое озеро. Уровни озер понижались от 85 до 41 *м* по сравнению с современным уровнем моря.

В Карелии Г. С. Бискэ [13] описывает приледниковые озера: Ладожское, Онежское, Сегозерское, Выгозерское, Беломорское и другие. Уровень их к северу понижался от 190 *м* над уровнем моря. Отложения характеризуются перигляциальными пыльцевыми спектрами, отчасти богатой диатомовой флорой. В бассейне Онеги большие приледниковые озера располагались во впадинах: Иксинской, Нижне-Онегорецкой и Средне-Онегорецкой, в бассейне р. Моши. В отложениях обнаружены перигляциальные пыльцевые спектры. Например, обильна пыльца трав и кустарников: полыней (15—34%), маревых и эфедры. Степные и арктические элементы флоры сочетались с лесными, состоявшими преимущественно из березового редколесья [56].

Но особенно интересны новые данные о межстадиальных и межледниковых отложениях Северо-Запада Русской равнины. Наиболее полный разрез, охватывающий одновременно мгинские межледниковые отложения (внизу разреза) и серию слоев стадиальных и межстадиальных отложений валдайской ледниковой эпохи, изучен недавно в районе верховьев р. Мсты, в восточной части Приильменской низменности [19]. Разрез воспроизведен на рис. 34. Основание его находится несколько ниже уровня моря. Мгинские межледниковые отложения (на рисунке «зона M_G») содержат обломки раковин и богатую морскую флору диатомовых. Сюда, к склону Валдайской возвышенности, подходил залив мгинского бореального моря, используя древнюю долину. В пыльцевом спектре очень много пыльцы граба (до 56%), дуба (20%), орешника (60%).

Обращает на себя внимание резкое различие спорово-пыльцевых спектров межледниковой эпохи и межстадиальных промежутков.

Потепление аллерёд. Окрестности Ленинграда. Ленточные глины встречаются в Приневской низменности повсеместно. Они залегают, как указано выше, на верхней морене мгинского разреза. В верхних горизонтах ленточных отложений много остатков полярной флоры и вместе с тем найдена хвоя ели. Теперь эти данные дополнены спорово-пыльцевыми анализами В. П. и М. П. Гричук. Они указывают на типичные перигляциальные, тундрово-лесостепные условия. Геохронологические исследования показали еще в 30-х годах, что подобные условия господствовали всего в нескольких десятках километров от края ледника около 12 тыс. лет тому назад (по абсолютной геохронологической шкале М. Саурамо и Г. де Геера). Постепенно мелело невское ледниковое озеро. Возможно, что не сразу, а

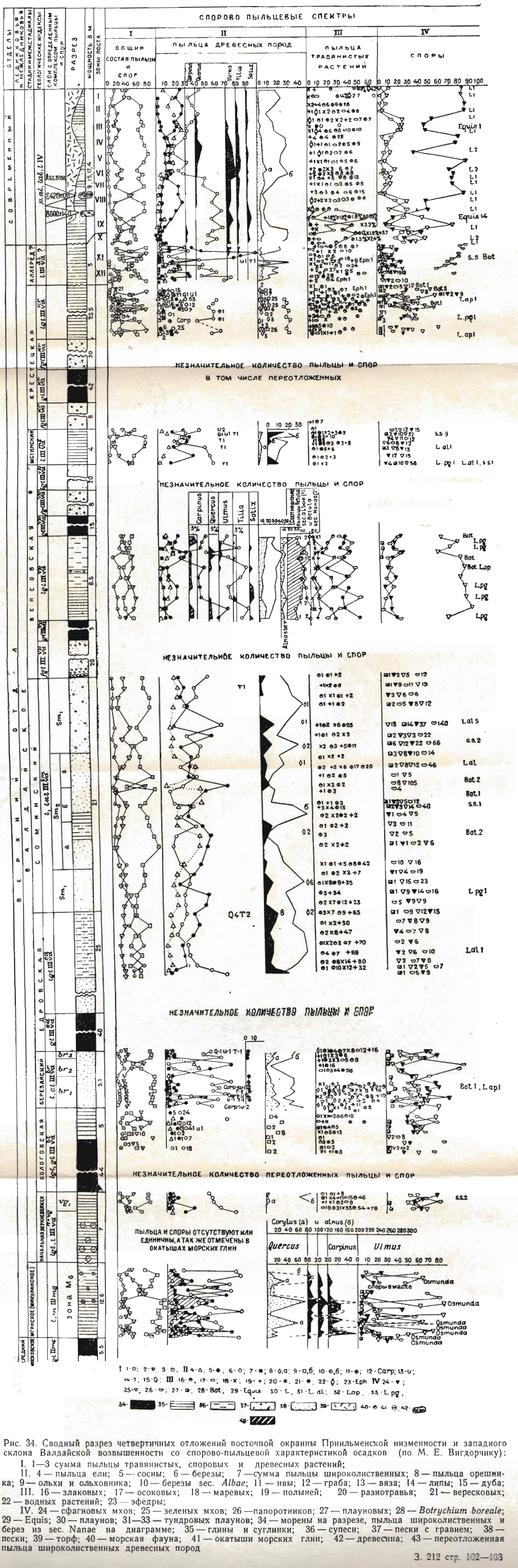


Рис. 34. Сводный разрез четвертичных отложений восточной окраины Приильменской низменности и западного склона Валдайской возвышенности со спорово-пыльцевой характеристикой осадков (по М. Е. Вигдорчику):

I. 1—3 сумма пыльцы травянистых, споровых и древесных растений;

II. 4 — пыльца ели; 5 — сосны; 6 — березы; 7 — сумма пыльцы широколиственных; 8 — пыльца орешника; 9 — ольхи и ольховника; 10 — березы sec. *Albae*; 11 — ивы; 12 — граба; 13 — вяза; 14 — липы; 15 — дуба;

III. 16 — злаковых; 17 — осоковых; 18 — маревых; 19 — полыней; 20 — разнотравья; 21 — вересковых; 22 — водных растений; 23 — эфедры;

IV. 24 — сфагновых мхов; 25 — зеленых мхов; 26 — папоротников; 27 — плауновых; 28 — *Botrychium boreale*; 29 — Equis; 30 — плаунов; 31—33 — тундровых плаунов; 34 — морены на разрезе, пыльца широколиственных и берез из sec. Nanae на диаграмме; 35 — глины и суглинки; 36 — супеси; 37 — пески с гравием; 38 — пески; 39 — торф; 40 — морская фауна; 41 — окатыши морских глин; 42 — древесина; 43 — переотложенная пыльца широколиственных древесных пород

после какого-то перерыва (совпадающего с неясными, в окрестностях Ленинграда, следами 1-го иольдиевого моря), отложился древесный торф, указывающий, что в окрестностях Ленинграда уже произрастал хвойный лес. В составе леса, несомненно, были ель, береза и сосна, а возможно и отдельные вкрапления широколиственных пород (аллерёдское межстадиальное потепление). Потом последовала озерная трансгрессия. Береговая линия ее отлично выражена и представляет собой древний берег балтийского ледникового озера, подпертого у конечной морены 1-й Сальпауселькя. Продвигание — стояние края ледника у морен Сальпауселькя и трансгрессия балтийского ледникового озера — признаки последней вспышки похолодания и последней страницы плейстоцена. Все дальнейшие события носят совершенно иной характер и должны быть отнесены к голоцену.

Через 30 лет после того, как указанная схема была предложена для окрестностей Ленинграда, следует внести следующие уточнения.

Время балтийского ледникового озера — время верхней дриасовой зоны I_c (Ф. Фирбаса).

Время аллерёдского потепления — время аллерёд — зона I_b. Радиоуглеродная датировка 12150±390 лет.

Время невского ледникового озера — время нижний дриас I_a (Ф. Фирбаса).

Южная Финляндия. Слои аллерёда описаны и значительно севернее Ленинграда. В Южной Финляндии они прослежены от Хельсинки до Тампере, то есть севернее конечных морен Сальпауселькя [84]. У Хельсинки в этом слое найдены пни *Alnus glutinosa*. Климат не мог значительно отличаться от современного. Слои аллерёд (с пыльцой орешника, ильмовых и липы) обнаружены на Беломорско-Онежском водоразделе у озера Остер [174] и на Онеге [56].

Наиболее северные следы аллерёдского потепления обнаружены на Кольском полуострове. На берегу древнего Туломского фьорда в районе Мурманска Г. И. Горецкий [31] обнаружил следы позднеледникового потепления. В основании позднеледниковой дельты (Мурмашинской) на высоте 110 *м* лежат пески с субарктической (*Mytilus edulis*) и аркто-бореальной (*Balanus balanoides*) фауной. Но над ними находится горизонт с арктическими *Valutina zonata* и *Margarita groenlandica*. Нижний слой отложен во время сравнительно теплой доиольдиевой аллерёдской ингрессии.

Аллерёдское межстадиальное потепление получило отражение в растительном покрове и климате всего района Европейского ледникового щита. Г. Н. Лисицина [82] приводит описание второго опорного разреза аллерёда Прибалтики на южном берегу Финского залива близ Кунда (Эстония).

В известковых озерных отложениях (мергеле), залегающих в основании болота Кунда, сделаны археологические находки времени 8—5 тыс. до начала н. э. Эти слои относятся уже к голоцену. Но ниже слоя с археологическими находками в мергеле выделяют еще слои III, II, I (табл. 10).

Весьма интересен разрез болота Нопайтис юго-западной части Литвы (рис. 35). Здесь ниже 5 *м* от поверхности виден нормальный разрез голоценовых отложений болота. Максимум широколиственных пород достигает 40%. На глубине 5,0—7,5 *м* от поверхности очень ясно различимы три слоя. Из них два верхние соответствуют двум только что описанным слоям из болота Кунда. Нижний слой (6,5—7,5 *м*) соответствует нижнему дриасу. Заключенный между ними слой с пыльцой орешника и широколиственных пород представляет собой осадки вре-

мени аллерёд[1]. В этом слое содержится до 6% пыльцы широколиственных пород, до 11% пыльцы орешника.

Слой молодой дриас (как в Кунде) и слой древний дриас содержат пыльцу, указывающую на перигляциальные условия типа холодной лесостепи (тундростепи).

В юго-восточной Прибалтике полярная флора найдена только в отложениях времени древнего дриаса. Но хотя полярная макроскопическая флора в отложениях молодого дриаса не найдена, общий состав пыльцевой флоры указывает на приближение края ледника и восстановление перигляциальной обстановки, исчезавшей во время аллерёд.

Центральный район. Следует заметить, что отложения аллерёда найдены в нижних слоях многих торфяников и выделяются повсюду благодаря большому количеству графиков кривых пыльцы широколиственных пород, ольхи и ели. Графики с такими пыльцевыми кривыми имеются для болота Галицкий мох (Калининская область), Мшаровское (Ивановская область), а также для болот Ярославской, Костромской областей и для Украинского Полесья [8]. Вместе с тем увеличивается количество точек с находками горизонта древний дриас. Новая находка полярной флоры этого возраста [145] обнаружена под Москвой у Рублева. Вместе с макроскопическими остатками *Salix herbacea* L., *S. polaris Whld* и т. д. и шишкой *Picea obovata* найдена пыльца травянистых и кустарниковых ксерофитов и селягинеллы.

Выводы. Широкое распространение относительно теплолюбивой флоры аллерёда приводит А. Т. Артюшенко к следующим соображениям: средняя годовая температура аллерёда была выше средней температуры времени молодого дриаса на 4°, а июльская температура опускалась всего на 2° ниже современной июльской температуры той же местности. Северная лесная граница совпадала с современной северной границей лесов и только южная граница леса проходила южнее, чем теперь. Элементы темнохвойного и даже смешанного темнохвойного леса присутствовали от Украины до Северной Прибалтики и Верхнего Заволжья. Н. Я. Кац [65] предполагает, что и во время максимума валдайской ледниковой эпохи элементы широколиственных пород и ели могли удерживаться на незначительном расстоянии от края ледникового покрова, откуда они во время аллерёд распространились к северу.

Межстадиальный аллерёд в палеогеографическом отношении представляет собой замечательное явление. Хотя продолжительность этого промежутка всего около тысячи лет (от 11 880±340 лет до 10 830±200 лет до начала н. э.), он выразился в значительном изменении природной обстановки. Это изменение указывает на большую динамичность края ледникового покрова. Последний отступил к северо-западу от морен Сальпаусселькя, а затем (время молодой дриас) вновь достиг южной морены Сальпаусселькя. Кратковременное и, как принято считать, типичное межстадиальное потепление создало, однако, обстановку, незначительно отличавшуюся от современной.

Может быть, современное (1920—1940 гг.) потепление климата может убедить нас в том, что такие короткие вспышки тепла реальны. Как отметил еще в 1931 г. Н. М. Книпович [68], современное совсем кратковременное потепление климата вызвало на севере столь значительное изменение обстановки, что ученые будущих поколений могли бы оценить его по ископаемым следам, как событие «геологического масштаба».

[1] В. К. Гуделис и М. Кабайлене [52] предполагают возможность выделить два слоя, отвечающие двум потеплениям: собственно аллерёд и (ниже) — бёлинг.

Таблица 10

Сопоставление позднe- и послеледниковой истории Кунды с позднe- и послеледниковой историей Балтийского моря, Ленинградской области и Западной Европы

(по Г. Н. Лисициной [82])

Абсолютное летосчисление до н. э.	Фазы позднe- и послеледникового времени	История Балтийского моря в позднe- и послеледниковое время	История растительности в позднe- и послеледниковое время в Западной Европе (по Ф. Фирбасу)	История позднe- и послеледниковой растительности в Ленинградской области	Позднe- и послеледниковая история Кунды
				6	
0 1 000 2 000	Собственно послеледниковая эпоха	Море Limnea Литориновое море	IX Время бука VIII Теплое суббореальное время; смешанные дубовые леса, буковые леса	Фаза верхнего максимума ели. Существенную роль играют леса из сосны, березы и ели. Широколиственные породы и ольха в незначительных количествах	Формирование торфянистой почвы
			VII	5	
3 000 4 000			Среднее теплое атлантическое время; господство смешанного дубового леса	Фаза значительного развития широколиственных пород и ольхи. Основную роль по-прежнему играют леса из сосны и березы	Формирование культурного слоя на Ламмасмяги
			VI	4	
5 000 6 000		Анциловое озеро	Древняя часть атлантического времени	Сосна и береза с примесью широколиственных пород и ольхи	
			V		
		Море Rhabdonema	Бореальное время орешника	Абсолютное господство сосны и березы при почти полном отсутствии других пород	Спуск озера Кунда. Время существования озера Кунда. Археологические находки в болоте Кунда. Фаза березовых и сосновых лесов. Отделение Кунды от Балтики
			IV		
7 000 8 000	Финигляциальная эпоха	Иольдиевое море	Добореальное, раннее, послеледниковое время березы (сосны)		
			III	3а	
9 000	Готигляциальная эпоха	2-е балтийское ледниковое озеро	Молодое тундровое или дриасовое время	Господство сосны и березы с примесью ели	Фаза разреженных сосново-березовых лесов и открытых луговостепных пространств (позднее тундровое время). Кунда является заливом Балтики
			II	2	
10 000 11 000		Иольдиевое море (1-е) озеро	Древнее субарктическое березово-сосновое время. Аллерёд	Фаза нижнего максимума ели. Основную роль играют леса из ели, сосны и березы. Сохраняются реликты приледниковой растительности	Фазы сосновых и березовых лесов (аллерёд)
			Iв	1	
12 000 13 000		1-е балтийское ледниковое озеро	Древнее субарктическое время; древнейшее березово-сосновое время	Фаза приледниковой растительности—холодная лесостепь. В составе растительности элементы степной, лесной и тундровой флоры	Освобождение местности Кунды от материкового льда
14 000	Данигляциальная эпоха		Iа Древнее безлесное или бедное лесами время; древнее тундровое или дриасовое время		

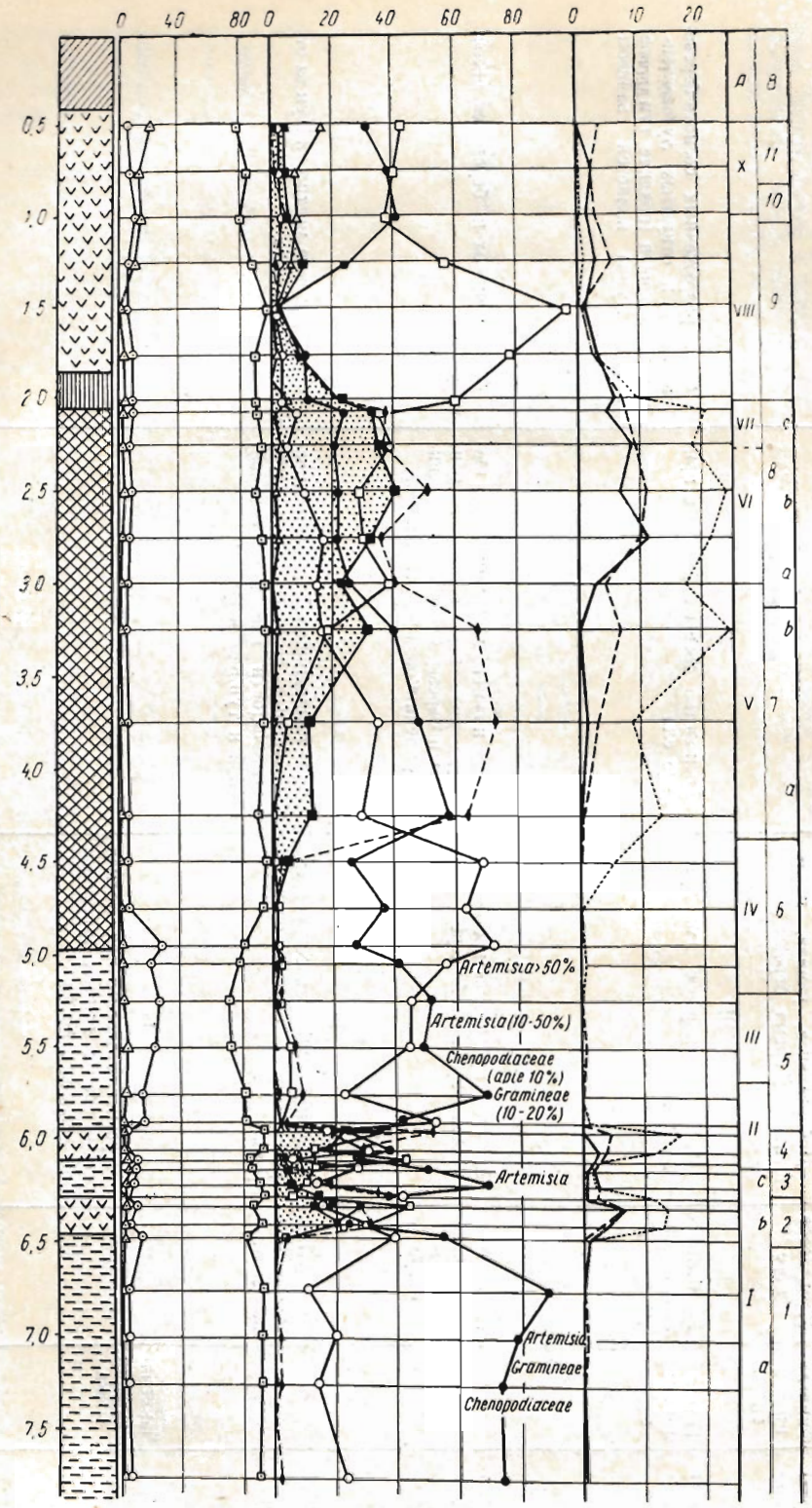


Рис. 35. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма болота Нопайтис в Литовской ССР. Видны слои древнего дриаса (*I*), аллерёда (*II*), молодого дриаса (*III*) и голоцена (*IV—X*) с максимумом широколиственных пород (*VI—VII*) (по В. Гуделису и М. Кабайлене). Условн. обозн. см. на рис. 16

Аллерёдское потепление частично или полностью совпало со временем расселения ели («нижняя ель») на Русской равнине. Нижний максимум ели представляет собой распространенное явление в пыльцевых диаграммах торфяников, начиная от Средней Карелии на севере до лесостепи Русской равнины на юге. В Южной Финляндии М. Саурамо [191] отмечал еще в 1936 г. отложения аллерёд, выраженные в пыльцевых диаграммах нижним максимумом ели и временным появлением пыльцы широколиственных пород. В 1957 г. отложения аллерёд в Южной Финляндии прослежены от Хельсинки на северо-западе через моренные гряды Сальпауселькя до Тампере. В отложениях аллерёд до 5% пыльцы широколиственных пород, макроскопические остатки *Alnus geutinosa* и *Najas flexilis*.

Удивительно отчетливо нижний максимум ели выражен в торфяниках Восточной Финляндии и Средней Карелии. На пыльцевой диаграмме, относящейся к району озера Остер, то есть к Онежско-Беломорскому водоразделу (рис. 36), по И. Доннеру [174], имеется нижний максимум ели (5—6 *м* глубины), и сопровождающий его нижний максимум орешника, ильмовых и липы выражен исключительно отчетливо. Максимальное количество недревесной пыльцы (до 200%) встречено выше. М. Саурамо [192] относит нижний горизонт ко времени аллерёд, а вышележащий ко времени «молодой дриас». К востоку от Карелии нижний максимум ели (свыше 30%) выражен в бассейне Онеги. Э. И. Девятова [56] тоже относит его ко времени аллерёд. Нижний максимум ели выражен в пыльцевых диаграммах и восточнее — от Вологды до Перми [110]. В лесной полосе Русской равнины нижний максимум ели, совпадающий с максимумом широколиственных пород виден на многих пыльцевых диаграммах [110]. Одной из них, ставшей известной еще в 1930 г., является диаграмма Шуваловского болота у Ленинграда (рис. 37). В лесостепной зоне Н. И. Пьявченко [125, 126] выделяет для древнего плейстоцена фазу смешанных лесов с березой, сосной, елью, дубом, ильмовыми грабом. Д. К. Зеров и А. Т. Артюшенко [60] выделили для Украинского Полесья фазу «нижнего» смешанного леса с елью. Распространению ели способствовала мерзлота [124]. Нижний максимум ели пыльцевых диаграмм выражает распространение еловых лесов на Русской равнине. Это явление носило зональный характер (рис. 38). Вырисовывается зона тундры и лесная зона, а в последней — Восточно-Европейская провинция темнохвойных лесов из сибирской ели. Ель чрезвычайно широко распространялась на территории Европейской части СССР. Содержание пыльцы ели доходит у Архангельска до 81%, в центральной части Европейской территории СССР — до 72—77% [110, стр. 231]. В Европейской части СССР южная граница еловой темнохвойной тайги поднялась на 650 *км* к северу. В то же время несколько поднялась к северу северная граница, и еловая темнохвойная тайга потеснила тундру и лесотундру [110, стр. 353]. Н. И. Пьявченко помещает нижний максимум ели в зоне лесостепи хронологически ниже, чем в лесной зоне [126, стр. 154—155]. Нижняя ель под Москвой и в Прибалтике — явление разновозрастное [125, стр. 185]. Таким образом, еловые леса (из *Picea obovata*) распространялись с юга и востока на север и запад постепенно.

Следовательно, и нижний максимум ели не повсеместно синхронное, а метахронное образование и на Северо-Западе моложе, чем на Юго-Востоке и Востоке. Как видно из карт пыльцевых спектров М. И. Нейштадта, когда ель распространялась на севере, на юге она уже отступала. Это естественно, но именно для плейстоцена, когда все явления приледниковой области испытывали сильнейшее влияние пере-

мещений фронта оледенения. Распространялась ли в это время сплошная еловая тайга или островные еловые леса? Может быть, истинное решение вопроса находится посередине. Во всяком случае в горизонте максимума пыльцы ели много травянистой и кустарничковой пыльцы ксерофитов (см. рис. 36).

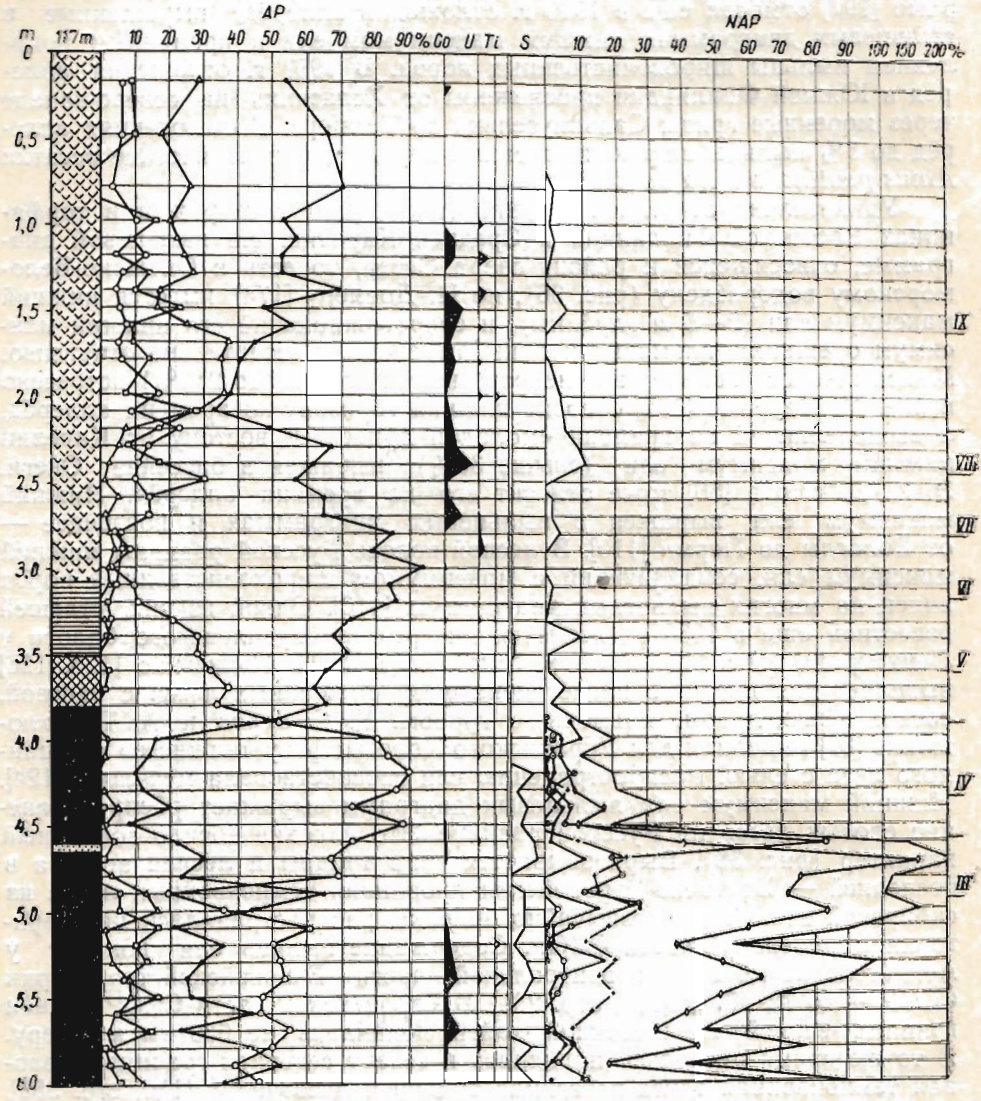


Рис. 36. Разрез болота на берегу озера Остёр (между озером Онежским и Сегозером). Спорово-пыльцевая диаграмма (слева — пыльца деревьев, справа — трав и кустарничков). Внизу — большой максимум недревесной пыльцы, пыльцы орешника — (Co) и максимум ели (по И. Доннеру). Условн. обозн. см. на рис. 16

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИИ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Наше внимание до сих пор было обращено главным образом на плейстоценовые потепления. Обратимся к эпохам похолодания.

Не все проблемы этой области знания за последние четверть века разрабатывались в одинаковой степени успешно. Это замечание при-

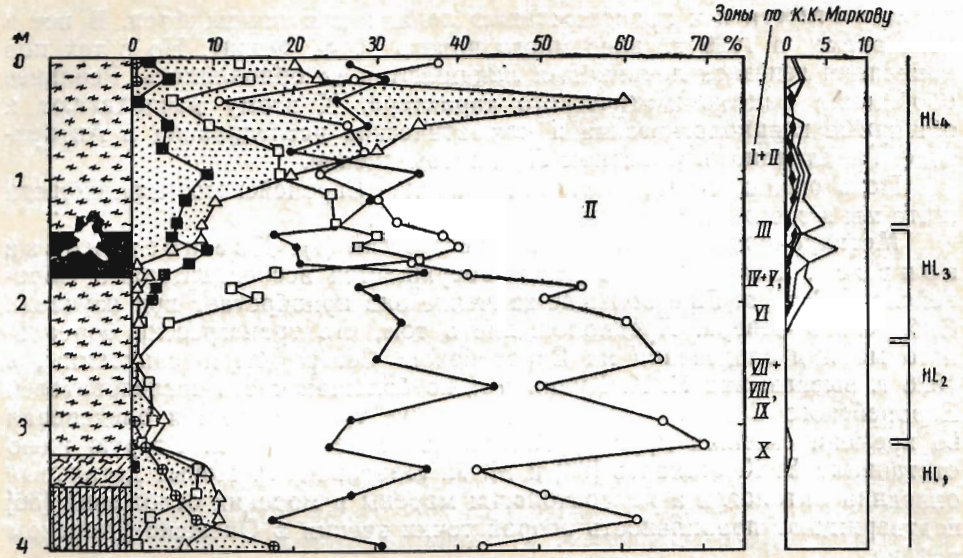


Рис. 37. Разрез Шуваловского болота (по В. Н. Сукачеву). Обратить внимание на пограничный горизонт и нижний максимум ели. Условн. обозн. см. на рис. 16

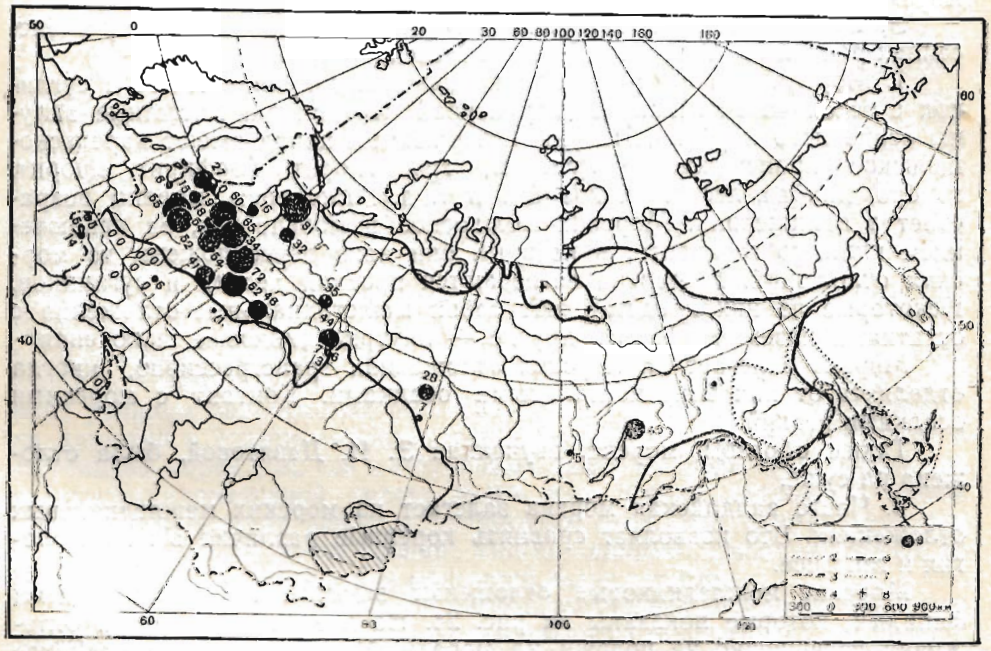


Рис. 38. Спорово-пыльцевые спектры времени нижнего максимума ели (по М. И. Нейштадту). Обратить внимание на высокое содержание пыльцы ели к северу от линии Минск—Москва—Казань

1 — современный ареал *Picea excelsa*+*P. obovata* (по В. Н. Сукачеву и Л. В. Шумиловой); 2 — то же *P. jezoensis* (Sieb. et Zucc.) Carr.; 3 — то же *P. orientalis* (L.) Link; 4 — то же *P. schrenkiana* F. et M.; 5 — то же *P. glehni* Mast; 6 — то же *P. koraiensis* Nakai (по кн. «Деревья и кустарники СССР», 1949); 7 — то же P. kamtschatkensis Lacasange (по А. Л. Биркенгофу); 8 — изолированные месторождения *P. obovata* Ldb. (по В. Н. Сукачеву и Л. В. Шумиловой); 9 — местонахождение пыльцы *P. excelsa* Link.+*P. obovata* Ldb

ходится отнести и к происхождению ледниковых ландшафтов. В нее в свое время, в 1929 г., внес много нового Р. Ф. Флинт. Но с тех пор концепция генезиса ледниковых ландшафтов не обновлялась. Реальнее обобщения палеоклиматического характера. К этому располагают и обширные гляциологические и климатические исследования в Антарктиде, Гренландии, в Северном Ледовитом океане.

Пока ограниченные рамками района Европейского ледникового щита мы в состоянии осветить две проблемы.

Метахронность оледенений и трансгрессий (I). Две постановки вопроса. Эта проблема давно обсуждается исследователями Европейского Севера. Еще большее значение она приобретает при изучении Сибирского Севера. Предположение о том, что трансгрессии бореального моря и оледенения на Европейском Севере были синхронны, в 1926 г. высказывал Н. А. Кулик [73], но большая часть исследователей Европейского Севера считает, что морские трансгрессии и оледенения во времени сменяли друг друга или были метахронны. Вторую идею отстаивали Б. К. Лихарев [83] и М. А. Лаврова [74]. Новые детальные описания литологии и палеонтологии морены и морских отложений [56] подтверждают правильность второй точки зрения в Онежско-Двинском районе.

Литология морены и морских отложений. Следует обратить внимание в особенности на следующие обстоятельства: 1) Морена не имеет признаков отложения в воде. 2) Морена и подлинно морские (бореальные) отложения литологически различны.

Э. И. Девятова [56] следующим образом описывает морену в бассейнах рек Онеги, Северной Двины и Мезени.

1. Морена обычно серая или коричневая валунная глина и суглинок с оскольчато-комковатой структурой. Преобладают местные валуны осадочного карбона. Валуны изверженных пород имеют карельско-кольское происхождение (гнейсы, гранодиорит, порфирит, диорит, габбро, диабаз, песчаник, кварцит и т. д.). Мощность морены возрастает в понижениях. Морских моллюсков в морене нет, за исключением нижнего горизонта, в который они явно переотложены из морских отложений. В морене встречаются прослои песков и суглинков. Некоторые из них представляют собой межстадиальные отложения с остатками наземной флоры, другие — внутриледниковые включения.

Морена залегает на морских отложениях трансгрессивно, иногда отделяясь от них континентальными осадками. Контакт с морскими осадками резкий.

Таким образом, морена, изученная Э. И. Девятовой, была отложена на суше.

2. Часто валдайская морена залегает на морских межледниковых отложениях. Это позволяет сравнить коренные различия в их литологии и генезисе.

Морские межледниковые отложения выражены разнообразными фациями, которые показаны на рис. 24. Но все фации морских отложений совершенно не похожи на морену. Например, на реках Тёлзе и Сомбе — это песчанистые и пылеватые глины с запахом сероводорода, бобовидными железисто-марганцевистыми включениями[1]. Местами наблюдаются линзовидные прослойки песка, насыщенные раковинами моллюсков.

Наконец, необходимо иметь в виду (см. выше), что морские отложения содержат тепловодную фауну моллюсков и пыльцу тепло-

[1] Характерны и для межледниковых горизонтов дна Баренцева и Карского морей.

любивых деревьев. Сосуществование бореального моря и покровного оледенения в долинах Онеги и Северной Двины признать невозможно.

Выводы. Итак, в области Севера Русской равнины, тектонически стабильной, с тенденцией к небольшому поднятию, в бассейне Онеги морена и морские отложения представляют собой различные фации и различные горизонты осадков. Обстановки межледникового моря (в долинах) и ледниковой суши во времени чередовались, а не совмещались.

Центры оледенений и распространение различных горизонтов морен (II). Традиционное представление о скандинавском центре оледенения — единственной или главной «питающей провинции» Европейского ледникового щита нуждается в обсуждении с трех точек зрения: 1) один или два главных центра оледенения? 2) роль Кольского центра оледенения? 3) подвижность скандинавского центра оледенения?

С. А. Яковлев [167, 168, 169] высказал мысль, что льды распространялись на Русскую равнину из скандинавского и новоземельского центров оледенения. Роль новоземельского центра, по мнению С. А. Яковлева, *была не меньше роли скандинавского, а в особенности*, в окскую ледниковую эпоху. Новоземельская морена характеризуется темной окраской от материала пермских отложений Севера и преобладанием валунов осадочного происхождения с Новой Земли. Новоземельский ледниковый покров был особенно велик в древнечетвертичное время, меньше, — в среднечетвертичное время и в особенности в верхнечетвертичное время. «В древнечетвертичное время на Русской равнине преобладал новоземельский ледниковый покров (2 млн. $км^2$ — *К. М.*)... Скандинавский ледник ограничивался в своем распространении балтийской впадиной» [169, стр. 110]. Это утверждение можно проверить в западной половине Русской равнины, где окская морена достоверно известна. В лихвинском (чекалинском) и в белорусских разрезах окская морена не содержит новоземельских валунов, но зато содержит кристаллические валуны с Балтийского кристаллического щита [155, стр. 40]. Что касается среднечетвертичного времени, то представление о значительном распространении на Русской равнине новоземельского ледникового покрова также подвергается пересмотру. Новоземельский эрратический материал отсутствует в днепровской или московской (?) морене на Северной Двине и Верхнем Заволжье [170], в Большеземельской тундре и на Полярном Урале [63]. Остается узкий «коридор» между обоими районами. Образование такого языка в условиях равнины неправдоподобно. Гипотеза С. А. Яковлева опровергается данными о стратиграфии четвертичных отложений дна Карского и Баренцева морей [79], где материковых льдов не было. Предположение о четырехкилометровой толще льдов над узкими островами Новой Земли противоречит законам растекания льда. Это неправдоподобно и с климатической точки зрения: многие данные свидетельствуют об уменьшении, а не увеличении мощности льдов к северу.

Гипотеза о новоземельском центре оледенения оказалась необоснованна как в фактическом, так и теоретическом отношениях.

Перемещение скандинавского центра оледенения. Литовские и эстонские исследователи пишут, что состав кристаллических валунов в вертикальном разрезе валдайской морены закономерно изменяется (например, кварцевые порфиры). Выяснено изменение направления движения льда в Эстонии, а вместе с тем и перемещение центра оледенения в первой половине оледенения к востоку, а в конце — к западу [23]. К такому выводу пришел Р. Тарвидас [146, 147].

Валуны валдайской морены вообще принесены из более западных

районов, чем валуны среднечетвертичной морены. Исчерпывающее исследование о моренах Эстонии опубликовал К. К. Орвику [119].

В связи с вопросом о перемещении скандинавского центра оледенения, большой интерес имеют данные о составе валунов из морены донского языка. В. С. Вышемирский [26] пишет, что в последней встречаются кристаллические валуны только из самой восточной части Балтийского кристаллического щита, то есть из Карелии (зеленокаменные породы, гранитоиды, шокшинские кварциты и песчаники). Совершенно отсутствуют валуны с Новой Земли, Кольского полуострова из Финляндии и Швеции. Например, нет валунов выборгского рапакиви.

Таким образом, если и в днепровскую эпоху оледенения происходило временное передвижение центра оледенения к востоку, оно не могло быть значительным.

Итак, направление движения льдов в валдайскую ледниковую эпоху изменялось, так как перемещался центр оледенения. Когда ледниковый покров был относительно менее мощным, центр оледенения приближался к Скандинавским горам, так как находился в тесной зависимости от орографических условий. Во время максимума оледенения и наибольшей мощности льдов он располагался в косвенной зависимости от орографических условий — над северной частью Ботнического залива или над Северной Финляндией (рис. 39).

Роль кольского центра оледенения. Давно обсуждается вопрос о самостоятельности гор Кольского полуострова, как второго центра оледенения. М. А. Лаврова [76] считает, что в максимальную фазу валдайской ледниковой эпохи Кольский полуостров был покрыт льдом Европейского ледникового щита. Движение льда происходило с востока. Лед занес обломки кислых пород на вершину Хибинских тундр. Мощность ледникового щита достигала 1500 *м*. Однако лед в эту и более позднюю фазы делился на отдельные потоки, находившиеся в зависимости от резкой расчлененности рельефа полуострова. Так, в Западной Лапландии мощный поток льда по долине р. Лотта стекал к северо-востоку [116]. Весь Кольский полуостров был покрыт активным, а не мертвым льдом. Ледниковый купол Кольского полуострова с центром над Центрально-Кольскими возвышенностями отделился от скандинавских льдов в стадию Сальпауселькя (рис. 40). Оледенение оставалось активным и на последних стадиях убывания. Этот вывод М. А. Лавровой совпадает с новейшими выводами исследователей ледниковой истории Скандинавских гор.

А. Д. Арманд [7] на основании своих собственных исследований приходит, вероятно, к наиболее правильным выводам. Он считает, что Кольский полуостров (Хибины) никогда не был центром покровного оледенения. Материковый лед главного скандинавского центра оледенения дважды надвигался на Хибины. В первый раз лед перекрыл, а во второй раз окружал Хибины до высоты 400—500 *м*. Выше в Хибинах в это время было местное горное оледенение. Еще более молодой стадии горного оледенения не было. Покровные льды становились мертвыми. Конечно, льды скандинавского центра, двигавшиеся к востоку через Кольский полуостров, могли заносить валуны Кольских пород, например, в бассейн Северной Двины.

ВНЕЛЕДНИКОВЫЕ (ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ) ОБРАЗОВАНИЯ

Общие замечания. Что следует называть древними перигляциальными явлениями? Одни имеют в виду реликты почвенно-грунтовых мерзлотных процессов, другие — различные формы рельефа, как-то:

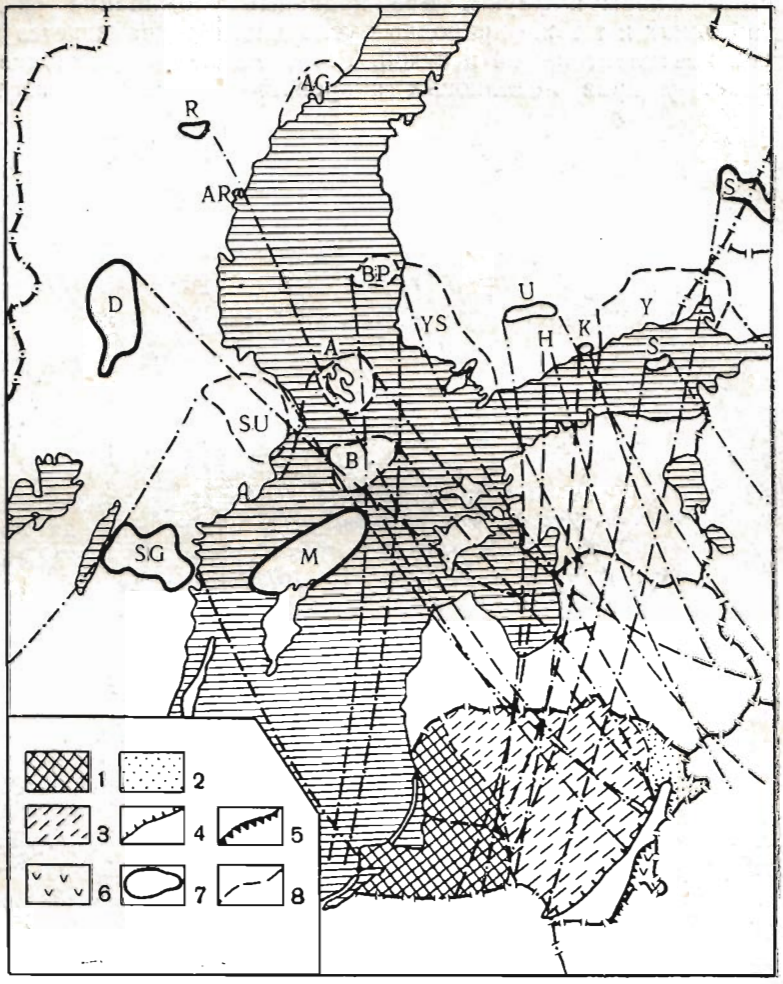


Рис. 39. Конусы рассеяния валунов в Прибалтике (по Р. Тарвидас): 1—преобладают валуны балтийской ледяной лопасти; 2—преобладают валуны выборгско-северобелорусской ледяной лопасти; 3 — преобладают валуны среднелитовской ледяной лопасти; 4 — юго-восточная граница распространения валунов померанской стадии валдайского оледенения; 5 — юго-западная граница распространения валунов бранденбургской стадии валдайского оледенения; 6 — область распространения валунов предпоследнего (варта, московское) оледенения в Литве; 7 — выходы коренных пород руководящих валунов в Фенноскандии: *S* — хогландский (судсарский) кварцевый порфир и лабрадоритовый порфирит; V — выборгские рапакиви и другие валуны этого комплекса; Si — стауролитовый сланец; К — кугельгранит Борга и т. д.; U — уралитовый порфирит Таммела, Тавастегуса; VS — граниты Аистадо и т. д.; BP — кварцевый порфир со дна Финского залива; А — валуны Аландских островов (граниты, гранит-рапакиви и т. д.); В — балтийские кварцевые порфиры; М — балтийские мандельштейны и сиенит-порфиры; SG — граниты Смоланда; SU — граниты Стокгольма и Упсалы; Д — даларские порфиры и т. д.; AR — руководящие валуны Алько и Родо; R — гранит Рагунды; AG — гнейсы Ангерманланда; 8 — граница конусов рассеяния валунов

асимметричные долины или материковые дюны, третьи называют ископаемые флоры и фауны. Все подобные упоминания свидетельствуют об одних и тех же природных условиях. Предполагается климат холодный, континентальный и сухой. Такой климат в настоящее время преобладает у края ледниковых покровов. Его создает господство

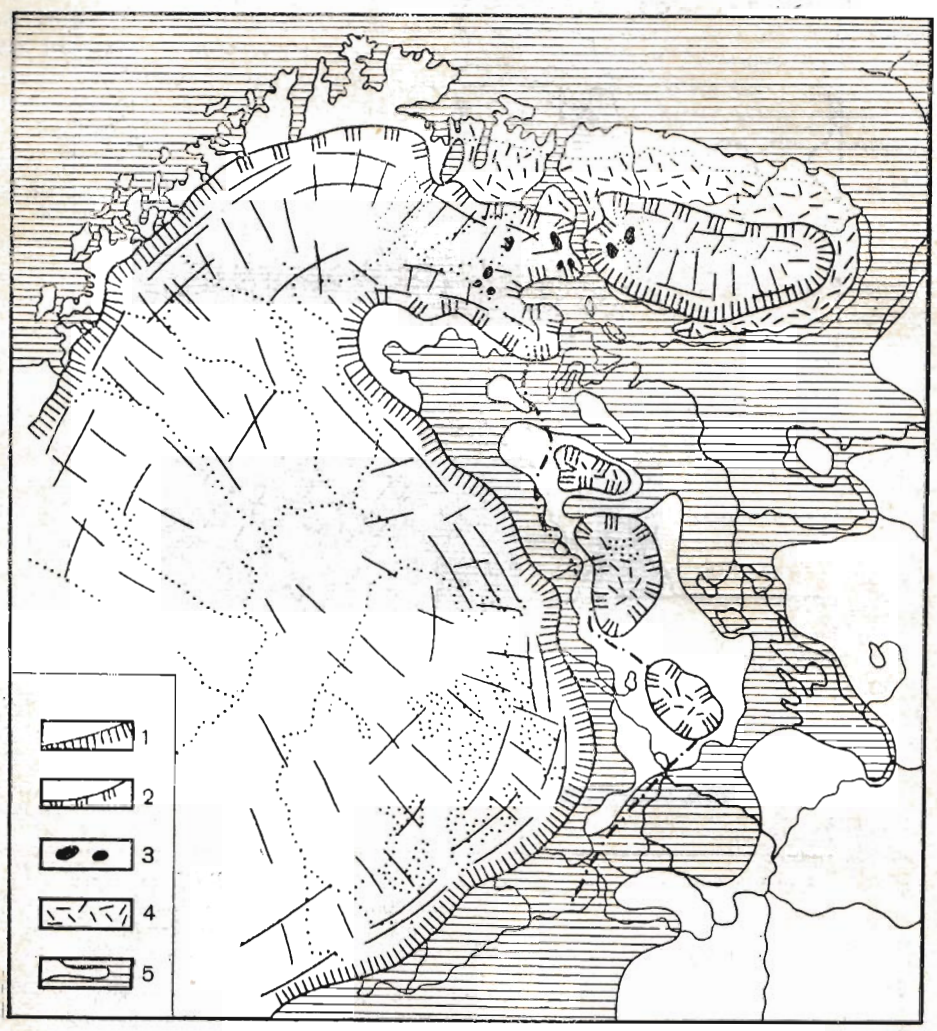


Рис. 40. Восточный край Европейского ледникового щита в стадию Сальпаусселькя II — кейва II (по М. А. Лавровой): 1—2 границы ледникового покрова; 3 — нунатаки; 4 — мертвый лед; 5 — море и суша

холодного и сухого материкового арктического (или антарктического) воздуха.

Наблюдения в Антарктиде и в Гренландии. Приведем два примера. В Антарктиде в центральных районах и у края ледникового покрова климат холодный и сухой. Господствуют холодные стоковые, временами циклонические восточные ветры. В «оазисах» наравне с проявлением мерзлотных процессов бросаются в глаза соленые озера, пустынный загар поверхности скал, источенной ячеями выдувания, и т. д. Это типичная перигляциальная обстановка [96], потому что она

господствует у края ледникового покрова и создается его влиянием (несмотря на соседство с океаном). Такие же условия господствуют, хотя и не повсеместно, у края Гренландского ледникового щита. Холодные сухие, то есть типичные перигляциальные условия наиболее характерны для широкой покрытой льдом полосы суши западной части острова Гренландии. Например, в районе Стромфьорда (около 67° с. ш.) [171] климат не только холоднее, но и гораздо континентальнее, чем в Ивигуте, то есть недалеко от южной оконечности Гренландии (61°12′ с. ш.).

Пункты	Ср. t июля	Ср. t года	Ср. год. ампл.	Осадки *мм* в год
Стромфьорд	+10,1°	—4,8°	28,8°	103
Ивигут	+10,0°	+1,0°	14,2°	1330

В районе Стромфьорда травянистая поверхность летом (днем) нагревается до +50,2° (!). Восходящее движение почвенной влаги аккумулируют на поверхности солевые корки, богатые карбонатами (CO_2 — 9,5%, CaO — 11,2%). На поверхности лежит покров довольно типичного карбонатного лёсса. Озера минеральные, с карбонатным типом засоления. В составе растительности — ксерофиты — полынь и кобрезия.

Оба примера свидетельствуют о перигляциальных условиях климата, создаваемых притоком сухого воздуха с ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды. Но подобная же обстановка очень холодного и сухого климата, соленых озер, ксерофитных растительных группировок, господствует и на севере Восточной Сибири, например на Центрально-Якутской низменности. Между тем в Сибири не только нет ледникового покрова, но отсутствует даже значительное горное оледенение. Следовательно, холодный и сухой климат не всюду связан с перигляциальным, то есть приледниковым положением района, но всегда с господством континентального арктического (антарктического) воздуха. Не желая вводить терминологическую путаницу, мы будем продолжать пользоваться терминами «перигляциал», «перигляциальный» и т. д., несмотря на его неточность.

К истории изучения перигляциальных образований. С районом распространения Европейского ледникового щита связано зарождение перигляциальной проблемы — этой новой ветви четвертичной геологии. Более 60 лет назад уже появились работы П. А. Тутковского о перигляциальных образованиях. Он называл их явлениями приледниковых или моренных пустынь. Среди многих работ по этому вопросу две содержат изложение не только фактов, но и концепции [148, 149]. В первой работе П. А. Тутковский выдвинул концепцию перигляциальной области, которую разделил на пояс развевания (моренных пустынь) и пояс навевания (континентальных степей). Он описал конкретные признаки каждой из них.

В 1909 г. П. А. Тутковский опубликовал широко задуманную работу «Ископаемые пустыни Северного полушария» [149]. В отличие от многих современных авторов, он различал признаки механического и химического выветривания. Классификация П. А. Тутковского в кратком виде заключает следующие признаки.

I. Химические действия инсоляции (химическое выветривание): 1) корка пустынь, пустынный загар; 2) полые гальки и полые скалы;

3) накопления растворимых солей; 4) особые новообразования минералов и особая окраска пород.

II. Механические действия инсоляции (механическое выветривание): 5) россыпи; 6) растрескивание валунов и галек; обыкновенная эоловая эрозия и коррозия; 7) желоба, полировка и сетчатая скульптура скал; 8) качающиеся (обдутые) камни; 9) «свидетели» и островные горы; 10) пирамидальные валуны. Обыкновенное развевание: 11) эоловое отмучивание рыхлых пород; 12) котловины выдувания; 13) пустынная рябь; 14) эоловые (пустынные) песчаники и конгломераты; 15) материковые дюны или барханы; 16) навевание пустынной пыли и образование лёсса.

III. Флора и фауна как показатели ископаемых пустынь: 17) палеонтологические следы ископаемых пустынь; 18) биологические следы ископаемых пустынь.

Польский ученый М. Лозинский опубликовал статью о механическом выветривании песчаников в умеренном климате и впервые говорил о «перигляциальной фации». Таким образом, термину «перигляциальный» исполнилось пятьдесят лет. Польские ученые сделали особенно много в изучении перигляциальных явлений.

В 20-х годах Д. Н. Соболев выступил с почти столь же широкой трактовкой перигляциальной проблемы, как и П. А. Тутковский. Выделив североевропейскую гляциальную формацию, названную им также гляциальной провинцией, а к югу от нее перигляциальную провинцию с лёссом, щебневыми россыпями и следами процессов солифлюкции, он употреблял термин «морозное выветривание», отсутствоваший в работах П. А. Тутковского [136, 137]. Д. Н. Соболев впервые предложил понятие о перигляциальной формации, хотя тоже напрасно связал ее с эоловым генезисом.

Изучение перигляциальных явлений происходило в двух направлениях. Исследовались литолого-геоморфологические и палеоботанические признаки перигляциальной обстановки. В районе распространения Европейского ледникового щита много сделали в обоих направлениях: 1) А. И. Москвитин [107], А. И. Попов [123] и 2) М. П. Гричук и В. П. Гричук [44].

Литолого-морфологические признаки перигляциальных образований. Они схематично изображены на карте, составленной для территории Советского Союза А. И. Поповым и А. Г. Костяевым (рис. 41).

А. И. Попов [123] различает на Русской равнине две генерации перигляциальных явлений. Он сопоставляет более древнюю из них с днепровским, а более молодую — с валдайским оледенением.

В одних районах перигляциальные процессы следовали за процессами осадконакопления (эпигенез), а в других они сопровождали процессы осадконакопления (молодые аллювиальные равнины — сингенез). Наибольшее значение имело жильное льдообразование в многолетнемерзлых грунтах, которые узнаются по клиновидным земляным жилам. Остальные реликтовые формы связаны с процессами в деятельном слое и свидетельствуют о значительной (2—3 *м*) мощности осадконакопления и континентальности климата. Вероятно, в этом можно видеть влияние подтока холодного ледникового воздуха. Одним из продуктов древнемерзлотных процессов, по А. И. Попову, являются покровные суглинки, представляющие собой продукт физического — нивального — выветривания пород. Жильное льдообразование в днепровскую ледниковую эпоху распространялось далеко к югу, но не достигло Черного моря. Но это представление неточно. Древнемерзлотные образования описаны внутри указанной границы. Они известны

в Литве [10], за границей так называемой померанской стадии; менее отчетливо — внутри границы этой стадии (следы солифлюкции, сухие долины, следы криотурбаций и морозобойных клиньев). Следы древних мерзлотных процессов есть даже в Хибинах [6].

Таким образом, следует говорить только о постепенном стирании следов древних мерзлотных (перигляциальных) процессов при движении в более молодые области древнего оледенения, во всяком случае до морен Сальпауселькя.

Перигляциальные флоры явились предметом изучения М. П. и В. П. Гричук (рис. 42, 43, 44, 45, 46, 47). Они уделили особенно большое внимание ископаемой пыльце [44]. Интересно, что макроскопические остатки относятся к полярным растениям, а пыльца — к ксерофитам. Именно поэтому применение пыльцевого метода позволило установить, что перигляциальные условия были не только холодные, но и сухие.

Общий обзор. В настоящее время на территории района известно около 50 ископаемых перигляциальных флор. Это еще немного, так как в Польше, например, изучено более 90 одних позднеледниковых перигляциальных флор [162]. Но количество известных перигляциальных флор быстро увеличивается.

Особенно важны следующие результаты: 1) перигляциальные флоры относятся ко всем трем отделам плейстоцена: нижнему, среднему и верхнему (окская, днепровская, московская и валдайская эпохи оледенения); 2) перигляциальные флоры состоят из остатков полярных растений и ксерофитов. Таблица 11 подтверждает только что сказанное. Тип перигляциальной флоры образован смешением двух элементов, свидетельствующих одновременно о холодном и сухом климате. Такие данные имеются в настоящее время и для западных районов, например для Дании [181].

Из таблицы 11 следует, что только со времени древнего (окского) оледенения Русской равнины образовалось ядро перигляциальной флоры. Тогда же возникли и тундрово-степные условия обитания фауны млекопитающих. Это должно быть отмечено, хотя согласно воззрениям советских палеозоологов эквивалентная фауна млекопитающих расселилась значительно позднее окского оледенения.

Перигляциальные флоры Камы. Перигляциальные флоры Камы являются, по-видимому, древнейшими [2]. Они захоронены в аллювиальной венедской свите, подстилающей хазарские отложения. Венедская свита синхронна окской ледниковой эпохе [34]. В большом камском разрезе, описанном нами выше, перигляциальные флоры в более древних слоях отсутствуют. Изучение стратиграфического положения перигляциальных флор Камы полностью подтверждает вывод, к которому мы пришли ранее при изучении стратиграфического положения моренных толщ. Эти флоры трижды (четырежды?) распространялись на Русской равнине, синхронно с распространением окской, днепровской (и московской) и валдайской ледниковых эпох. Верхний возрастной предел распространения перигляциальных флор точно также хорошо изучен. Это слои времени молодого дриаса, залегающие на аллерёдских слоях, последняя и очень слабая «волна» перигляциальной флоры. Но она узнается еще в Южной Прибалтике и подчеркивает окончание плейстоцена.

Перигляциальные флоры и фауны Старунии и Нижней Волги. Старуния находится между городами Солотвин и Надворная по правому притоку Днестра — Быстрице Солотвинской [185].

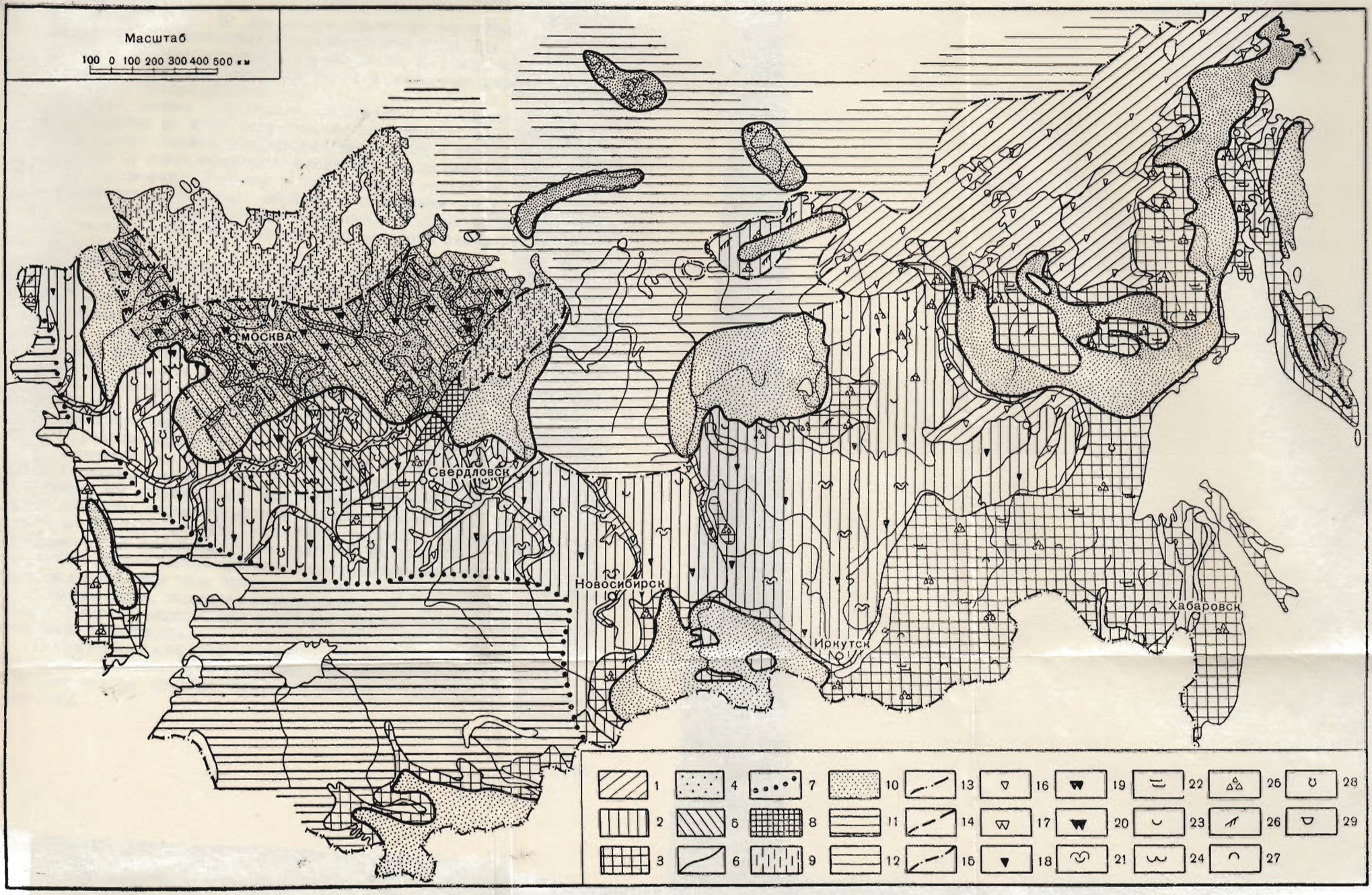


Рис. 41. Схематическая карта плейстоценовых перигляциальных и других мерзлотно-геоморфологических образований на территории СССР (по А. И. Попову и А. Г. Костяеву):

1 — области осадконакопления эпохи максимального оледенения с сингенетическим промерзанием, образованием вечной мерзлоты и трещинным льдообразованием; 2—области относительной стабилизации осадконакопления и сноса эпохи максимального оледенения с эпигенетическим промерзанием и образованием вечной мерзлоты; 3 — области преобладающего сноса эпохи максимального оледенения с эпигенетическим промерзанием и образованием вечной мерзлоты; 4 — области осадконакопления валдайской эпохи с сингенетическим промерзанием, образованием вечной мерзлоты и трещинным льдообразованием; 5 — области относительной стабилизации осадконакопления и сноса валдайской эпохи с эпигенетическим промерзанием и образованием вечной мерзлоты; 6 — граница максимального оледенения; 7 — южная граница вечной мерзлоты в эпоху максимального оледенения; 8 — области преобладающего сноса валдайской эпохи с эпигенетическим промерзанием и образованием вечной мерзлоты; 9 — области валдайского оледенения; 10 — области днепровского оледенения; 11 — область, в пределах которой мерзлотное рельефообразование отсутствует; 12— море эпохи максимального оледенения; 13 — береговая линия в эпоху максимального оледенения; 14 — граница валдайского оледенения; 15 — южная граница вечной мерзлоты в эпоху валдайского оледенения; 16 — полигоны с жильным льдом эпохи максимального оледенения; 17—полигоны с жильным льдом валдайской эпохи; 18 — полигоны с грунтовыми жилами эпохи максимального оледенения; 19 — полигоны с грунтовыми жилами валдайской эпохи; 20 — редуцированные полигоны с грунтовыми жилами — блоки с покровным суглинком валдайской эпохи; 21—бугристо-западинные образования эпохи максимального оледенения; 22—нагорные террасы эпохи максимального оледенения; 23 — пятна-медальоны эпохи максимального оледенения; 24 — пятна-медальоны валдайской эпохи; 25 — каменные многоугольники, кольца и т. п. эпохи максимального оледенения; 26 — солифлюкционные полосы на склонах эпохи максимального оледенения; 27 — бугры пучения, напорные многолетние эпохи максимального оледенения; 28 — натечные формы эпохи максимального оледенения; 29 — натечные формы валдайской эпохи

Зак. 212 стр. 118—119

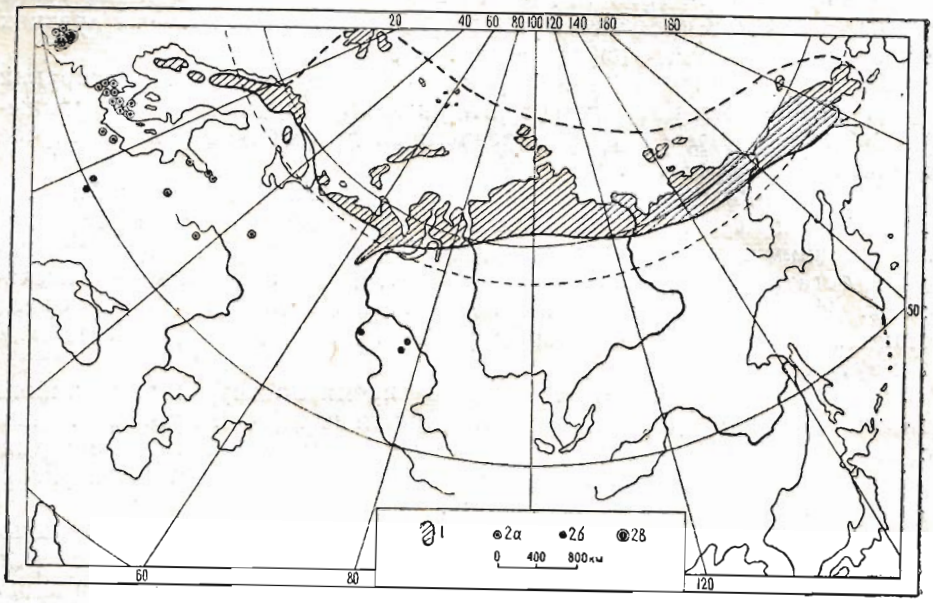


Рис. 42. Распространение полярной ивы — *Salix polaris* Whld (по М. П. Гричук и В. П. Гричуку):
1 — современный ареал; 2 — находки макроостатков в отложениях ледниковых эпох: 2а — позднего плейстоцена, 2б — среднего плейстоцена, 2в — раннего плейстоцена. Distribution of *Salix polaris* Whld

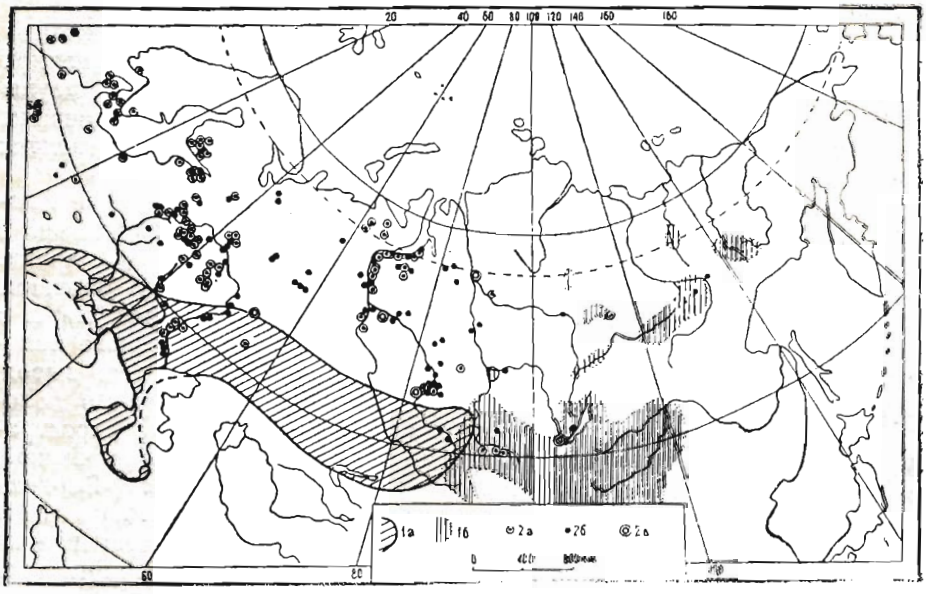


Рис. 43. Распространение хвойника двухколоскового и хвойника односемянного) — *Ephedra monosperma* и *E. distrachya* (по М. П. Гричук и В. П. Гричуку):
1а и 1б — современный ареал; 2 — находки пыльцы в отложениях ледниковых эпох: 2а — позднего плейстоцена, 2б — среднего плейстоцена, 2в — раннего плейстоцена. Distribution of *Ephedra monosperma* and *E. distrachya*.



Рис. 44. Эфедра. Берег озера Иссык-Куль. Фото К. К. Маркова

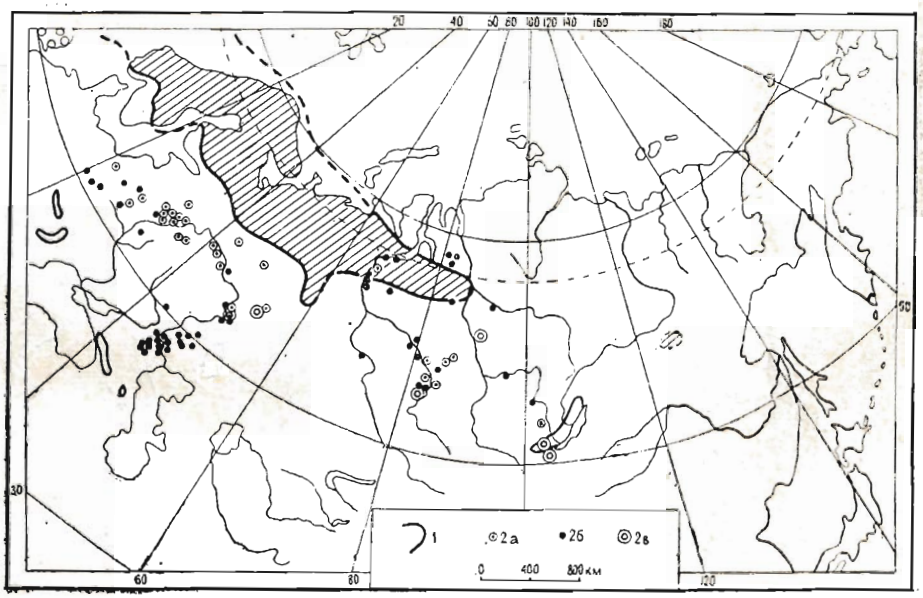


Рис. 45. Распространение плаунка плауновидного — *Selaginella selaginoides* (L) Link (по М. П. Гричук и В. П. Гричуку):
1 — современный ареал; 2 — находки микро- и макроспор в отложениях ледниковых эпох: 2а — позднего плейстоцена, 2б — среднего плейстоцена, 2в — раннего плейстоцена. Distribution of *Selaginella selaginoides* Link

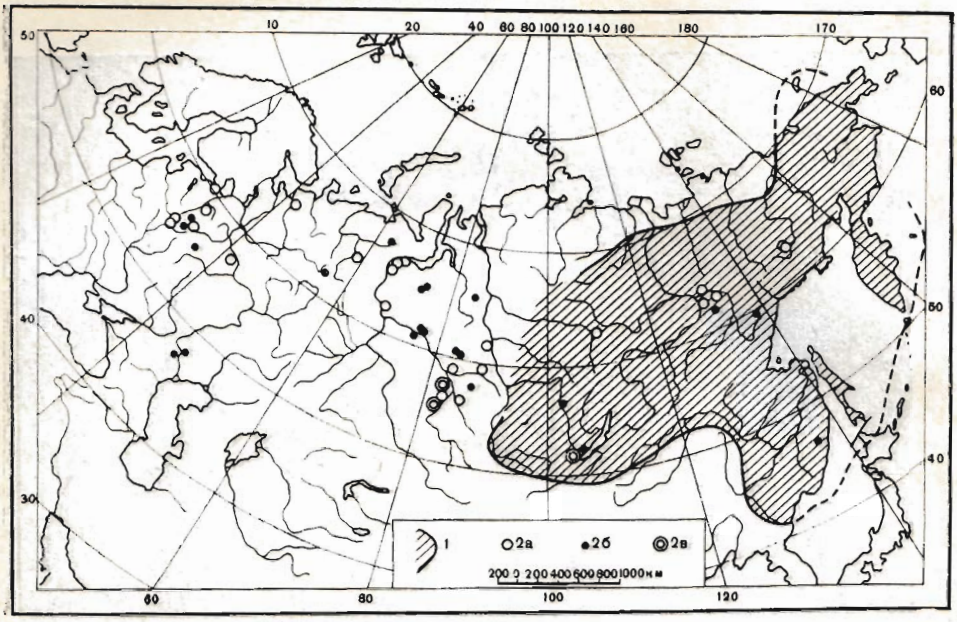


Рис. 46. Распространение плаунка сибирского — *Selaginella sibirica* (Mil.) Hieron (по М. П. Гричук и В. П. Гричуку):
1 — современный ареал; 2 — находки пыльцы в отложениях ледниковых эпох: 2а — верхнего плейстоцена, 2б — среднего плейстоцена 2в — раннего плейстоцена.
Distribution of *Selaginella sibirica* (Mil.) Hieron

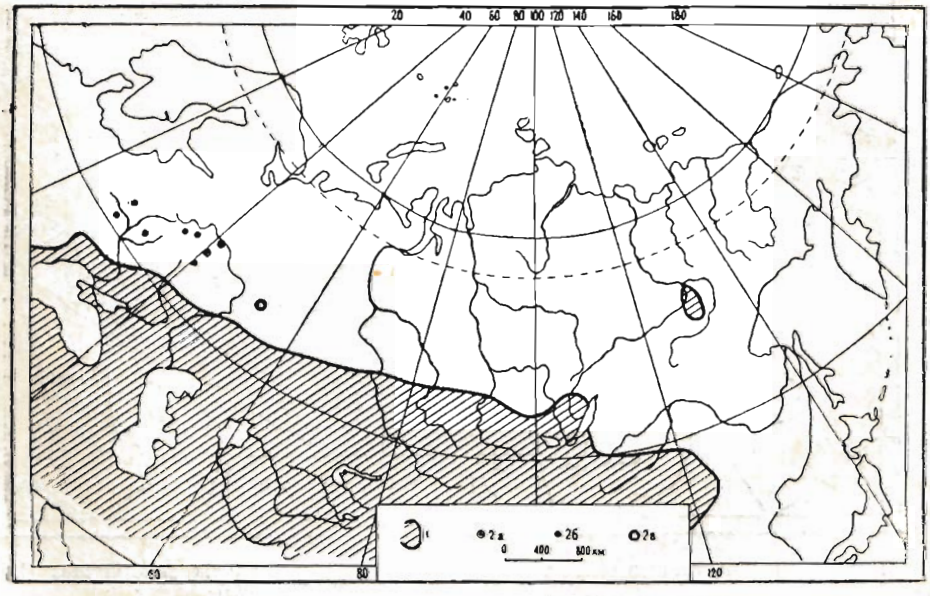


Рис. 47. Распространение терескена серого — *Eurotia ceratoides* (по М. П. Гричук и В. П. Гричуку):
1 — современный ареал; 2 — находки пыльцы в отложениях ледниковых эпох: 2а — позднего плейстоцена, 2б — среднего плейстоцена, 2в — раннего плейстоцена Distribution of *Eurotia ceratoides*

Таблица 11

Перигляциальная флора*

№ п/п	Название растений	Условия произрастания в настоящее время и в ледниковые эпохи	В отложениях каких ледниковых эпох
1	*Selaginella selaginoides* (L.) Link.—плаунок плауновидный	Влажные местообитания тундровой северотаежной области и альпийского пояса гор. В ледниковые эпохи широко расселялась в Европе (до Каспия), Сибири и в горах (около 100 пунктов) (см. рис. 45)	Окская, днепровская (московская?) и валдайская
2	*Salix polaris* Whld—ива полярная	Арктические тундры. В ледниковые эпохи, во всяком случае, до Москвы и Южной Польши (см. рис. 42)	Днепровская (московская?) и валдайская
3	*Licopodium appressum* (Desv.) Petz—плаун прижатолистный	Сухие местообитания арктических тундр и альпийской зоны Арктики, Восточной Сибири и Аляски. В ледниковые эпохи до Западной Двины	Днепровская (московская?) и валдайская
4	*Licopodium pungens* La Pyl.—плаун колючий	Более сухие местообитания, чем у предыдущего вида, и современное распространение несколько более южное. В ледниковые эпохи распространение как у предыдущего вида	Окская, днепровская (московская?) и валдайская
5	*Selaginella sibirica* (Milde) Hieron—плаунок сибирский	Сухие и светлые местообитания в лесной и тундровой зонах Восточной Сибири и Приморья (см. рис. 46)	Окская, Днепровская (московская?) и валдайская
6 7	*Ephedra monosperma* и *E. distrachya* L.—хвойник односемянный и хвойник двуколосковый	Ксерофильные растения щебенисто-каменистого субстрата. Средиземье, степи Юга СССР, Забайкалье, Северная Монголия и горы Северо-Востока. В ледниковые эпохи (около 160 местообитаний) почти вся Северная Евразия и Западная Европа (см. рис. 43)	Окская, днепровская (московская?) и валдайская
8 9	*Kochia prostrata* (L.) Schrad—кохия распростертая; *Eurotia ceratoides*—терескен серый	Ксерофильное растение щебенисто-каменистого субстрата, солонцеватых почв степной и пустынно-степной области Средиземноморья, степные и пустынные области Евразии, включая высокогорные пустыни, до Центральной Якутии на северо-востоке, *Eurotia ceratoides*—к теплу менее требовательна. В ледниковые эпохи—в средней полосе Русской равнины—от Камы до Припяти и на р. Усе (см. рис. 47)	Окская, днепровская (московская?) и валдайская

* Растения—представители перигляциальной флоры помещены в таблице в последовательности возрастающей ксерофитности условий местообитания.

Местность расположена в предгорьях Карпат на высоте около 400 *м* в 120 *км* от края максимального днепровского оледенения. В суглинках, пропитанных озокеритом и нефтью, в 1907 г. был найден труп шерстистого носорога (*Rhinoceros antiquitatis*) (рис. 48), остатки скелета мамонта, а позднее — второй труп шерстистого носорога (экспонирован в музее Львова), остатки полярной флоры и жесткокрылых. Стратиграфическое положение этой находки остается не вполне ясным. В Польше известны три разновозрастные перигляциальные

флоры, различающиеся по их стратиграфическому положению, но не по флористическому составу. Прежде, в 1930 г., В. Шафер сопоставлял старунские находки с краковским (окским) оледенением, а в одной из последних работ [162] считает ее поздневалдайской. Приведем только часть списка полярных растений, сопутствовавших носорогу: *Salix reticulata* L., *Dryas octopetala* L., *Polygonum viviparum* L., *Betula nana* L. и *B. humilis* Schrk.

Польские ученые издали большую монографию и специальную научную серию «Starunia», посвященную фауне и флоре Старунии. К сожалению, польские исследования не были продолжены. Между тем

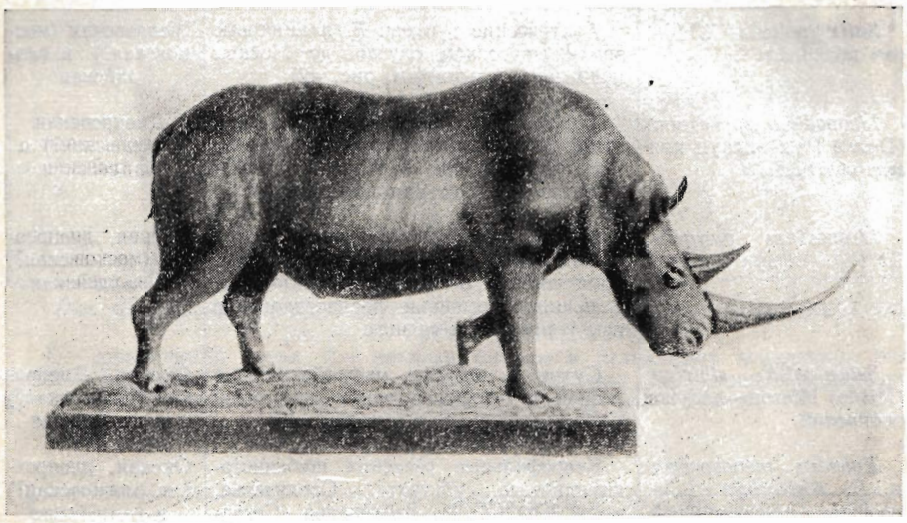


Рис. 48. Носорог из Старунии (по Новаку и др.)

комплекс перигляциальной фауны и флоры Старунии — самый богатый на территории СССР. Это также одна из двух самых южных (49° с. ш.) находок перигляциальных макроскопических флор на Русской равнине.

Другие южные по своему положению перигляциальные флоры описаны для Нижней Волги [57]. Здесь (село Светлый Яр) найдены остатки плаунка плауновидного, ели, карликовой березки. Возраст этих находок (баку-хазар), по-видимому, тот же, что на Нижней Каме.

Перигляциальные явления в Польше. Проблема перигляциальных явлений в Польше изучена весьма подробно. Но мы ограничимся только указанием на некоторые стороны перигляциальной проблемы Польши. В Польше, как и в СССР, доказана повторность перигляциальных явлений. Я. Дылик [175] делит страну на три пояса, отличающихся различной историей перигляциальных явлений. Альфред Ян выделил десять перигляциальных горизонтов. Вместе с тем и он указал, что понятия о перигляциальных и ледниковых условиях не идентичны. Первые нарастали постепенно и они в общем древнее вторых. Поэтому граница между плиоценом и плейстоценом в Польше не является резкой. «Это естественная последовательность плио-плейстоценовой эволюции климата» [179, стр. 162].

Перигляциальные флоры Польши изучил В. Шафер. Он указал 96 пунктов находок позднеледниковых валдайских перигляциальных

флор (в Польше и Полесье). Флоры одновозрастные с тремя ледниковыми эпохами Польши, которые соответствуют окской, днепровской (московской) и валдайской ледниковым эпохам. Окончательно перигляциальные условия исчезают с территории Польши вместе с окончанием стадии молодой дриас, а вместе с ней — и всего плейстоцена. Как видим, все эти данные вполне соответствуют данным, полученным на территории Европейской части СССР.

Перигляциальные и бореальные флоры. Весьма значительно отличие флоры древнейшего краковского покровного оледенения Польши и флоры двух более ранних похолоданий, которые В. Шафер называет (см. выше) оледенением гюнц и похолоданием догюнц. Напомним, что оба похолодания ознаменованы появлением только бореальной, но не перигляциальной флоры.

О климатической «асимметрии» ледниковых эпох. Предполагается следующий асимметричный характер климатической кривой каждой ледниковой эпохи: холодный и влажный характер первой половины, холодный и сухой характер второй половины ледниковых эпох.

С этим обобщением нельзя, однако, согласиться. Например, кривая пыльцы разреза у села Верхняя Боярщина приводится в качестве доказательства асимметрии. Но в этом разрезе перигляциальные отложения залегают под валдайской мореной и содержат перигляциальную пыльцевую флору. Она в верхнем горизонте менее ксерофитная, чем в нижнем. Однако оба горизонта покрыты мореной, оба они являются предледниковыми и поэтому говорят не о позднеледниковых ксерофитных условиях валдайского оледенения, а о предледниковых ксерофитных условиях. Имеется и ряд других разрезов, не обнаруживающих указанную асимметрию в распределении пыльцы ксерофитов по вертикальному профилю. Среди них укажем разрезы, в которых перигляциальные отложения валдайской эпохи оледенения представлены от пред- до позднеледниковой эпохи включительно: Пялевское (Мещера) [9], Бодня (у Можайска) [54]. Итак, представление об асимметрии климатических кривых ледниковых эпох не обосновано фактическими данными. Точно так же и в теоретическом отношении указанное предположение неправдоподобно. Перигляциальная обстановка создавалась при участии ледникового покрова и при одинаковом его размере; в прогрессивную или в регрессивную фазу оледенения перигляциальные условия не могли не быть выражены приблизительно одинаково.

Материковые дюны являются одним из наиболее ясных показателей перигляциальной обстановки. Как известно, они образуют обширные поля перевеянных отложений — зандров и ледниковых озерных отложений. Среди них встречаются параболические дюны, обращенные к западу своей вогнутой стороной и длинными параллельными ветвями. Постоянство западной ориентировки наветренных склонов материковых дюн представляет собой самую важную черту в палеоклиматическом и палеогеографическом отношениях.

К сожалению, после того как были установлены вышеуказанные закономерности, древние материковые дюны в СССР почти не изучались. Некоторые сведения имеются для Литвы, Полесья и Мещеры, о которых будет сказано дальше.

В Литве морфология древних материковых дюн разнообразна. Но подветренный склон всегда является восточным и северо-восточным, «рога» параболических дюн обращены к юго-западу [71]. Как известно по представлениям П. А. Тутковского, перигляциальная обстановка была связана с восточными, а не с западными ветрами. Но западные

ветры устанавливаются теперь с полной определенностью. Это недоразумение можно теперь считать выясненным [183]. Материковые дюны образованы циклоническими западными ветрами. Это было возможно при нахождении дюн к югу от траекторий циклонов. Восточные направления могли преобладать только к северу от траекторий циклонов, то есть на поверхности ледникового щита или у самого ледникового края. Следовательно, дюны относятся к параболическим образованиям. Ветры были циклонические, довольно влажные, хотя участие стоковых ветров делало воздух более сухим. Дюны, вероятно, возникли на большом расстоянии от края ледника, в противном случае они отражали бы преобладание восточных ветров.

Обстановка, подобная описанной, известна в настоящее время у края Антарктиды. У самого края ледникового щита, например в оазисе Бангер, господствуют восточные ветры, с востока приходит и циклоническая облачность. Это понятно, так как траектории циклонов располагаются тоже с противоположной стороны от края ледникового щита. Антарктические восточные циклонические ветры приносят в краевую полосу ледникового щита (вглубь на несколько сотен километров) до 400—700 *мм* осадков в год. Но у самого края ледникового щита климат сухой, так как дуют сухие стоковые ледниковые ветры.

Итак, во всей Восточной Европе у границы льдов Европейского ледникового щита устанавливались трижды (четырежды?) перигляциальные тундро-степные условия: в окскую, днепровскую (московскую?) и валдайскую ледниковую эпохи.

Во время гюнцского и догюнцского похолоданий В. Шафера перигляциальные условия еще не установились, потому что в Европе не было покровного оледенения. Окончательно исчезают перигляциальные условия в Европе после стадии молодой дриас (стадия Сальпауселькя).

Климатическая асимметрия ледниковых эпох не установлена. Нет причин предполагать, что время позднеледниковья было суше предледниковий. На это указывает и господство западных ветров циклонического происхождения в перигляциальной области в течение позднеледниковья валдайской эпохи.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Ледниковая история района открывается вторжением льдов окской эпохи оледенения и синхронной ему древнейшей перигляциальной обстановки.

2. Русская равнина пережила четыре эпохи оледенения: окскую, днепровскую, московскую (установлена в ограниченном числе пунктов) и валдайскую.

3. Ледниковая (плейстоценовая) история района заканчивается вместе с исчезновением перигляциальной флоры времени молодого дриаса, что совпадает с отступанием края ледника от конечных морен Сальпауселькя.

4. Окской эпохе оледенения в плиоцене предшествовали не менее чем две волны похолодания климата. Но на Русской равнине и в Польше ранние похолодания вызвали лишь появление бореальных условий.

5. Обстановка трех межледниковых эпох — лихвинской, рославльской и мгинской отличались от современных обстановок более мягким климатом. Каждая обстановка имела свою географическую индивидуальность.

История морских побережий служит основой существующих представлений о хронологии голоцена. Поэтому следует изложить геологию морских побережий Балтийского и Баренцева морей.

Лахтинский разрез. Геологический профиль осадков древней лагуны Лахтинского болота (10 *км* к северо-западу от Ленинграда) изучен К. К. Марковым в 1931 г. [88] (рис. 49).

На всем протяжении разреза снизу вверх прослеживаются слои, отмечающие следующие события:

1. Песок. Балтийское ледниковое озеро — трансгрессия.
2. Суглинок торфянистый. Добореальное иольдиевое море — регрессия.
3. Глина анциловая — трансгрессия.
4. Торф погребенный — время между анциловой регрессией и литориновой трансгрессией.
5. Супесь литориновая — трансгрессия.
6. Торф сфагновый — регрессия.

Слои 2—6 относятся к голоцену, слой 1 относится к заключительному этапу плейстоцена, который был ознаменован последним продвижением края ледника (внешняя морена Сальпауселькя) и последней вспышкой перигляциальной дриасовой флоры. Заметим также, что слой 1 относится к концу времени нижнего максимума ели, слой 5 — ко времени послеледникового термического максимума. Имеет значение то обстоятельство, что современная поверхность Лахтинского болота поднята над уровнем моря едва лишь на один метр. Таким образом, поверхность Лахтинской лагуны могла улавливать и ничтожные волны морских трансгрессий. Лахтинский разрез замечателен своей полнотой. С его историей с помощью спорово-пыльцевого метода может быть хорошо сопоставлена история торфяных болот всего района Европейского ледникового щита. История голоцена Лахтинского болота прослежена до плейстоцена. Поэтому разрез Лахтинского болота мы рассматриваем как стратотипический для голоцена Юго-Восточной Прибалтики. К сожалению, в этот глухой угол Балтики морские трансгрессии доходили почти опресненные.

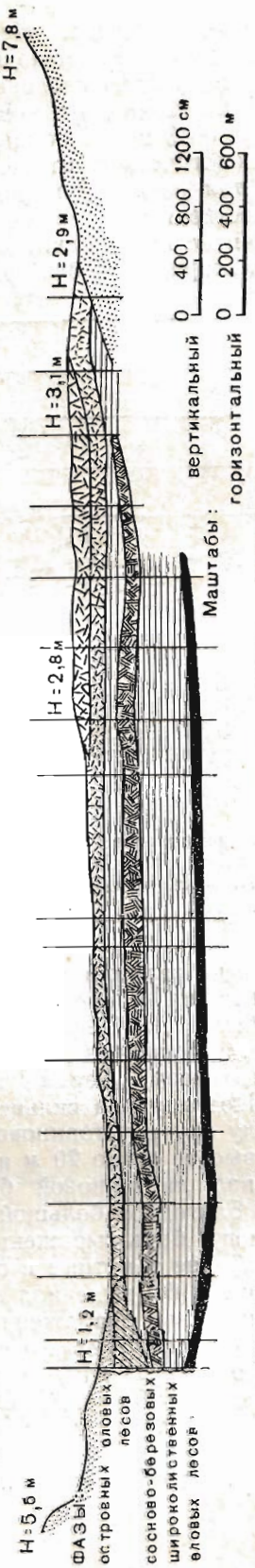


Рис. 49. Разрез послеледниковых отложений Лахтинского болота у Ленинграда (по К. К. Маркову):
1 — сфагновый торф, слабо- и среднеразложившийся; 2 — осоковый торф; 3 — сильноразложившийся осоковый торф; 4 — гумифицированная глина с растительными остатками; 5 — песок; 6 — суглинок; 7 — глина; 8 — скважины

Новые данные. Недостаток Лахтинского разреза восполняет изучение морских голоценовых отложений Литвы, Латвии и Эстонии, находящихся у более осолоненной части Балтийского моря. М. К. Кабайлене [62] указывает, что комплекс литориновых диатомовых Литвы содержит до 50% солоноводных и морских форм.

В экологическом отношении побережье Литвы особенно благоприятно для изучения морских отложений голоцена Балтики. Другие преимущества имеет северо-запад Эстонии, испытавший в голоцене более значительное поднятие, чем Литва и окрестности Ленинграда. Высота литориновой береговой линии в окрестностях Ленинграда —

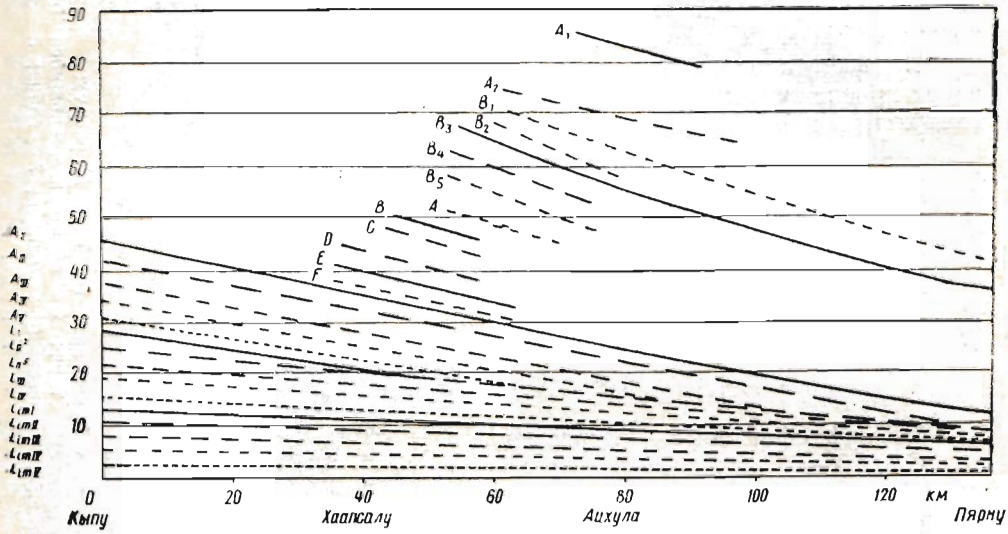


Рис. 50. Автономные новейшие тектонические движения. Профиль-диаграмма древних береговых линий Эстонии (по Кессел и Пярна). В верхней части диаграммы: AI — F — стадии ледникового озера. Слева от диаграммы — стадии: A_I — A_V — анцилового озера, L_I—L_{IV} — литоринового моря; Lim_I—Lim_V — моря лимнея

6—10 *м*, а на северо-западе Эстонии она поднята до 30 *м*. Анциловая береговая линия в окрестностях Ленинграда не выражена вообще, так как она была затоплена и размыта водами литоринового моря (уровень последнего у границы затухания поднятия был выше, чем уровень анцилового озера). Береговая линия анцилового озера древнее литориновой. Поэтому она сильнее дислоцирована. Она поднимается к северо-западу круче литориновой береговой линии, пересекая последнюю снизу на высоте около 20 *м* и на северо-западе Эстонии выражена в рельефе над литориновой береговой границей на высоте до 45 *м* (рис. 50). Благодаря большой амплитуде поднятия северо-запада Эстонии там могут быть выражены дополнительные фазы голоценовой истории Балтики, не заметные в окрестностях Ленинграда.

Х. Кеселл [66] выделила в северо-западной Эстонии фауну пресноводных анциловых отложений (*Ancylus fluviatilis* Müller, *Radix ovata* Drap). Озеро было пресным в заключительную стадию, и только анциловое озеро испытало небольшое осолонение (до 3‰). Оно существовало не менее 1500 лет. Отложения литоринового моря Х. Кеселл разделяет на пять пачек и соответственно различает пять серий береговых линий, чему способствовало изучение диатомовых водорослей и моллюсков литориновых отложений (*Littorina littorea* L. и др.). Неко-

торые из литориновых береговых линий имеют трансгрессивный характер. Соленость литоринового моря достигла 8—15‰. Последовавшая стадия лимнеа разделялась на несколько фаз.

В. Рамсей [188] высказал важное соображение относительно неодновременности кульминации литориновой трансгрессии в различных районах побережья. Литориновая трансгрессия была эвстатической. Но она происходила на фоне неодинакового поднятия земной коры —

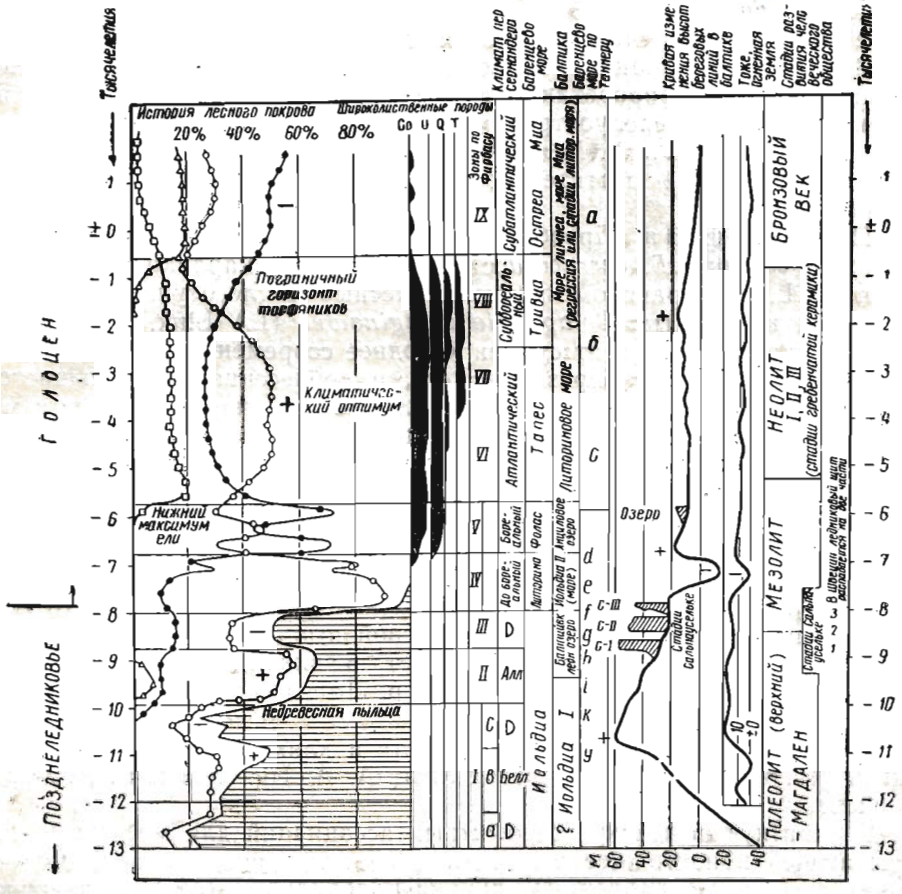


Рис. 51. Сводная таблица хронологии позднего плейстоцена и голоцена Балтийского кристаллического щита (с изменением по М. Саурамо). Условн. обозн. см. на рис. 16

более значительного в северных, чем в южных районах Балтики. Поэтому литориновая трансгрессия на севере прекратилась раньше, чем на юге. Иначе говоря, кульминация трансгрессии в разных районах побережья была разновременной. Эту закономерность В. Рамсей назвал метахронностью литориновой трансгрессии.

Мурманское побережье является открытым, океаническим и наиболее северным в районе Европейского ледникового щита. То и другое чрезвычайно важно. Общая последовательность эволюции моря изучена лучше всего в древних фьордах — Кольском, Туломском, Лоттском [31, 115, 116]. Крупное значение имели: 1) относительно тепловодная морская ингрессия, сопоставляемая с аллерёдом (см. выше); 2) позднеледниковая (плейстоценовая) холодная ингрессия моря портландия (рис. 51, буквы i, h и g), которая отвечает времени балтийско-

го ледникового озера и I ньольдиевого моря в Балтике; 3) далее — ингрессия тепловодного моря тапес (синхронная литориновой трансгрессии). Вследствие усиления Гольфстрима, в фьорды Мурманского побережья в это время проникли тепловодные бореальные моллюски, обитающие теперь только западнее берегов Финмаркена: *Venus gallina, Gibbula tumida* и другие [76]. Напомним, что появление комплекса тепловодных моллюсков у Мурманского побережья во время тапес надо связать со значительным уменьшением ледовитости Баренцева моря, более значительным, чем во время современного потепления климата. В связи с командующим влиянием Севера на климат южных районов большой интерес приобретают работы по изучению климатических изменений Кольского полуострова с помощью спорово-пыльцевого анализа. А. А. Никонов и Р. М. Лебедева [117] выделили три фазы позднеледниковой истории растительности западной части Кольского полуострова.

Первая фаза. Преобладали разреженные березовые леса из *Betula pubescens* и *B. verrucosa* с подлеском из карликовой березки (*B. nana* L.). В травяном покрове — лесные и лесотундровые виды плаунов и ксерофиты (*Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Artemisia* — до 48%, маревые). Климат суше и холоднее современного.

Вторая фаза. Березовые леса, но облесенность уменьшается. Появляется сосна (до 54% пыльцы) и ель (6% пыльцы). Полыни и маревые исчезают. Климат влажнее и теплее, чем в первую фазу [1].

Третья фаза. Березовые леса и ксерофитные ассоциации распространяются вновь. В дальнейшем участие ксерофитов сокращается. Климат суше и холоднее, чем современный. Затем климат становится более теплым.

Интересно следующее указание А. А. Никонова и Е. А. Черемисиновой [118]. Во время фолас, отвечающее началу послеледникового климатического оптимума, 60—80% древесной пыльцы составляет пыльца сосны. «Состав пыльцы свидетельствует о значительном улучшении климата и распространении в бассейне р. Лотты сосново-березовых лесов» [118, стр. 533].

Описанные изменения растительности и климата мы склонны объяснить несколько иначе, чем это делают А. А. Никонов и Е. А. Черемисинова.

Двукратную вспышку ксерофитных ассоциаций для местности, испытывающей в настоящее время влияние атлантических вод, можно объяснить только ослаблением влияния Гольфстрима (североатлантического течения), увеличением ледовитости Баренцева моря; следовательно, климатическими условиями, более континентальными и суровыми, чем современные условия северо-западнее Мурмана. Второй — сосново-еловый период, по-видимому, отвечает аллерёдскому потеплению, следовательно, уменьшению ледовитости Баренцева моря и усилению влияния Атлантики. Климат был не только теплее, но и более морской, чем в I и III фазы. Поэтому общая облесенность уменьшилась (прохладное лето). Появление ели синхронно ее появлению в Центральной Карелии и более южных районах. Эта «нижняя» ель, *Picea obovata*. В общем все изложенное подтверждает существенные колебания климата в голоцене на Крайнем Севере и возможность синхронизации основных фаз развития природы для крайних точек морских побережий (Литва—Мурман).

Неотектоническое движение. В начале главы подчеркнута унаследованность новейших тектонических движений. Теперь сле-

[1] Климатическая интерпретация дается нами. — *К. М.*

дует указать на их автономность. Неотектоническое движение района можно назвать унаследованно-автономным.

Прекрасно изучены эти движения в области морских побережий Эстонии и Мурмана (см. рис. 50). Хотя были местные фокусы поднятий и опусканий [120], но поражает общий стиль движений: интенсивность движений нарастает всюду к центру поднятия всего Европейского ледникового щита и второстепенному центру поднятия — кольскому; а центры поднятий находятся там, где находились центры оледенений.

Далее, скорость поднятия со временем уменьшалась, и тоже повсеместно. Эта тенденция установлена для Фенноскандии в целом. Приведем пример района Таллина, где скорость поднятия составляет в настоящее время всего 2,3 *мм/год*. Но средняя скорость поднятия во время максимума литориновой трансгрессии была гораздо больше и достигала 5 *мм/год*. Наконец, третья особенность новейших поднятий заключается в их общей чрезвычайно большой скорости и амплитуде. Скорость поднятия литоринового берега достигала 10 *мм/год*, а берег портландия на Кольском полуострове поднимался со скоростью 15 *мм/год*. Большие скорости поднятия привели к тому, что за 10 тыс. лет поверхность Кольского полуострова поднялась на столько, на сколько берега Каспийского моря поднялись примерно за 500 тыс. лет.

Итак, неотектоническая активность Балтийского кристаллического щита огромна. Она подчиняется новому импульсу — убыванию ледникового покрова и является ледниково-изостатической активностью [94]. На протяжении последних тысячелетий процесс гляциоизостатического поднятия Балтийского щита имел гораздо больше значения, чем весьма слабые унаследованные тектонические движения. Поэтому мы и назвали эти движения автономными. Унаследованные движения проступают более отчетливо только там, где гляциоизостатические движения затухают, то есть к югу и к востоку от Балтийского моря и Карелии.

К такому выводу мы также пришли, констатируя поднятие отложений межледниковой бореальной трансгрессии в бассейне Онеги, соседа центральной ледниковой области.

Балтийско-беломорский пролив. Оживленный интерес вызвал вопрос о существовании морского позднеледникового балтийско-беломорского пролива. В 1933—1935 гг. К. К. Марков указал, что в Балтийском море различают две ранние морские ильдиевые стадии (рис. 52). Более позднее ильдиевое море было добореальным, послеледниковым. Его берег в окрестностях Ленинграда лежит ниже всех поздне- и послеледниковых береговых линий и даже ниже современного уровня моря. Следовательно, не может быть и речи о морском соединении в добореальное 2-е ильдиевое время (см. рис. 52). Вряд ли теперь могут быть сторонники такой трактовки. Что касается раннего, так называемого 1-го или позднеледникового ильдиевого моря, то его отложения очень плохо известны в Восточной Прибалтике. Но лежат они, несомненно, выше. Поэтому вопрос о позднеледниковом балтийско-беломорском соединении заслуживает изучения.

На протяжении четверти века позднеледниковое балтийско-беломорское соединение вызывало полемику. Ее краткое содержание изложено в обзорной статье К. К. Маркова [95]. Мы считаем наличие позднеледникового морского пролива возможным, но не доказанным из-за отсутствия достаточно точных исследований в водораздельных районах.

Надо отметить, что решение вопроса о позднеледниковом морском проливе между Белым и Балтийским морями не имеет научной остроты, которую ему иногда придают. Даже если такого пролива и не образовалось, водное соединение было почти сплошным, что обеспечивало

пассивную или активную сквозную миграцию солоноводных диатомовых и других организмов.

Морские организмы могут мигрировать и при наличии обширных преград между солоноводными водоемами. Это видно на примере миграций моллюска *Cardium edule* L. из Каспийского моря в Сарыкамышское озеро и Аральское море.

История озер. Район Европейского ледникового щита богат озерами, история которых представляет большой интерес. Для освещения



Рис. 52. 2-е ильдиевое море (по М. Саурамо)

этого вопроса удобно разделить все озера на две группы в зависимости от различия причин колебания уровней этих озер.

I. Озера с изостатическим (геократическим) типом колебаний уровня. Они расположены в полосе суши, испытавшей сравнительно значительные поднятия в голоцене. Наибольший интерес представляют озера Ладожское, Онежское и Вирц-Ярв [119]. Общая схема эволюции уровня состоит в регрессии у быстрее поднимающегося берега и в стабильном положении уровня у его стабилизатора — порога стока (то есть у истока таких рек, как Нева, Свирь и Суур-Эмайоги). Климатически обусловленных колебаний уровня такие озера не имеют.

Указанный процесс протекал обычно более сложно, так как исток у Ладожского озера и озера Вирц-Ярв со временем переместился в новое место. Наиболее крупное осложнение подобного рода испытало

развитие Ладожского озера. Оно трансгрессировало к югу до тех пор, пока сток ладожских вод шел северным путем через низменность Гейниоки — р. Вуоксу. Иначе поднятие не вызвало бы столь крупного явления, как послеледниковая ладожская трансгрессия. Ее следы прекрасно выражены по всей южной окраине озера, а возраст трансгрессии сравнительно молодой (VIII зона Фирбаса; [98]). Помимо собственного интереса, как физико-географического феномена, ладожская трансгрессия имеет большой интерес для определения геологического возраста стоянок неолитического человека.

II. Озера с климатическим (эвстатическим или гидрократическим) типом колебания уровня. К этой группе следует отнести озера Галичское, Плещеево, Неро и др. Они изучены с применением альгологического метода, разработанного Н. В. Кордэ [70].

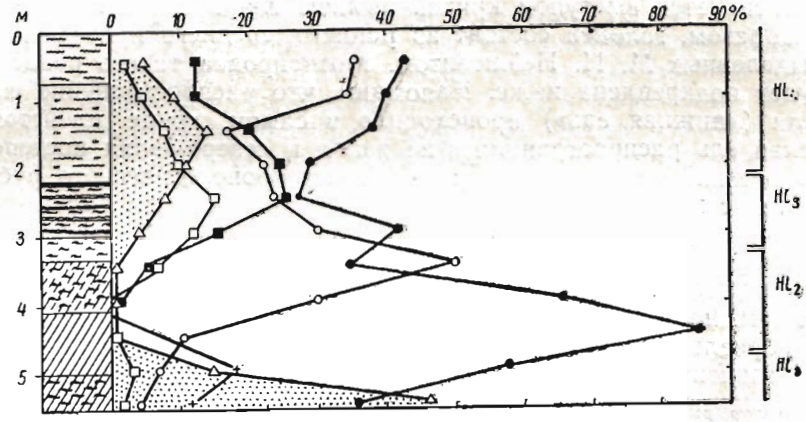


Рис. 53. Разрез и пыльцевая диаграмма болота Радовицкое (по М. И. Нейштадту). Условн. обозн. см. на рис. 16

На дне озера Неро изучена толща озерных отложений мощностью свыше 19 *м*. Возможно, что озеро развивается непрерывно, начиная с последней межледниковой эпохи. Во всяком случае режим озера несколько раз изменялся. Самое интересное заключается в том, что уровень озера неоднократно понижался. Одна из фаз понижения уровня происходила в суббореальное время (VIII зона Фирбаса), часто признаваемого сухим. Н. В. Кордэ думает, что это предположение правильно. Озеро, по-видимому, двукратно частично усыхало. Озеро Неро — типичный представитель второй группы озер. Его голоценовая история отражала климатические изменения.

История торфяных болот. Торфяники — наиболее распространенный и изученный тип отложений голоцена. Площадь торфяников Русской равнины в 1957 г. исчислялась в 277 тыс. *км*^{2}. Итог истории развития торфяных болот нашей страны в значительной мере подведен в монографии М. И. Нейштадта [110]. В ней выражена весьма правильная мысль, что на территории СССР необходимо различать много районов по признаку индивидуального направления развития торфяников каждого района. Конечно, существовали и общие для всей территории особенности развития.

Основные этапы развития. В качестве характерного примера приведем историю развития торфяной залежи верхового болота Радовицкое (находится у границы Московской и Рязанской областей, в 26 *км* к северо-востоку от поселка Луховицы). Строение торфяника следующее (рис. 53):

0,00—0,75 *м* от поверхности — сфагновый (медиум) торф;
0,75—2,25 *м*—шейхцериево-сфагновый торф слабой степени разложения;
2,25—3,00 *м* — пограничный горизонт: сильно гумифицированный сфагново-пушицевый торф;
3,00—3,30 *м* — сфагновый торф;
3,30—4,05 *м* — сфагново-гипновый торф;
4,05—5,00 *м* — осоковый торф;
5,00—5,50 *м* — осоково-сфагновый торф.

Справа на диаграмме видны границы четырех основных хронологических рубежей. Это древний, ранний, средний и поздний голоцен, по М. И. Нейштадту. Древний голоцен — это, по нашим представлениям, последние стадии плейстоцена, точнее, время древний дриас, аллерёд и молодой дриас (см. выше). Плейстоценовый возраст древнего голоцена фиксируется выступом кривой пыльцы ели в основании разреза. Таким образом, голоцен состоит из раннего, среднего и позднего этапов, выделенных М. И. Нейштадтом. Мотивировка такого разделения еще будет подкреплена ниже. Напомним, что распространение сибирской ели («нижняя ель») происходило в самом конце плейстоцена. Сибирская ель распространялась на запад и северо-запад постепенно, так что нижний максимум ели не образует хронологического рубежа. Отложения с нижним максимумом ели тем моложе, чем дальше к северу их обнаруживают. Эти отложения не синхронны, а метахронны.

В торфяных болотах привлекли особенно большое внимание и вызвали оживленное обсуждение следующие стратиграфические горизонты голоцена:

1) бореальный, с максимумом сосны — ранний голоцен;

2) атлантический, с максимумом пыльцы широколиственных пород — время послеледникового термического максимума, средний голоцен;

3) суббореальный, отвечающий второй половине термического максимума и началу верхнего максимума ели — поздний голоцен.

Фазы 1 и 3 выделены в шведской схеме Р. Сернандара как сухие и теплые — ксеротермические. Этот вывод применялся главным образом по отношению к суббореальному периоду. Горизонт сильно разложившегося торфа с пнями был назван в 1902 г. пограничным горизонтом торфяников. Предполагалось обсыхание поверхности торфяников и зарастание ее лесом. Концепции ксеротермических периодов и пограничного горизонта в настоящее время одни исследователи отрицают, другие поддерживают. Противники указывают, что пограничный горизонт во многих торфяниках отсутствует, что в суббореальное время распространялась влаголюбивая ель, уровень озер (например в Вологодской области) не понижался, и т. д. В последние годы было выдвинуто много доводов и в пользу климатической интерпретации пограничного горизонта. С. Н. Тюремнов [150, 151] указывает, что пограничный горизонт широко распространен в торфяниках Русской равнины, но не Сибири. На Русской равнине типичнее всего пограничный горизонт выражен в верховых торфяниках, сложенных *Sphagnum medium*, но встречается и в низинных торфяниках. М. И. Нейштадт также считает, что пограничный горизонт широко распространен на Русской равнине и что его образование вызвано было изменением климата в сторону сухости. Напомним, что Н. В. Кордэ пришла к выводу о климатически вызванном обмелении озер в бореальное и суббореальное время.

С приведенными фактами невозможно не считаться. Что касается их объяснения, то оно будет дано несколько ниже.

Палеогеографические особенности. М. И. Нейштадт восстанавливает растительный покров времени послеледникового климатического оптимума следующим образом. Северная лесная граница смещена к северу. Хорошо выражена зональность; тундра и лесотундра в пределах Русской равнины почти исчезли и уцелели только в виде узкой полосы по берегу Байдарацкой губы и северному берегу Кольского полуострова. На границе леса и тундры росли береза, сосна и ольха, а восточнее — ель. На месте Малоземельской и Большеземельской тундр развивались мощные, лесного типа подзолы. Южная граница зоны тайги была смещена на 400 *км* к северу. Она проходила у горла Белого моря и по водоразделу Северной Двины и Мезени. Южнее тайги тянулась зона елово-широколиственных лесов с дубом, вязом и липой. Она продвинулась до Белого моря на 450 *км* севернее современной границы. Зона широколиственных лесов была очень широкая, до 900 *км* (теперь 550 *км*). Северная граница ее находилась севернее, чем в настоящее время, на 300—400 *км,* но южная граница зоны проходила примерно там же, где и теперь. Среднее содержание пыльцы широколиственных пород этой зоны составляет 31%, а в современных слоях — всего 5,5%. Степь была облесена сильнее, чем теперь, особенно по речным долинам. Весьма важна и местная закономерность развития растительности голоцена, установленная М. И. Нейштадтом. Необходимо различать восемь местных типов развития растительного покрова и соответственно районы: Кольско-Карельский, Калининградский, Прибалтийский, Среднерусский, Северорусский, Полесский, Украинский лесной и лесостепной, Южнорусский степной — на одной только Русской равнине.

В торфяниках Русской равнины пограничный горизонт широко распространен.

Судя по северному положению границ геоботанических зон и по облесенности степи, система климатических зон была смещена к северу на 500 *км*. Океанические влияния проникали более мощным потоком к востоку. Эти выводы подтверждает и распространение тепловодных морских моллюсков северных морей к северу и востоку от границы их современных ареалов.

Еще раз о границе плейстоцена и голоцена. Интересующий нас стратиграфо-хронологический рубеж мы рассматривали «снизу» в поисках верхней границы плейстоцена. Располагая теперь данными о стратиграфии отложений голоцена, возвратимся к вопросу о границе плейстоцена и голоцена.

Болотоведы высказывают мнение, что эта граница должна быть отнесена ко времени начала образования торфяников Русской равнины. Поэтому к древнему голоцену М. И. Нейштадт относит время нижнего максимума ели. Несомненно, что такое решение задачи просто, но оно неудовлетворительно, так как и начало образования торфяников Русской равнины и появление сибирской ели не синхронно, а метахронно в разных местах. На это указывалось выше. Поэтому принцип, предлагаемый болотоведами, не является стратиграфо-хронологическим принципом.

В. К. Гуделис опускает эту границу голоцена еще ниже — к померанской стадии валдайской ледниковой эпохи. «Этот хронологический рубеж имеет не только региональное (Прибалтика), но и общестратиграфическое значение. Поэтому его естественнее всего рассматривать как начало нового геологического времени — голоцена» [49, стр. 37]. Верно, что померанская стадия — это хронологический рубеж. Следовательно, отпадает возражение, сделанное выше в адрес торфоведов.

Но померанская стадия — не голоцен. «Межледниковый» характер голоцена отметил сам В. К. Гуделис, а померанская стадия — это пик валдайской ледниковой эпохи (ее второй половины), время обширного ледникового покрова и перигляциальной обстановки. Поэтому предложение В. К. Гуделиса о понижении границы плейстоцена — голоцена — не может быть принято. В другой статье В. К. Гуделис писал: «Появление... послеледниковых условий было метахронным, запаздывающим от периферии к центру оледенения. Поэтому отложения одной и той же фации разновременны в том же направлении, а самые древние — это залегающие на померанской морене в ее краевой зоне». [48, стр. 157]. Замечание В. К. Гуделиса о метахронности одинаковых фаций совершенно справедливо, но метахронные фации не могут служить опорой для проведения синхронной стратиграфо-хронологической границы плейстоцен — голоцен.

Таким образом, нельзя согласиться с понижением этой границы ниже рубежа, который был уже указан. Предлагаемая граница наиболее естественная. Она отмечает перелом в истории развития природы, переход от ледниковых к неледниковым условиям:

1) начинается непрерывающееся более разрушение Европейского ледникового щита;

2) перестает существовать балтийское ледниковое озеро, которое сменяется добореальным ильдиевым морем;

3) исчезает перигляциальная растительность и фауна;

4) наконец, заканчивается палеолит и начинается мезо- и неолитический этап развития человеческого общества.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Палеогеографическая реконструкция основана в значительной степени на сравнении современной и древней растительности. Поэтому мы и помещаем схему современного растительного покрова (рис. 54).

Четыре основных элемента растительности. В. П. Гричук [38], опираясь на классификацию Ю. Д. Клеопова [67], выделяет в составе лесной растительности Русской равнины три основных элемента.

1. Теневой, умеренно влаго- и теплолюбивый (неморальный) элемент: липа, граб, бук, клен, дуб сидячецветный (*Quercus sessiliflora* Salisb.). Этот элемент распространялся на нашей территории в межледниковые и в послеледниковые эпохи из Западной и Южной Европы.

2. Свето-теплолюбивый элемент (дубовый или кверцетальный): дуб черешчатый (*Quercus robur* L.), клен татарский — характерен для тех же эпох, но распространялся в нашем районе из Средиземноморья.

3. Светолюбивый, но холодостойкий бореальный элемент (березовый или бетулярный): береза, лиственница. Распространялся из приполярных стран и с гор.

Мы находим в приведенном перечне лишь элементы, характеризующие относительно теплые отрезки четвертичного периода, главным образом межледниковые эпохи. Но такая характеристика совершенно недостаточна. Для четвертичного периода наиболее характерны не теплые, а холодные — ледниковые — перигляциальные элементы. Они достаточно хорошо освещены, в особенности в работе М. П. Гричук и В. П. Гричука [44].

Поэтому приведенный перечень характерных элементов растительности четвертичного периода Русской равнины необходимо дополнить четвертым, главным элементом.

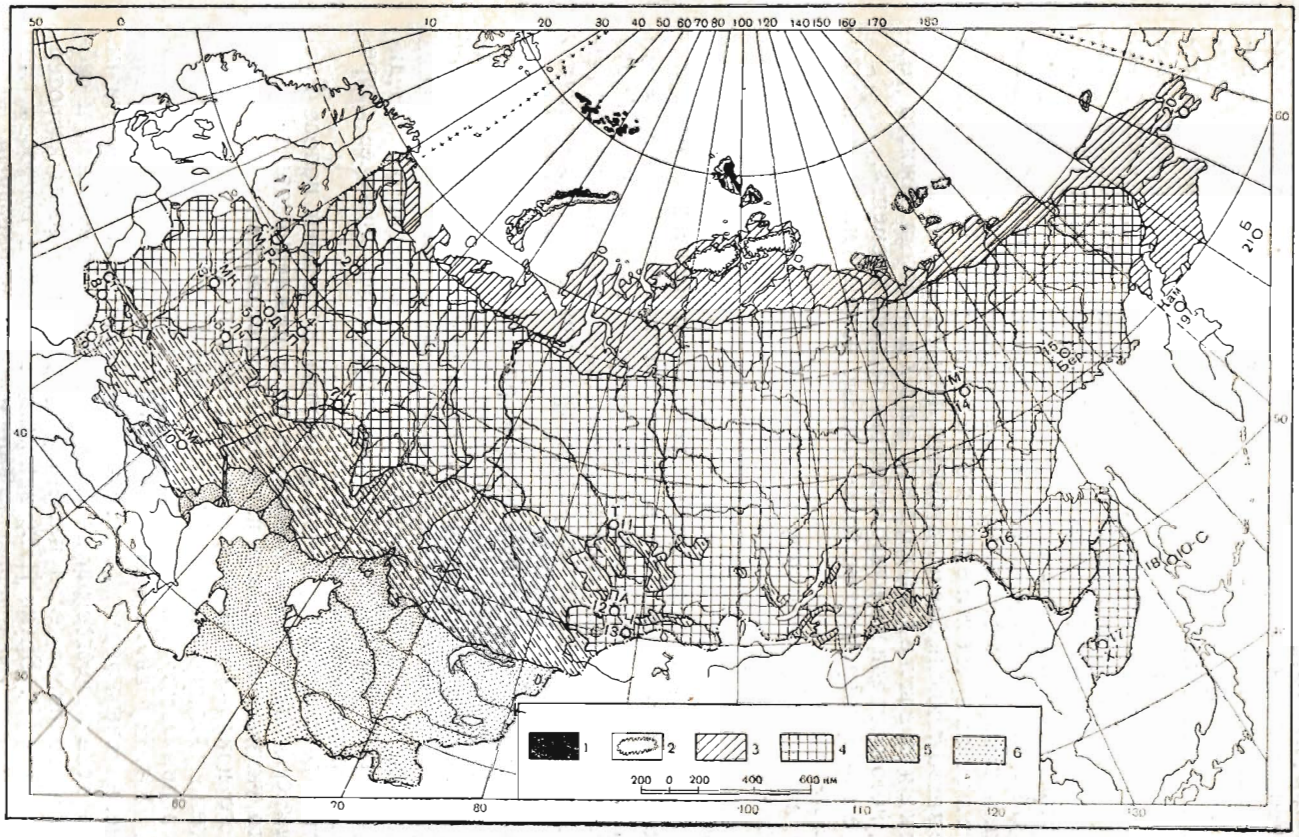


Рис. 54. Схема зональных типов современного растительного покрова и расположения основных стратиграфических разрезов, описанных в тексте (составила Т. Д. Боярская):

1 — современное оледенение и арктические пустыни; 2 — тундры и лесотундры; 3 — леса; 4 — лесостепи; 5 — степи и полупустыни; 6 — пустыни.

1МР—Мга-Рыбацкое; 2 — Онега; 3МК — Микулино; 4П — Плес; 5Од — Одинцово; 6Лч — Лихвин (Чекалин); 7К — Кама; 8Ст — Старунна; 9Ч — Черновцы; 10М — Маныч; 11Т — Томское Приобье; 12ПА — Предгорный Алтай; 13Ч — Чуйская степь; 14М — Мамонтова Гора; 15Бер — Берелёх; 16З — Зея; 17Х — Ханка; 18Ю-С — Южно-Сахалинск; 19Кам — Камчатка; 20 — Чукотка; 21Б — Берингово море

4. Холодостойкий тундрово-степной или перигляциальный элемент: полярные ивы, дриада, плаунок, полыни, эфедра, маревые.

Этот новейший элемент растительности четвертичного периода, возможно, должен быть разделен на тундровый и степной подэлементы.

Палеогеографические схемы. Только сделав это добавление, мы поймем значение палеогеографических схем В. П. Гричука и М. И. Нейштадта. Они иллюстрируют резкую противоположность: 1) межледниковых и 2) ледниковых эпох. Первые выражаются в облесении Русской равнины. Зона тайги, хвойно-широколиственных и широколиственных лесов, вместе взятые, в фазы оптимума занимают почти все пространство современной тундры и часть степной полосы. Остальная часть последней представляет собой в значительной степени лесостепь. Вместе с тем оптимумы межледниковых и послеледниковой эпох отличались существенными чертами:

Лихвинская межледниковая эпоха — наиболее сильная волна западного влаго-теплолюбивого лесного элемента.

Рославльская межледниковая эпоха — наиболее сильная волна южного теплолюбивого дубового лесного элемента.

Мгинская межледниковая эпоха — волна южного теплолюбивого, потом западного влаголюбивого лесного элемента.

Голоцен — одновременные более слабые волны западного и южного лесного элементов.

Вообще намечается некоторое возрастание влаголюбивого западного лесного элемента во второй половине оптимумов межледниковых эпох.

Отмеченные различия палеоклиматически не рассмотрены, хотя должны отражать крупные изменения режима атмосферной циркуляции. Очевидно, можно предполагать более северное положение западной системы атмосферной циркуляции во время преобладания южного дубового лесного элемента и усиления западно-восточного (атлантического) потока воздуха во время распространения западного лесного элемента.

Совершенно иной — тундрово-степной растительный покров распространялся к югу от границы ледниковых покровов в ледниковые эпохи. В эти эпохи в перигляциальной и гляциальной (ледниковой) зонах господствовал главным образом континентальный арктический воздух. Перигляциальная зона распространялась до Черного и Средиземного морей. В горах субтропиков она опускалась ниже ее современной границы на один километр.

Господство светолюбивых лесов (и тайги) в средней полосе Русской равнины связано с ледниковыми (а не с межледниковыми) эпохами. На это указывают хорошо изученные пространственные соотношения лесного покрова с ледниковым покровом в конце плейстоцена, а не в голоцене. Сосново-еловые леса в Южной Прибалтике произрастали, когда ледниковый покров еще не успел растаять (аллерёд, молодой дриас). Поэтому аналогичную обстановку в плейстоцене следует относить к ледниковым эпохам, к их начальным или конечным стадиям.

Наименее ясна палеогеографическая обстановка бореальной и суббореальной фаз голоцена, если рассматривать их как фазы ксеротермического климата. К. Брукс [172], занимавшийся этим вопросом, мог предположить только следующее: в начальный и в конечный этапы термического максимума голоцена Северный Полярный бассейн временами начинал затягиваться устойчивым ледяным покровом. Над ним формировались массы арктического сухого воздуха, распространявшегося к югу. Напротив, обстановка термических максимумов голоцена

и межледниковья возникла гораздо позднее и несомненно была вызвана усилением влияния атлантических водных и воздушных масс на материк Европы. Напомним о тепловодных моллюсках, вторгавшихся вместе с атлантическими водами далеко к востоку от границы их современного распространения (моллюск *Cardium edule* L. — до Таймырского полуострова)

ТЕНДЕНЦИЯ РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ

Показательные флористические виды. Схема главнейших флористических данных образует стержень дальнейших построений. Эту схему составил В. П. Гричук [130]. Он вводит понятие о показательных видах четвертичных отложений и называет показательным вид, произраставший не между определенными временными рубежами, а вплоть до определенного хронологического рубежа. Можно выделить четыре возрастные группы показательных видов (флор) (табл. 12).

Этот список составлен для Средней полосы Русской равнины. Он содержит перечень видов растений, охваченных процессом отступания из средней полосы Русской равнины или даже процессом вымирания. Направление развития иллюстрирует итог. Общее число показательных видов (нижняя строка таблицы) для теплых отрезков времени плейстоцена с конца плиоцена непрерывно сокращалось.

Регрессивное развитие флоры. Описанный процесс можно назвать регрессивным развитием флоры. Однако внимательное изучение таблицы обнаруживает более сложный процесс. Регрессивным является развитие для большинства, но не для всех элементов растительности и флоры. Регрессивно развиваются элементы флоры североамериканского, восточноазиатского и балкано-колхидского происхождения. Это преимущественно термофильные растения.

Наравне с регрессивным развитием должно быть отмечено прогрессивное развитие флоры.

Прогрессивное развитие флоры. Флора обогащается новыми видами европейского происхождения. Новый элемент, по мнению В. Шафера [194] и В. П. Гричука [41], представлен главным образом бореальными видами. Они относят усиление европейского элемента к началу четвертичного периода. Этот элемент флоры состоит главным образом из растений панголарктических бореальных «свидетелей» похолодания климата. В. П. Гричук границу плейстоцена проводит ниже акчагыльского яруса, так как «с начала акчагыльского века в южной части Русской равнины установлен климат с достаточно низкими зимними температурами (ниже —15°), т. е. климат, относящийся по классификации В. Кеппена к группе бореальных климатов» [41, стр. 86]. Вместе с тем во флоре, предшествовавшей окскому оледенению, еще были и такие термофильные виды, как тсуга, лапина, орех. Эти растения вымерли только в течение окского оледенения.

В. Шафер также отмечает появление в Южной Польше большого количества бореальных растений перед краковским, то есть окским оледенением. Мы уже подчеркивали, что появление бореальных растений произошло не во время нижнеплейстоценового оледенения В. Шафера, а раньше, во время, называемое В. Шафером догюнц или интраплиоценовым охлаждением климата. Для времени догюнц характерно, во-первых, исчезновение (отступание) многих теплолюбивых видов. Во-вторых, «появление первого отчетливого прилива водных бореальных растений» [194, стр. 161], в том числе сфагнумов.

Таблица 12

Список показательных видов четвертичных отложений средней части Русской равнины по В. П. Гричуку [130]

Виды	Нижний плейстоцен I группа флор	Средний плейстоцен II группа флор	Верхний плейстоцен III группа флор	Голоцен
Вымершие виды				
Salvinia glabra Nik	+	—	—	—
S. intermedia Nik	+	—	—	—
S. tuberculata Nik	+	—	—	—
Sparganium crassum Nik	+	—	—	—
S. noduliferum C. et E. Reid	+	—	—	—
Potamogeton pygmaeus Chandler	+	—	—	—
Najas bogoljubowii Sukazch	+	+	—	—
Stratiotes intermedius (Hartz.) Chandler	+	—	—	—
Dulichium vespiforme C. et E. Reid	+	—	—	—
Ranunculus sceleratoides Nik	+	—	—	—
Polanisia rugosa E. Reid	+	—	—	—
Myriophyllum praespicatum Nik	+	+	—	—
Lycopus antiquus E. Reid	+	—	—	—
Physalis pliocenica Szafer	+	—	—	—
Sambucus pulchella (Reid.) Szafer	+	—	—	—
Число видов	16	3	0	0
Диффузно-рассеянные термофильные виды				
Azolla pennata R. Br.	+	—	—	—
Selaginella mnioides (Sieber) A. Br.	+	—	—	—
Brasenia purpurea Mich.	—	+	+	—
Aldrovanda vesiculosa L.	+	+	+	+
Trapa natans L.s. lat.	+	+	+	+
Число видов	4	3	3	2
Американские виды				
Azolla filiculoides Lam.	—	+	—	—
Tsuga (T. Canadiensis L.)	+	—	—	—
Dulichium arundinaceum Briton	—	+	+	—
Juglans	+	—	—	—
Carya	+	—	—	—
Число видов	3	2	1	0
Восточно-азиатские виды				
Osmunda Claytoniana L.	—	+	—	—
O. cinnamomea L.	—	+	+	—
Chamaecyparis (Ch. pisifera)	+	—	—	—
Potamogeton asiaticus A. Benn	+	+	—	—
P. mulianus Miq.	+	+	—	—
Pterocarya	+	—	—	—
Euryale ferox Sallisb.	+	+	—	—
Ceratophyllum orysetorum Kom.	?	+	—	—
Menyspermum (M. dahuricum D. C)	+	—	—	—
Vitis Thunbergii Sieb. et Zucc.	+	—	—	—
Число видов	7	6	1	0

Продолжение табл. 12

Виды	Нижний плейстоцен I группа флор	Средний плейстоцен II группа флор	Верхний плейстоцен III группа флор	Голоцен
Балкано-Колхидские виды				
Pinus sec. Strobus	?	+	—	—
Picea sec. Omorica	?	+	—	—
Tilia tomentosa Moench.	?	+	—	—
Число видов	?	3	0	0
Европейские виды				
Taxus bacata L.	—	+	—	—
Potamogeton polygonifolius Pourr.	—	—	+	—
Stratiotes aloides L.	—	+	+	+
Ilex aquifolium L.	—	+	—	—
Carpinus betulus L.	—	+	+	
Vitis silvestris Gmel.	+	—	—	—
Tilia platiphyllus Scop.	—	+	+	—
Число видов	1	5	4	2
Общее число показательных видов	31	22	9	4

Таким образом, если мотивировка древнего оледенения состояла бы в появлении бореальных видов, то первое оледенение следует отнести не ко времени гюнц, а к более раннему времени — догюнц в понимании В. Шафера.

Еще раз о нижней границе четвертичного периода. Этот весьма важный вопрос может быть теперь освещен на основе ограниченного и только палеоботанического материала. Поэтому наши выводы носят предварительный характер.

Наиболее крупным событием новейшей геологической истории Земли было образование тундровой и ледяной зон (субарктического и арктического поясов). Возраст зоны тайги, иначе бореальной зоны (умеренный пояс), обыкновенно датируют плиоценом. Поэтому имеются все основания считать за начало четвертичного периода новейшее планетарное изменение географических условий Земли, выразившееся в образовании тундровой и ледяной зон. Между тем названные выше палеоботанические источники связывают эту границу с более ранним событием — расселением бореальной флоры. Однако зональное распространение бореальных флор относится к плиоцену и отмечает постепенное, а не резкое изменение климата, которое вызвало появление ледниковых покровов позднее и в дальнейшем само зависело от влияния ледниковых покровов. Об этом мы писали во «Введении». Поэтому если основываться на палеоботаническом принципе, то следует считать, что четвертичный период начался вместе с появлением перигляциальных флор. Древнейшие перигляциальные флоры — окские. Они моложе акчагыльского и апшеронского времени, моложе гюнца и догюнца В. Шафера. Появление перигляциальных флор закономерно совпало

со временем первого окского (краковского) оледенения Восточной Европы и древнейших перигляциально-морфологических процессов на Русской равнине.

Это грандиозное изменение физико-географических условий, по имеющимся пока в нашем распоряжении данным, представляет собой естественный нижний рубеж четвертичного периода.

Бореальные флоры появились на Русской равнине раньше, чем перигляциальные флоры, и процесс появления бореальных флор носил постепенный характер. В это время (догюнц, гюнц) на Русской равнине не было льдов. Климат гюнца В. Шафера напоминал климат аллерёда, когда, по-видимому, даже вся Финляндия освободилась от покрова льда. Догюнц и гюнц — эпохи похолодания, но еще не ледниковые эпохи. Бореальные условия возникали постепенно [41], а кончились резко — оледенением. Все сказанное приводит пока к выводу, что начало четвертичного периода по палеоботаническим и литолого-геоморфологическим данным следует относить к началу окской ледниковой эпохи.

В дальнейшем мы увидим, что палеозоологи в качестве критерия для нижней границы четвертичного периода выдвинули появление новых форм млекопитающих и, следовательно, принцип прежде всего прогрессивного развития фауны.

Иначе поступают палеоботаники. Они не опираются при решении этого вопроса на появление наиболее яркой — перигляциальной — флоры. Мы предложили другой главный признак — прогрессивного развития флоры и растительности.

ВЫВОДЫ

1. В течение двух последних десятилетий основные вопросы четвертичной геологии нашей страны рассматривались главным образом на основании изучения внеледниковых территорий. Мы показали, что многие вопросы четвертичной геологии необходимо решать на материалах исследования древнего ледникового района. Это естественно: четвертичный период — ледниковый период.

2. Район Европейского ледникового щита был ареной четырехкратного вторжения ледниковых покровов на Русскую равнину. В межледниковые эпохи ледниковые покровы растаивали совершенно и оледенение даже в Скандинавских горах исчезало или было еще ничтожнее современного.

Таким образом, полигляциалистическая концепция множественности ледниковых эпох совершенно доказана.

3. Во многих стратиграфических схемах выделяют физико-географические изменения только двух типов, относящихся к одному рангу: ледниковые и межледниковые эпохи. Между тем для одного только района Европейского ледникового щита следует выделять крупные изменения шести различных типов и не менее трех рангов (в сущности их, конечно, больше):

похолодания — потепления,

ледниковья — межледниковья,

стадии — межстадиальные промежутки.

4. В районе Европейского ледникового щита ледниковые эпохи и морские трансгрессии Севера были метахронны.

5. Нижняя граница четвертичного периода и плейстоцена отмечена началом древнейшего окского покровного оледенения. Верхняя граница

плейстоцена отмечена началом безостановочного убывания валдайского ледникового покрова после стадии молодой дриас.

6. Флоры плиоцена и четвертичного периода развивались в регрессивном и прогрессивном направлениях. Предпоследним этапом прогрессивного развития было появление на Русской равнине бореальной флоры. Но главнейшим и новейшим этапом прогрессивного развития флоры явилось появление перигляциальной флоры, компонента тундровой и ледяной зон. С этого времени резко изменяется вся природная обстановка умеренного пояса, и наступает новейший — четвертичный геологический период или его главнейший этап. Но только во всеоружии данных, изложенных во всех главах монографии, вопрос о нижней границе четвертичного периода можно будет считать решенным.

7. В заключение отметим три общие закономерности развития природы района Европейского ледникового щита:

А) Направленные — неповторимые изменения, яснее всего выразившиеся в развитии флоры, фауны и человеческого общества.

Б) Ритмические изменения (ритмы ледниковий — межледниковий).

В) Те и другие — с местными особенностями изменений (зональными и провинциальными).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогеновых) отложений Северо-Запада СССР. Изд-во ЛГУ, 1960.

2. Ананова Е. Н. Флора типа «перигляциальной» из древнечетвертичных отложений района Камы. «Проблемы ботаники», вып. 4. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1959.

3. Ананова Е. Н. Краткий очерк эволюции растительного покрова Русской равнины в неогене в связи с вопросом об объеме четвертичного периода (по палинологическим данным). В кн.: «Палеогеография и стратиграфия четвертичных и третичных отложений». Изд-во ЛГУ, 1960.

4. Апухтин Н. И. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Карелии. «Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР», 1948, № 4.

5. Апухтин Н. И. и Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов. «Мат-лы по четвертичн. геол. и геоморфол.». Госгеолтехиздат, М., 1961.

6. Арманд А. Д. Некоторые особенности строения морены на Кольском полуострове в связи с явлениями течения. «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 3, Петрозаводск.

7. Арманд А. Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. В сб.: «Вопр. геоморфол. и геол. осадочного покрова Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, Л., 1960.

8. Артюшенко А. Т. Растительность аллерёда на территории Русской равнины в связи с общим развитием растительного покрова в позднеледниковье в Восточной и Средней Европе. «Ботанический журнал СССР», 1959, № 6.

9. Асеев А. А. К истории растительности Мещеры в верхнем плейстоцене. «Докл. АН СССР», 1957, т. 115, № 1.

10. Басаликас А. Следы перигляциальных явлений в Литве. В кн.: «Сборник статей для XIX Междунар. геогр. конгресса». Вильнюс, 1960.

11. Берг Л. С. Климат и жизнь, изд. 2, перераб. и доп. Географгиз, М., 1947.

12. Бискэ Г. С. К вопросу о роли тектоники в геоморфологии Северной Карелии. «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 3, Петрозаводск.

13. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Госиздат, Петрозаводск, 1959.

14. Благовещенский Г. А. Формирование лесов ледниковой области Европейской части СССР в связи с колебаниями климата в четвертичном периоде. В кн.: «Проблемы палеогеографии четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1946.

15. Боголюбов Н. Н. Материалы по геологии Калужской губернии, т. 4, вып. 1—2. Калуга, 1904.

16. Бондарчук В. Г. Строение четвертичных (антропогеновых) отложений и проблемы геологии квартера Украины. В сб.: «Четвертичный период», вып. 13, 14, 15. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.

17. Величко А. А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. Изд-во АН СССР, М., 1961.

18. Веножинскене А. Палеоген и неоген Литвы. В кн.: «Сборник статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса». Вильнюс, 1960.

19. Вигдорчик М. Е. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Приильменя. В кн.: «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР». Изд-во АН СССР, Л., 1962.

20. Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. О стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Русской платформы. В кн.: «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР». Изд-во АН СССР, Л., 1962.

21. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики. Изд-во Главсевморпуть, М. — Л., 1940.

22. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитость арктических морей. Изд-во Главсевморпуть, М. — Л., 1945.

23. Вийдинг Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. «Тр. Регион. совещ. по изуч. четвертичн. отложений Прибалтики и Белоруссии», т. 4. Вильнюс, 1957.

24. Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии. «Мат-лы по антропогену Белоруссии». Изд-во АН БССР, Минск, 1961.

25. Воллосович К. А. Заметки о постплиоцене в нижнем течении Северной Двины. «Мат-лы по геологии России», т. XX. СПб., 1900.

26. Вышемирский В. С. К петрографии валунов донского ледникового языка. «Уч. зап. Саратовск. ун-та», 1951, т. 23, вып. геол.

27. Гайгалас А. Петрографические исследования плейстоценовых морей. В кн.: «Сборник статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса». Вильнюс, 1960.

28. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1939.

29. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. «Зап. Геогр. о-ва СССР», 1960, т. 20, нов. сер., Львов.

30. Горецкий Г. И. Доледниковая кора выветривания на Кольском полуострове. «Природа», 1938, № 4.

31. Горецкий Г. И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (На примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове). «Проблемы физ. геогр.», 1941, сб. 10.

32. Горецкий Г. И. К стратиграфии нижнечетвертичных отложений Пучежско-Балахнинского Поволжья. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 14. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1949.

33. Горецкий Г. И. Карельское межледниковое море. «Вопр. геогр.», сб. 20. Географгиз, М., 1949.

34. Горецкий Г. И. О возрасте древних аллювиальных свит антропогена, погребенных в долинах Волги и Камы. «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 5.

35. Горецкий Г. И. О нижней границе четвертичного периода. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., 1956, № 4.

36. Горецкий Г. И. О перигляциальной формации. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 22. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1958.

37. Горецкий Г. И. О границе между неогеном и антропогеном. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

38. Гричук В. П. К познанию процесса формирования широколиственных лесов Восточно-Европейской равнины в четвертичном периоде. «Вопр. геогр.», сб. 12. Географгиз, М., 1949.

39. Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 46, М., 1950.

40. Гричук В. П. Исторические этапы эволюции растительного покрова Юго-Востока Европейской части СССР в четвертичное время. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 50. М., 1951.

41. Гричук В. П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 77. М., 1959.

42. Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

43. Гричук В. П., Гричук М. П. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики. «Вопр. геогр.», сб. 23. Географгиз, М., 1950.

44. Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.

45. Грищенко М. Н. Итоги изучения ископаемой флоры неогеновых и четвертичных отложений бассейна Дона методом спорово-пыльцевого анализа. В кн.:

«Спорово-пыльцевая конференция 1953 г., тезисы докладов». Изд-во АН СССР, Л., 1953.

46. Грищенко М. Н. Корреляция четвертичных отложений бассейна Дона и Волги. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XIII, вып. 1. М. — Л., 1957.

47. Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит). «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1948, вып. 64, № 17.

48. Гуделис В. К. Основные черты стратиграфии и палеографии голоцена Литвы. «Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР», 1957, т. 4, Вильнюс.

49. Гуделис **В. К.** К вопросу о проведении стратиграфической границы между плейстоценом и голоценом на территории последнего оледенения. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

50. Гуделис **В.** К. Неотектонические движения на территории Восточной Прибалтики в четвертичное время. В кн.: «Сборник статей для XIX Междунар. геогр. конгресса». Вильнюс, 1960.

51. Гуделис В. К. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. В кн.: «Czwartorzed Europy Srodkowej i Wscodviej. YNQUA. VI Международный конгресс Warszawa». Вильнюс, 1961.

52. Гуделис В., Кабайлене М. Аллерёдский и доаллерёдский периоды в Литве в свете палинологических исследований отложений болота Нопайтис. «Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР», 1958, т. 6, Вильнюс.

53. Гуделис В., Микайла В. Крупнейшие озерно-ледниковые водоемы Литвы и их значение для целей геохронологии и палеогеографии позднеледникового времени. В кн.: «Сборник статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса». Вильнюс, 1960.

54. Данилова И. А. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции Московского государственного университета «Красновидово». В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

55. Даньшин Б. М. Новые данные к стратиграфии плейстоцена Подмосковного края. «Изв. Моск. геолразвед. треста», 1933, т. II, № 2.

56. Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода бассейна р. Онеги. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1961.

57. Дорофеев П. И. Плейстоценовые флоры Нижней Волги и Ахтубы. «Ботанический журнал СССР», 1956, № 6.

58. Желнин Г. А. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. В кн.: «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Изд-во АН ЭстССР, Тарту, 1960.

59. Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, тт. I и II. «Советская наука», М., 1947.

60. Зеров Д. К., Артюшенко А. Т. История растительности Украины со времени максимального оледенения по данным спорово-пыльцевого анализа. В сб. «Четвертичный период», вып. 13, 14, 15. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.

61. Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 2.

62. Кабайлене М. К. О колебаниях береговой линии побережья Литвы и Южной Латвии в поздне- и послеледниковое время и возможности сопоставления с соседними районами. В кн.: «Сборник статей для XIX Междунар. геогр. конгресса». Вильнюс, 1960.

63. Калецкая М. С. О центрах оледенений на крайнем Северо-Востоке Европейской части СССР. «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 4.

64. Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР. Изд-во МГУ, 1957.

65. Кац Н. Я. О лесных ландшафтах поздне- и послеледникового времени. В кн.: «Памяти академика Л. С. Берга». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1955.

66. Кеселл Х. Я. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР», т. V. Тарту, 1960.

67. Клеопоз Ю. Д. Реликты во флоре широколиственных лесов Европейской части СССР. В кн.: «Проблемы реликтов во флоре СССР (тезисы совещания)», т. 2. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1938.

68. Книпович Н. М. Быстрые изменения Баренцова моря в гидрологическом и биологическом отношениях (на немецком языке). «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», 1931, № 3.

69. Кондратене О. Межледниковые и межстадиальные образования Литвы. В кн.: «Сборник статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса». Вильнюс, 1960.

70. Кордэ Н. В. Биостратификация и типология русских сапропелей. Изд-во АН СССР, М., 1960.

71. Кристапавичус Г. Общие черты распространения и морфологии мате-

риковых дюн Юго-Восточной Литвы. В кн.: «Сборник статей для XIX Междунар. геогр. конгресса». Вильнюс, 1960.

72. Криштафович Н. И. Следы межледниковой эпохи в Центральной России. «Bull. de le Sos. des Naturalistes de Moscou», 1890, t. 3—4.

73. Кулик Н. А. О северном постплиоцене. «Геол. вестн.», 1926, т. V, № 1—3, Л.

74. Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. В кн.: «Проблемы палеогеографии четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1946.

75. Лаврова М. А. Основные этапы истории четвертичного периода севера Европейской части СССР. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 3. Изд-во АН СССР, М., 1952.

76. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1960.

77. Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 6.

78. Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

79. Лапина Н. Н., Белов Н. А. Условия образования донных отложений Северного Ледовитого океана. В кн.: «Морская геология». Изд-во АН СССР, М., 1960.

80. Лебедев В. Д. Пресноводная четвертичная ихтиофауна Европейской части СССР. Автореф. канд. дис. МГУ, 1953.

81. Лисицина Г. Н. К вопросу об аллерёде Прибалтики и о возрасте стоянки Кунда. «Советская археология», 1958, № 3.

82. Лисицина Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада Европейской части СССР. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

83. Лихарев Б. К. Общая геологическая карта Европейской части СССР. «Тр. Всесоюзн. геол.-развед. объед.», вып. 240. Л., 1933.

84. Ломаева Е. Т. История изучения спор и пыльцы из четвертичных (антропогеновых) отложений УССР. В сб.: «Четвертичный период», вып. 13, 14, 15. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.

85. Лопатников М. И. К истории растительности степной зоны Русской равнины. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

86. Льюкене Э. Геоморфология северной части Сакаласской возвышенности. «Уч. зап. Тартуского ун-та», 1959, т. 75.

87. Маринич О. М. Основі риси будови та історії развитку річкових долин Українського Полісся. «Геогр. зб. геогр. т-ва УРСР», 1956, вып. 1, Київ.

88. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. «Тр. Глав. геол. упр.», вып. 117. Л., 1931.

89. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема Балтийско-Беломорского пролива. «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1935, № 1.

90. Марков К. К. О множественности оледенений. В кн.: «Очерки по географии четвертичного периода». Географгиз, М., 1955.

91. Марков К. К. О содержании понятий «ледниковая эпоха» и «межледниковая эпоха». В кн.: «Очерки по географии четвертичного периода». Географгиз, М., 1955.

92. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. В кн.: «Очерки по географии четвертичного периода». Географгиз, М., 1955.

93. Марков К. К. Изучение перигляциальных образований. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 2.

94. Марков К. К. Гляцио-изостатические движения земной коры. В кн.: «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Изд-во АН ЭстССР, Тарту, 1960.

95. Марков К. К. Синтез истории Балтики. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 1.

96. Марков К. К., Бодина Э. Л. Карта перигляциала Антарктиды. В кн.: «Материалы Межвед. комис. АН СССР по изуч. Антарктики». Изд-во АН СССР, М., 1961.

97. Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене), ч. I, М., 1961 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

98. Марков К. К., Порецкий В. С., Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. IV, вып. 1. М. — Л., 1934.

99. Марков К. К., Стебаев И. В. Межледниковые отложения центрального ледникового района Европы. «Геол. журн.», № 1, 1957, Киев.

100. Махнач Н. А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии. В кн.: «Материалы по антропогену Белоруссии». Изд-во АН БССР, Минск, 1961.

101. Меннер В. В. Описание остатков млекопитающих из межморенных суглинков Одинцова. «Тр. О-ва изуч. Моск. обл.», 1930, № 4.

102. Мещеряков Ю. А. О морфологической структуре Северо-Запада Русской равнины. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1950, № 5.

103. Мирчинк Г. Ф. Послетретичная история равнины Европейской России. «Работы Торфяной Академии», 1920, № 1.

104. Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины. «Природа», 1928, № 7—8.

105. Москвитин А. И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., 1946, вып. 4.

106. Москвитин А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 88, № 26. М., 1947.

107. Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, М., 1950.

108. Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1958, вып. 12, М.

109. Мурчисон Р. С. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. «Горный журнал», 1849, СПб.

110. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд-во АН СССР, М., 1957.

111. Никитин С. Н. Общая геологическая карта России, лист. 57. «Тр. Геол. комитета», т. V, № 1. СПб., 1890.

112. Никитин С. Н. Бассейн Волги. «Исслед. гидрогеол. отд. 1894—1898 гг.». СПб., 1899.

113. Никитин П. А. и Дорофеев П. И. Четвертичная флора района г. Новохоперска. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 17, Изд-во АН СССР, М. — Л., 1953.

114. Николаев В. А. К вопросу о возрасте ергенинских песков. «Вестн. Моск. ун-та», 1954, № 9.

115. Никонов А. А. Восстановление неотектоники и палеогеографии позднеледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 4.

116. Никонов А. А. Стратиграфия осадков и палеогеография позднеледниковых морских бассейнов Лоттинской депрессии. В кн.: «Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, Л., 1960.

117. Никонов А. А. и Лебедева Р. М. К истории позднеледниковых ландшафтов материковой части Кольского полуострова. «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 1.

118. Никонов А. А. и Черемисинова Е. А. Новые данные о позднем и послеледниковых морских бассейнах на западе Кольского полуострова. «Докл. АН СССР», 1958, т. 123, № 3.

119. Орвику К. К. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР», т. 3. Тарту, 1958.

120. Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. В кн.: «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Изд-во АН ЭстССР, Тарту, 1960.

121. Орвику Л. Ф. Новые данные о геологии озера Выртъярв. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР», т. 3. Тарту, 1958.

122. Перов В. Ф. Первый ледник в Хибинах. «Природа», 1958, № 7.

123. Попов А. И. Карты мерзлотногеоморфологических (перигляциальных) образований на территории СССР. В кн.: «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 2. М., 1959 (изд. геогр. фак. МГУ, ротапринт).

124. Пьявченко Н. И. О природе нижнего максимума пыльцы ели в торфяниках. «Докл. АН СССР», 1954, т. 95, № 5.

125. Пьявченко Н. И. «Нижняя» ель в торфяниках. «Тр. Ин-та леса АН СССР», т. 36. М., 1957.

126. Пьявченко Н. И. Торфяники Русской лесостепи. Изд-во АН СССР, М., 1958.

127. Пярна К. К. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР», т. 5. Тарту, 1960.

128. Раскатов Г. И. К вопросу о древнечетвертичных оледенениях западных областей Украины. «Тр. Воронежск. ун-та». Сб. работ геол. фак., т. 31, 1954.

129. Растительный покров СССР. Пояснительный текст к «Геоботанической карте СССР», чч. 1—2. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1956.
130. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины (под ред. К. К. Маркова). Изд-во АН СССР, М., 1961.
131. Рудовиц Ю. Л. Новые данные о геологическом строении острова Колгуева. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., 1939, вып. 6.
132. Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах Северо-Западной части Русской платформы и их геологическое значение. «Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт.», 1957, т. 69, № 2.
133. Сахарова Е. И. О морских межледниковых отложениях в бассейне Северной Двины и палеогеография четвертичного периода СССР. В кн.: «Палеогеография четвертичного периода». Изд-во МГУ, 1961.
134. Сидоренко А. В. Доледниковые континентальные образования Кольского полуострова и изучение рыхлых отложений. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.». Изд-во АН СССР, М., 1957.
135. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, М., 1958.
136. Соболев Д. Н. Ледниковые формы северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины. «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1924, № 2.
137. Соболев Д. Н. Польско-Украинская перигляциальная эоловая формация. «Изв. Укр. отд. Геол. комис.», 1925, № 6.
138. Современные вертикальные движения земной коры на территории Западной половины Европейской части СССР (под ред. И. П. Герасимова и Ю. В. Филиппова). «Тр. Центр. научн.-исслед. ин-та геодез., аэросъем. и картограф.», вып. 123. М., 1958.
139. Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильмень. В кн.: «Материалы по исследованию р. Волхова и его бассейна», т. 7. Изд-во АН СССР, Л., 1926.
140. Сочава В. Б. и Семенова-Тян-Шанская А. М. Широколиственные леса. В кн.: «Растительный покров СССР», т. I. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1956.
141. Спрингис Е. Н. О позднеплейстоценовых тектонических движениях на юго-восточном крыле Латвийского прогиба. В кн.: «Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике». Изд-во АН ЭстССР, Тарту, 1960.
142. Суетова И. А. Площадь древнего оледенения территории СССР. «Природа», 1962, № 9.
143. Сукачев В. Н. Об ископаемой флоре межледниковых озерных слоев близ г. Лихвина Калужской губернии. «Тр. Вольного экономич. о-ва», № 6. СПб., 1906—1907.
144. Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности во время плейстоцена. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». Изд-во АН СССР, Л. — М., 1936.
145. Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Недосеева А. К., Метельцева Е. П. О растительности перигляциальных зон Центральной части Русской равнины. «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 2.
146. Тарвидас Р. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы. «Научн. сообщ. ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР», 1957, т. 4, Вильнюс.
147. Тарвидас Р. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений на территории Литовской ССР. В кн.: «Сборник статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса». Вильнюс, 1960.
148. Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса. «Землеведение», 1899, т. VI.
149. Тутковский П. А. Ископаемые пустыни Северного полушария. Прилож. к журн. «Землеведение», 1909, № 1—4.
150. Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка, изд. 2. Госэнергоиздат, М.—Л., 1949.
151. Тюремнов С. Н. К вопросу о пограничном горизонте. В кн.: «Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1956.
152. Ушко К. А. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
153. Хавин Е. И. Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низменности. В кн.: «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР». Изд-во АН СССР, М., 1962.
154. Хромов С. П. Колебания климата и современное потепление. «Природа», 1956, № 1.
155. Цапенко М. М. и Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Изд-во АН БССР, Минск, 1959.
156. Чеботарева Н. С. Стратиграфия четвертичных отложений центра Рус-

ской равнины. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

157. Чеботарева Н. С. Граница максимального распространения ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Северо-Запада Европейской части СССР. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XIX, вып. I. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1962.

158. Чеботарева Н. С., Серебрянный Л. Р., Девирц А. Л., Собкина Э. И. Абсолютный возраст низких речных террас Центра Русской равнины. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1962, № 4.

159. Чепулите В. Геологическое развитие территории Литвы в голоцене. В кн.: «Сборник статей для XXI сессии Междунар. геол. конгресса». Вильнюс, 1960.

160. Чепулите В. А. и Балдаките А. И. Плейстоценовые и перигляциальные отложения Литовской ССР. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

161. Черемисинова Е. А. Палеогеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа). «Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 2.

162. Шафер В. Слои плейстоцена в Польше. «Panstwowy Ynst. Geologiszny», № 65. Krakow, 1952.

163. Шелл И. И. Океанский лед как указатель климатических изменений. «Proc. Int. Oceanogr. Congress preprints. Washington, 1959.

164. Шик С. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Европейской части СССР. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», вып. 1. Изд-во АН СССР, М., 1958.

165. Шик С. М. О самостоятельности Московского оледенения. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 23. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1959.

166. Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. «Тр. Лабор. аэрометодов», т. VI. Изд-во АН СССР, 1958.

167. Яковлев С. А. Руководящие валуны, морены и границы распространения новоземельского оледенения на Русской равнине. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 5. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1939.

168. Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на Севере Русской равнины в четвертичное время. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 9. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1947.

169. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Госгеолтехиздат, М., 1956.

170. Яковлева С. В. К изучению ледниковых валунов на Русской равнине. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», нов. сер., 1956, № 1.

171. Böcher Tyge W. Climate, Soil and Lakes in continental West Greenland in Relation to plant Life. «Medd. om Grenland», 1949, vol. 147, pt. 2. Ld.

172. Brooks C. E. R. Post-glacial climatic changes in the Light of recent glaciological Research. «Geogr. Ann.», 1949, vol. 31, n° 1—4.

173. Corbel J. Le soulevement des terres autour de la mer de Barentz. «Rev. de Geogr. de Lyon», 1960, vol. 35, publ. 3.

174. Donner J. Pollen-analytical studies of Late-Glacial deposits in Finland. «Bull. de la Com. Geol. de Finnlande», 1951, pt. 154.

175. Dylik Jahn. Sur le systeme triparti de la stratigraphie du Pleistocene dans les pays d'accumulation glaciaire. «Bull. Peryglazjalny», 1960, n° 9.

176. Flint R. F. Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. N. Y. — Ld., 1957.

177. Gross H. Das Alleröd Interstadial als Leithorisont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. «Eiszeitalter und Gegenwart», 1954, Nr. 4—5.

178. Gross H. Das Gottweiger Interstadial, ein zweialter Leithorisont der letzten Vereisung. «Eiszeitalter und Gegenwart», 1955, Nr. 7.

179. Jahn Alfred. The oldest periglacial period in Poland. «Bull. Peryglazjaly», 1960, No. 9.

180. Jessen K., Milthers V. Stratigraphical and palaeontological studies of the Interglacial Frächwaterdeposits in Jutland and Nothwest Germany, pt. 48. Ld. 1928.

181. Jversen Joh. The Late-Glacial flora of Denmark and its relation to climate and Soil, pt. 80. Ld., 1954.

182. Markov K., Krasnov I. A geochronological Study of varve sediments in the north-western region of the USSR. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 2, М.—Л., 1930.

183. Meinardus W. Zum Kanon der Erdbestrahlung. «Geologische Rundschau», Klimaheft I. Stuttgart, 1944.

184. Mölder K., Valoverta V., Virkala K. Über Spätglazialzeit und frühe Post—glazialzeiten in Südfinnland. «Bull. de la Comm. Geol. de Finnlande», 1957, pt. 178.

185. Nowak J., Panow E., Tokarski J., Szafer Wl., Stach J. The second Woolly Rhinoceros (Coelodonta antiquitatis Blum.) from Starunia, Poland (Geology, Mineralogy, Flora and Fauna). «Bull. Intern. Acad. Polon. de Sci et Lettres», Ser., B., Cracovie, 1930.

186. Orviku K. The interglazial deposits of Rongu. The first discovery of interglazial. «Sediments of organic origin in Estonia». Tartu, 1939.

187. Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I—III. Leipzig, 1901—1909.

188. Ramsay W. On relation between crustal movement and variatione of sea level during the Quaternary time, especially in Fennosdandia. «Bull. de la Com. Geol. de Finnlande», 1924, pt. 55.

189. Rouillier F. Naturhistorische Notis über die Umgebung von Moskau. Aus einem Briefe an Herrn Professor Ehrenberg, Secretair der Akademie der Wissenschaften in Berlin. «Bull. Soc. des Naturalistes». T. XVII, H. III. Berlin, 1844.

190. Sauramo M. The quaternary geology of Finnland. «Bull. de la Com. Geol. de Finnlande», 1929, pt. 86.

191. Sauramo M. Über das Spätglaziale Klima. «Verh. d. III Internat. Quartär Konferenz», Bd. II. Wien, 1936.

192. Sauramo M. Die Geschichte der Ostsee. «Ann. Acad. Scient. Fennicae». Ser. A, Geolog.-Geogr., 1958.

193. Sundius N., Sandegren R. Interglacialfyndet vid Längsele. «Med bitrag av T. Lagelberg, C. Lindroth och.» Ser. C, No. 495, Stockholm, 1948.

194. Szafer Wl. Pleistocenska flora okolec Czotsztyna. Warszawa, 1954.

195. Szafer Wl. Stratygrafia plejstecenu w Polsce na podstawie florystycznej Krakow, 1952, (1953).

196. Woldstedt R. Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Lösse in ihr. «Eiszeitalter und Gegenwart», 1956, Nr. 7.

Глава III

РАЙОН УРАЛО-СИБИРСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ И СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Район урало-сибирских ледниковых покровов охватывает пространство от полуострова Канин до полуострова Таймыр. С севера к нему примыкают Баренцево и Карское моря, острова Новой Земли и Северной Земли. На юге льды распространялись до 59° с. ш.

Основная особенность оледенения района — это сокращение его размеров (мощности и площади) в восточном направлении. Уменьшение мощности оледенения выражалось в дробности центров оледенения и самих ледниковых покровов, которых, возможно, было четыре, притом маломощных (покровы, но не щиты!).

По интенсивности проявления древнего оледенения район урало-сибирских ледниковых покровов занимал промежуточное положение между Европейским ледниковым щитом и системой горных и предгорных ледников Северо-Востока. Легко понять, что уменьшение интенсивности древнего оледенения к востоку выражало увеличение континентальности климата в том же направлении. Оценки общей площади льдов в эпоху их наибольшего распространения расходятся значительно, от 4,3 млн. $км^2$ до 2,7 млн. $км^2$.

ГРАНИЦЫ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ И ЦЕНТРЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ

На западе район ограничивается областью распространения ледниковых отложений с валунами уральских и новоземельских пород. В настоящее время область распространения новоземельских валунов установлена лишь приблизительно. С. А. Яковлев указывал валуны новоземельских пород в средней морене в северной и восточной частях Кольского полуострова, в бассейне рек Сухоны, Канакши, Моши, в районе среднего и южного течения Вычегды, на р. Сысоле и др. С другой стороны, В. В. Ламакин отмечал в отложениях московского оледенения валуны скандинавских пород восточнее Печоры. Из приведенных данных следует, что граница области новоземельского центра оледенения в различные эпохи располагалась в разных районах. Разной была и площадь, занятая льдами.

На востоке граница района (максимальный вариант) проходит через верховья рек Вилюя, Мархи, Оленека. Южная граница в пределах

Европейской части пересекает Каму близ устья р. Обвы, Вятку у Кирова. На Урале граница проходит примерно между 58 и 59° с. ш. Восточнее Урала она проходит через бассейн Конды, южнее Ханты-Мансийска, через верховья р. Юган, по правобережью р. Вах. Граница пересекает Енисей в районе устья Подкаменной Тунгуски. Далее на восток она проходит по междуречью Подкаменной и Нижней Тунгуски, сворачивая на северо-восток к верховьям Вилюя.

В пределах указанных границ существовало несколько самостоятельных центров оледенения: новоземельский, уральский, таймырский, сибирский. Последний не являлся единым центром оледенения, а представлял собой несколько более мелких самостоятельных центров, льды которых в период максимального развития оледенения соединялись между собой. Тем не менее они имели свое собственное направление движения. Второстепенными центрами оледенения были путоранский, анабарский, вилюйский (район Вилюйских гор).

Новоземельскому центру оледенения очень большое значение придавал С. А. Яковлев [153]. Он считал, что льды с Новой Земли заходили даже в Западную Сибирь, переваливая через Урал. Однако исследования последних лет позволяют дать иную оценку роли новоземельского центра. В настоящее время установлено, что породы, которые принимались за новоземельские, имеются и на Пай-Хое, Полярном Урале и в Большеземельской тундре [45, 62]. В связи с этим возникает необходимость в пересмотре представлений о роли новоземельского центра.

Основной поток уральских льдов был направлен на юго-восток, в Западную Сибирь, куда ледники продвинулись юго-восточнее устья Иртыша. Отсутствие в ледниковых отложениях Западной Сибири валунов новоземельского происхождения позволяет говорить, что льды этого центра сюда не проникали. Новоземельские валуны отсутствуют даже на крайнем северо-западе низменности, непосредственно восточнее Пай-Хоя и Полярного Урала.

В пределах восточной части Западно-Сибирской низменности распространены ледниковые отложения с валунами, принесенными из сибирского и таймырского центров оледенений. Наиболее западным районом распространения валунного материала Средне-Сибирского плоскогорья является район Сургута (Средняя Обь). Здесь в морене встречаются характерные для Средне-Сибирского плоскогорья траппы.

Район урало-сибирских ледниковых покровов является сложным и разнородным образованием. Различные его части очень резко отличаются друг от друга в геологическом и геоморфологическом отношениях. В связи с этим характеристика основных особенностей четвертичных отложений и палеогеографических условий дается нами раздельно для крупных частей этого района. Этими частями являются:

1. Северо-Восток Русской равнины, Пай-Хой и Урал.
2. Север Западно-Сибирской низменности.
3. Центральная Сибирь.
4. Северный Ледовитый океан и острова Советской Арктики.

СЕВЕРО-ВОСТОК РУССКОЙ РАВНИНЫ, ПАЙ-ХОЙ И УРАЛ

Рельеф и оледенение. Северо-Восток Русской равнины представляет собой в основном плоскую равнину с высотами в 50—200 *м*. Внутри нее выделяется несколько обособленных районов. Наиболее крупными из них являются Малоземельская и Большеземельская тундры, Печор-

ская низменность, Тиманский кряж. В пределах Малоземельской и Большеземельской тундр отмечаются холмы и гряды, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток. Природа этих всхолмлений, вероятно, различная, ибо в одних случаях они сложены ледниковыми, в других коренными отложениями. Наиболее высокие отметки достигают здесь 250—275 *м*. Рельеф Печорской низменности плоский, равнинный, с небольшими высотами. Некоторым своеобразием отличается рельеф Тиманского кряжа. В северной части он представлен несколькими грядами, а в средней и южной частях рельеф имеет платообразный характер [66]. Средние высоты кряжа составляют 200—250 *м*, наибольшие достигают 450 и более метров.

На рельеф Северо-Востока Русской равнины оказали существенное влияние многие факторы, главными из которых являются тектоника, литология пород, оледенения, трансгрессии, эрозионно-аккумулятивная деятельность рек. Влияние литологических особенностей пород на характер рельефа наиболее резко проявляется в пределах Тиманского кряжа. Влияние оледенения сказалось далеко не равномерно. На преобладающей части территории ледниково-аккумулятивный рельеф отсутствует, будучи уничтоженным процессами денудации. Присутствует он преимущественно в пределах области распространения последнего оледенения.

Пай-Хой, занимающий центральную часть Югорского полуострова, представляет собой останцовые горы высотой около 300 *м*. Максимальные высоты достигают всего лишь 450 *м*. От Урала Пай-Хой отделяется хорошо выраженной в рельефе депрессией, по которой течет р. Кара.

Наиболее ярко выраженным геоморфологическим элементом является Урал, отделяющий Русскую равнину от Западно-Сибирской низменности. Благодаря своему почти меридиональному простиранию и сравнительно большим высотам Урал оказывает существенное влияние на климатические условия Западной Сибири.

В пределах Полярного Урала широко распространены альпийские формы рельефа, а также ледниковый рельеф, образованный древним оледенением. Кроме того, здесь имеется и современное оледенение. Максимальные высоты Полярного и Приполярного Урала достигают почти 2000 *м*. Северный Урал имеет высоты порядка 1200—1300 *м*, иногда же они достигают 1500 *м* (в северной и южной частях). Альпийский рельеф здесь отсутствует. Вершины плоские, сильно развита долинная сеть. Средний Урал имеет высоту 500—600 *м*. В пределах Южного Урала вновь наблюдается увеличение высот до 1200—1600 *м*.

В четвертичном периоде Урал оказывал огромное влияние как на Европейскую часть СССР, так и на Западно-Сибирскую низменность в связи с тем, что являлся крупным центром оледенения.

В пределах Полярного и Приполярного Урала к настоящему времени известно 66 ледников общей площадью в 16 *км*^{2}. Кроме того, значительная площадь занята снежниками. Длина наиболее крупного ледника достигает 2,2 *км*. Современные ледники Урала относятся к двум возрастным группам. «К первой из них относятся каровые, карово-долинные и карово-висячие ледники, представляющие остаточную фазу оледенения. Ко второй группе мы относим так называемые «прислоненные фирники», очень юные образования, являющиеся переходной формой от снежников к настоящим ледникам» [41]. Все уральские ледники являются навеянными. В настоящее время ледники сокращаются.

Характер поверхности дочетвертичных отложений. Дочетвертичные отложения в пределах Севера Русской равнины представлены разнообразными палеозойскими и мезозойскими породами, выходы которых

во многих местах отмечаются на дневной поверхности (Тиманский кряж, Малоземельская, Большеземельская тундры и др.). В предуральской части дочетвертичные породы имеют вообще высокое гипсометрическое положение. Третичные отложения до сих пор не известны [146]. Однако наличие в четвертичных отложениях иногда довольно значительного количества пыльцы третичных растений позволяет предполагать возможность их нахождения.

Наряду с высоким залеганием дочетвертичных отложений на многих участках поверхность их опущена значительно ниже уровня моря. При этом участки высокого и низкого залегания часто располагаются на незначительном расстоянии друг от друга. Это свидетельствует о том, что дочетвертичные породы сильно размыты и расчленены. М. С. Калецкая [63, 64] отмечает, что указанные неровности обусловлены эрозионными процессами в доледниковое время. Глубина расчленения этого времени намного превышает современную глубину расчленения рассматриваемой территории.

Расчленение рельефа происходило в течение длительного промежутка времени, вероятно, с верхнемеловой эпохи. В. А. Варсанофьева [19] отмечает, что природа рельефа эрозионно-тектоническая. При этом «рельеф был еще достаточно согласован с тектоникой, так как его впадины в большинстве случаев соответствуют синклиналям, а повышения — антиклинальным поднятиям» [19, стр. 290].

В связи с неровностями коренного рельефа в значительных пределах изменяются и мощности четвертичных отложений. В районах с высоким залеганием дочетвертичных пород мощности четвертичных осадков, как правило, невелики и измеряются метрами и первыми десятками метров. Максимальные мощности наблюдаются в древних эрозионных депрессиях. Здесь они достигают 150—180 и более метров [65, 75]. Г. А. Чернов [148] отмечает, что мощность четвертичных отложений в северной части Печорского бассейна бóльшая, чем в южной, и превышает 300 *м*. Наряду с этим мощность четвертичных отложений испытывает колебания и в связи с приуроченностью к положительным или отрицательным тектоническим структурам.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение четвертичных отложений Северо-Востока Русской равнины началось еще в первой половине XIX в. К этому времени относится и появление первых схем по стратиграфии и палеогеографии. Долгое время считалось, что здесь имеются отложения двух ледниковых эпох и разделяющие их морские и континентальные межледниковые отложения [3, 17, 28, 90 и др.]. В дальнейшем в эти построения вносятся существенные дополнения. Так, С. А. Яковлев выдвинул идею о трех, а позже — даже шести оледенениях [153], В. В. Ламакин [89] указывает следы четырех покровных и одного горного оледенения. М. С. Калецкая [63 и др.], Б. Л. Афанасьев [9], А. И. Попов [113] синхронизируют некоторые оледенения и трансгрессии. Вносятся дополнения в вопрос о количестве, размерах и возрасте морских трансгрессий и т. д.

Однако до сих пор почти по всем вопросам стратиграфии четвертичных отложений рассматриваемой территории существуют значительные разногласия. Больше всего это касается отложений первой половины четвертичного периода, основные палеогеографические особенности которой в значительной степени остаются слабо выясненными.

До сих пор существуют разногласия о количестве, размерах и центрах оледенений и т. п. Кроме того, разными исследователями одни и те же горизонты морен относятся к разным ледниковым эпохам.

«Самое большее количество морен отдельных оледенений, которые удается наблюдать в одном районе, равно трем. Ближе к территории области древнего оледенения в целом отсутствуют морены постмаксимальных оледенений. Ближе к центрам оледенений выпадают нижние горизонты морен, так как здесь они уничтожились эрозионной деятельностью последующих оледенений» [89, стр. 22].

Окское (нижнеплейстоценовое) оледенение. Некоторые исследователи отмечают разрозненные выходы отложений этого оледенения. В. В. Ламакин [89] указывает на Средней и Верхней Печоре, Илыче, в бассейне Выпи и на восточной оконечности Северных Увалов сильно размытые остатки древнечетвертичной морены, которую он сопоставляет с окским оледенением. Морена представлена плотными черными супесями и суглинками, достигающими местами более 10 *м* мощности. От морены максимального оледенения она, по данным В. В. Ламакина, отделена межледниковыми озерными суглинками и глинами. В. А. Варсанофьева [18] к остаткам древнечетвертичной морены относит валуны в бассейне Лозьвы, южнее развития отложений максимального оледенения. Г. А. Чернов [148] в пределах Печорской гряды указывает мощные подморенные песчано-галечниковые образования, залегающие в глубоких погребенных долинах непосредственно на коренных породах, в преобладающем большинстве случаев ниже уровня моря. Возраст этих осадков точно не установлен, однако Г. А. Чернов полагает, что поверхность их может являться продуктом размыва морены древнего оледенения.

Как было указано выше, на Средней Каме была изучена перигляциальная флора окской ледниковой эпохи.

Лихвинское межледниковье. Отложения и палеогеографические условия этого времени также известны очень мало. В литературе имеются лишь отрывочные сведения о находках осадков этого межледниковья в небольшом числе пунктов. Возраст их палеонтологически не доказан. В. В. Ламакиным [89] они отмечаются в бассейне Печоры, где представлены озерными суглинками и глинами и аллювиальными песками мощностью до 17 *м* (Мало-Кожвинская возвышенность). К этому межледниковью относятся пески, суглинки и глины, в которых наблюдаются линзы полуразложившегося торфа и обломки древесины. В этих отложениях содержится большое количество пыльцы древесных растений. Среди них преобладает пыльца ели. А. А. Чернов [146] к этому времени относит отложения, залегающие под мореной максимального оледенения в бассейне р. Усы. М. С. Калецкая [64, 65] в основании четвертичной толщи (в наиболее полных разрезах) выделяет аллювиальные пески и галечники, залегающие в древних погребенных долинах под нижней мореной (рис. 55).

М. А. Лаврова [82] под отложениями максимального (днепровского) оледенения в ряде пунктов выделяет морские отложения северной трансгрессии, которые относит к рассматриваемому межледниковью. Представлены они довольно мощной (до 50 *м*) толщей песков, супесей и глин с морскими арктическими и бореальными моллюсками (*Leda pernula* Mull., *Mytilus edulis* L., *Astarte borealis* Chemn., *Macoma calcarea* Gmel. и др.). Выходы этих отложений отмечаются на восточном склоне Тиманского кряжа, на Югорском полуострове в бассейне Коротаихи. Эти отложения М. А. Лаврова синхронизирует с гольштинской трансгрессией Северного моря. Э. И. Девятова [37] эти отложения относит к днепровско-московскому или рославльскому межледниковью. Этот вывод основывается на том, что морена, считавшаяся днепровской, вероятнее всего является московской.

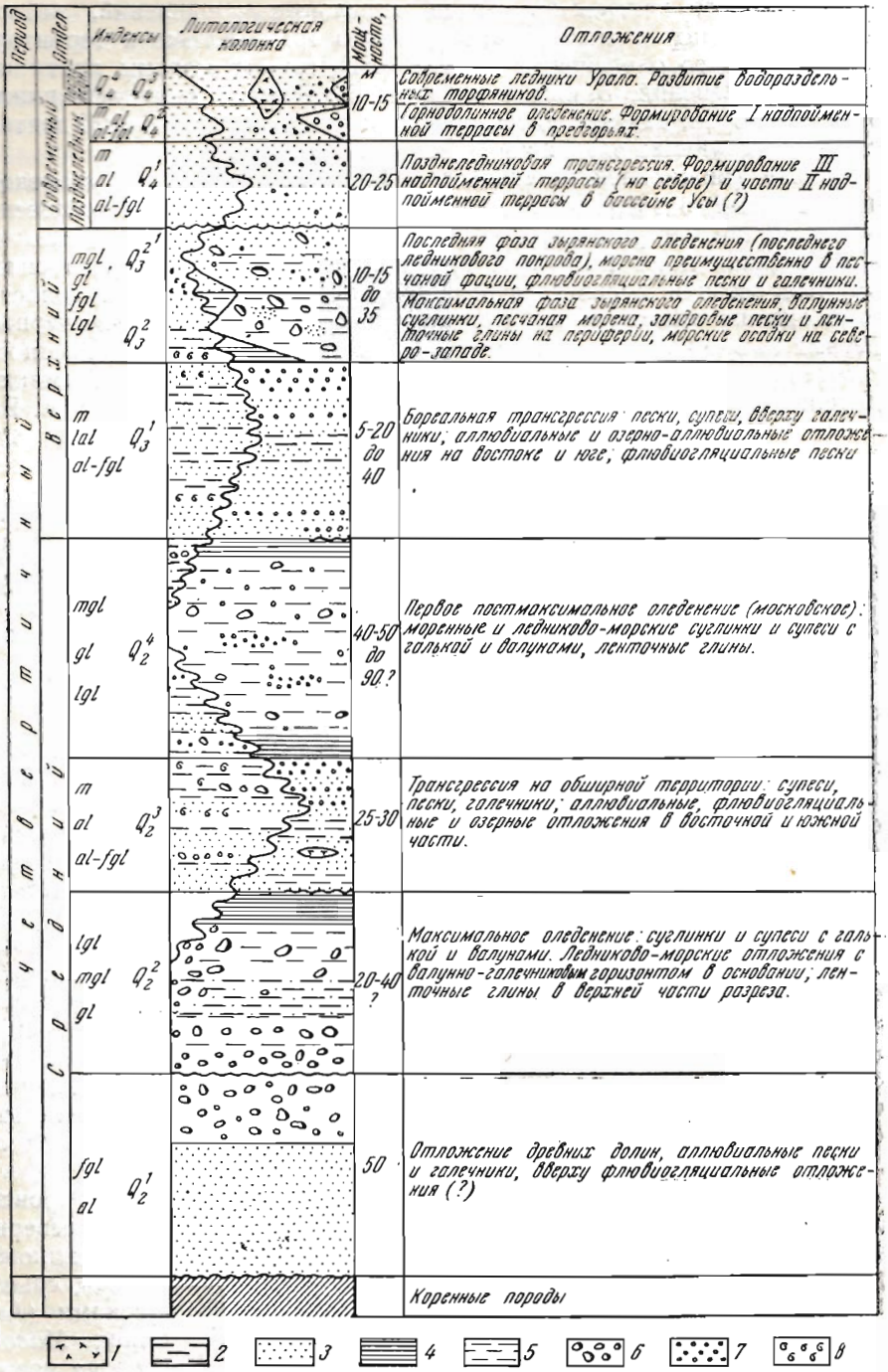


Рис. 55. Сводный стратиграфический разрез четвертичных отложений Печорского бассейна (по М. С. Калецкой):

1 — торфяники; 2 — супеси; 3 — пески; 4 — глины; 5 — суглинки; 6 — валуны; 7 — галька; 8 — фауна.

Диагональной волнистой линией обозначена граница между континентальными и морскими фациями

Морские отложения лихвинского межледниковья указываются А. И. Животовской в бассейне р. Большой Сыни. Они содержат диатомовые и спикулы морских губок. Вверх по разрезу они переходят в континентальные осадки, содержащие пыльцу Betula и Pinus. Однако возраст этих отложений также окончательно не выяснен, поскольку не установлено налегания на них морены максимального оледенения. Сомнения в правильности отнесения этих отложений к лихвинскому межледниковью высказываются рядом исследователей [75, 146]. Так, А. А. Чернов допускает более молодой (рисс-вюрмский) возраст этих отложений.

Таким образом, к настоящему времени палеогеография лихвинского межледниковья известна нам далеко не полно. Указания на находки отложений этого времени не всегда являются достоверными.

Эпоха днепровского (максимального) оледенения. Отложения этого времени имеют чрезвычайно широкое распространение и представлены разнообразными литологическими и генетическими типами отложений. Залегают они как выше, так и ниже уреза рек. Южная граница распространения этих отложений на востоке Русской равнины проходит от Котельнича и на восток несколько севернее Перми [152]. На Урале граница максимального оледенения точно не установлена. По данным С. Г. Боча и И. И. Краснова [15], она проходит между 58 и 59° с. ш.

Морена представлена темно-серыми плотными суглинками и супесями мелко-комковатой структуры. Валунно-галечниковый материал, как правило, встречается довольно редко и чаще всего небольших размеров. Иногда он содержится в значительных количествах. Представлен разнообразными в петрографическом отношении породами новоземельского (?), пайхойского, уральского и тиманского происхождения. Довольно часто встречаются обломки местных пород.

А. А. Чернов [146] отмечает в бассейне р. Усы наличие отторженцев пермских пород. Подробные сведения о петрографическом составе валунно-галечникового материала приводил С. А. Яковлев [153]. М. С. Калецкая [62, 63, 64] указывает, что изучение валунного материала северо-восточных районов свидетельствует о полном отсутствии пород новоземельского происхождения. Все встречающиеся в морене породы имеются на Пай-Хое и Полярном Урале, где отсутствие новоземельских пород отмечает и Н. Г. Загорская [45]. Эти данные заставляют сомневаться в той огромной роли новоземельского ледникового покрова, которую приписывают ему многие исследователи.

Максимальные мощности морены достигают нескольких десятков метров. По Г. П. Софронову [131], в Воркутском районе морена достигает 100 *м*. И. И. Краснов [75] для Большеземельской тундры и Печорской низменности указывает морены в 40—60 *м*. К югу мощность этих отложений уменьшается. Наименьшие мощности ледниковых отложений указываются для Тимана, что объясняется последующим размывом.

В пределах Урала следы максимального оледенения сохранились плохо. Они представлены здесь преимущественно валунами, оставшимися после размыва морены. Нет и ледниковых форм рельефа, образованных этим оледенением. Имеющийся здесь ледниковый рельеф образован последним оледенением [19].

На Пай-Хое в ряде мест отмечаются моренные отложения максимального оледенения. Для Центрального Пай-Хоя Н. Г. Загорская [48] называет их мощность всего лишь в 4 *м*.

Многие исследователи указывают на нахождение в большом числе пунктов в моренных отложениях раковин морских моллюсков, а также

фораминифер и диатомовых водорослей хорошей сохранности. Присутствие здесь этих остатков они объясняют переотложением из более древних морских отложений. Другие [9, 21, 64, 73, 79] считают, что с эпохой максимального оледенения совпала трансгрессия Полярного бассейна. В связи с этим данные отложения являются не континентальной мореной, а ледниково-морскими отложениями. Поэтому морская фауна находится в первичном залегании.

Литологическое сходство морены и ледниково-морских отложений и отсутствие надежных диагностических критериев являются причиной того, что одни и те же отложения одними исследователями признаются моренами [75], другими — морскими осадками [81].

М. С. Калецкая [64] считает, что морская трансгрессия на Северо-Востоке Русской равнины была синхронной эпохе максимального оледенения, которая состояла из днепровской и московской стадий и разделяющего их межстадиала. Этот вывод очень хорошо совпадает с выводами, которые сложились у нас на основании изучения четвертичных отложений Северо-Запада Западно-Сибирской низменности. Здесь максимальное оледенение также было синхронным морской трансгрессии. А. И. Попов [113] также считает, что оледенение и трансгрессия на Северо-Востоке Русской равнины были одновременными. Однако для всего четвертичного периода им признается только одно оледенение.

Московское оледенение (стадия). Отложения этого времени также имеют довольно широкое распространение на Севере Русской равнины. От этого оледенения в ряде мест сохранился ледниково-аккумулятивный рельеф. Его наличие отмечает В. В. Ламакин [89] на водоразделе между верховьями Вычегды и Печоры, на Южно-Печорском водоразделе и в ряде других мест (рис. 56).

Морена этого оледенения по своим литологическим особенностям похожа на более древнюю (максимальную). Однако состав валунов дает основание говорить о том, что в это время льды скандинавского центра на севере распространялись восточнее Печоры. Соединение их с уралопайхойскими льдами В. В. Ламакин [89] указывает в районе р. Усы. Новоземельский ледник соединялся с ними севернее, в пределах Большеземельской тундры. На Севере Урала оледенение, вероятно, было покровным, а южнее — долинным. На Северо-Востоке в пределах северной части Большеземельской тундры этому времени, по В. В. Ламакину, соответствует нижняя морена Г. А. Чернова [147]. Такой же возраст нижней морены предполагается и М. С. Калецкой [63].

Мощность рассматриваемых отложений достигает нескольких десятков метров. М. С. Калецкая [63] для Северо-Востока указывает, что максимальные мощности здесь достигают 90—100 *м*. На Урале и в предгорьях ею отмечается полное отсутствие морены.

Характер рассматриваемого оледенения до сих пор остается невыясненным. Одними оно признается за самостоятельное оледенение, другими — в качестве одной из стадий максимального оледенения. Некоторыми исследователями [81] отложения этого оледенения даже не выделяются. Отмечаются лишь два моренных горизонта, отвечающих днепровскому и валдайскому оледенениям.

Между днепровской и московской моренами выделяются морские и континентальные (озерные и речные) отложения. Однако физико-географические условия времени аккумуляции последних остаются во многом неясными. С. А. Яковлев [153] относил к этому времени отложения северной трансгрессии (более древней, чем бореальная). Морская фауна из этих отложений «имеет несколько другой характер, чем

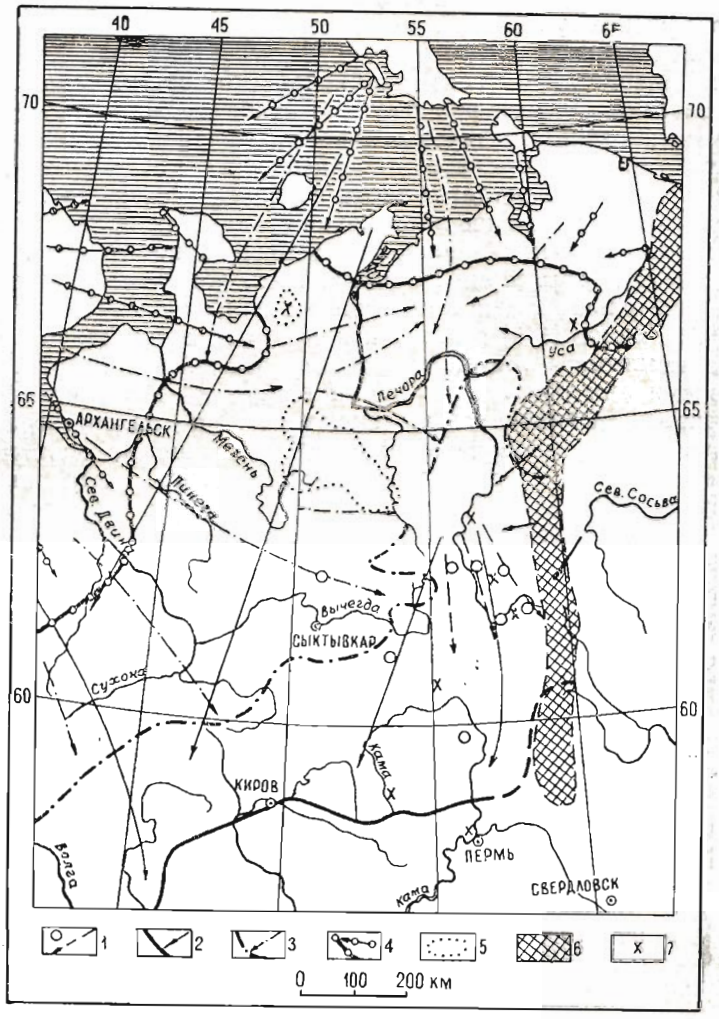


Рис. 56. Схема распространения древнего оледенения на Северо-Востоке Русской равнины (по В. В. Ламакину):
1 — остатки размытой морены и направление ледника в эпоху раннего четвертичного оледенения; 2 — граница распространения и направления покровных ледников в эпоху максимального оледенения; 3 — граница распространения и направления покровных ледников в эпоху первого постмаксимального оледенения; 4 — граница распространения и направления покровных ледников в эпоху второго постмаксимального оледенения; 5 — схематические контуры площадей, вероятно, оставшихся свободными ото льда внутри ледникового покрова первого постмаксимального оледенения; 6 — область горного оледенения Урала; 7 — местообитания реликтов межледниковой флоры (*Wahlodea atropurpurea, Cardamine macrophylla, Carex mollissima, Avena callosa*)

фауна бореальной трансгрессии, так как она не содержит теплолюбивых лузитанских форм, известных в отложениях бореальной трансгрессии даже в более северных широтах» [153, стр. 131]. М. А. Лаврова [82] считает отложения указанной северной трансгрессии древнее максимального оледенения.

М. С. Калецкая [64] московско-днепровское время склонна считать межстадиальным. На юге произрастала тайга, а на севере характер растительности свидетельствует о суровых приледниковых условиях.

Необходимо отметить, что палеонтологическая изученность этих отложений до сих пор остается очень слабой. В связи с этим вопрос о том, являлось ли московское оледенение стадией днепровского оледенения или самостоятельной ледниковой эпохой, в настоящее время для рассматриваемой территории не может быть решен. Для этого необходимы дополнительные, главным образом палеонтологические исследования. А. А. Чернов [146] относит к концу этой эпохи широкое распространение мамонтов в пределах рассматриваемой территории. В последующее время они обитали до конца валдайского оледенения.

Мгинское межледниковье. Отложения и палеогеографические условия этого времени изучены значительно лучше всех охарактеризованных выше более древних эпох. Осадки этого межледниковья на севере представлены морскими (бореальными), а на юге континентальными (аллювиальными и озерными) отложениями.

Указанные отложения залегают на сильно размытой поверхности более древних осадков. Интенсивное развитие эрозионных процессов было обусловлено тектоническими движениями, которые имели место раньше. Значительные тектонические движения были в пределах Пай-Хоя, Урала и на равнине. Движения имели дифференцированный характер, то есть различные участки имели различную амплитуду и знак движений. «Оживление тектонической деятельности проявлялось как в поднятиях значительной амплитуды в пределах большей части Полярного Урала и прилегающей к нему территории, так и в погружениях в пределах северной части Большеземельской тундры, Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала» [65, стр. 57]. Пай-Хой опускается в это время на 250—300 *м*, Полярный Урал — на 160—180 *м*. Максимальные величины поднятий в пределах Урала достигают 600—700 [128] или до 500 *м* [16]. Оживление тектонических движений имело место и в других участках рассматриваемой территории.

Континентальные отложения в литологическом отношении представлены разнообразными осадками (глины, пески, торф и т. п.). Распространены они преимущественно в средней и южной части. Максимальные мощности их достигают двадцати и более метров. Спорово-пыльцевые анализы свидетельствуют о том, что растительность во время аккумуляции довольно существенно отличалась от современной в этих районах. Так, Е. Ф. Станкевич [132] отмечает, что в районе Вашуткиных озер в это время были елово-березовые леса или сильно заболоченная лесотундра. В настоящее же время северная граница лесотундры проходит значительно южнее. М. С. Калецкая [63] для восточной части печорского бассейна отмечает, что растительность имела таежный характер. «Еловые леса с примесью пихты продвигались значительно дальше на север, и климат этого периода был теплее современного» [63, стр. 9]. Южнее в составе лесов появляются широколиственные породы.

Бореальная трансгрессия. Во время бореальной трансгрессии на севере Евразии существовал ряд морских бассейнов: беломорский, печорский, западносибирский и таймырский. «Печорский бассейн, отде-

лявшийся от беломорского Тиманским кряжем, полностью покрывал Малоземельскую тундру и по долине Печоры образовывал глубокий залив, доходивший до устьев Цильмы и Ижмы. Северо-западная часть Большеземельской тундры во время максимума трансгрессии была длинным и узким полуостровом, омываемым с востока глубоким заливом. Он распространялся в древней впадине к юго-западу от Хайпудырской губы; по этой впадине в настоящее время текут реки Лая и Колва. Южный берег залива проходил в низовьях Усы и Адьзвы» [82, стр. 125].

В литологическом отношении бореальные отложения представлены разнообразными осадками (пески, суглинки, глины), формировавшимися преимущественно в сублиторальной зоне. Залегают они на размытой поверхности ледниковых отложений максимального оледенения или на более древних породах. Море трансгрессировало на сильно расчлененную сушу с хорошо развитой гидрографической сетью. М. А. Лаврова [82] отмечает, что в начальный этап трансгрессии местами образовались плохо сортированные пески и супеси, содержащие валунно-галечниковый материал. Осадки максимума трансгрессии представлены разнообразными глинами. Верхняя часть разреза, отвечающая регрессивной фазе, образована песками и супесями.

Максимальные мощности бореальных отложений в низовьях Печоры достигают 80 *м*. Подошва их находится на 80—100 *м* ниже уровня моря. «Остатки береговых линий и террас, подножия абразионных уступов и прибрежные фации, сформировавшиеся во время максимума трансгрессии, наблюдаются сейчас на разной высоте над уровнем моря вследствие последующего неравномерного поднятия» [82, стр. 127]. Берег бореального моря поднят на полуострове Канин до 150 *м*, на Северном Тимане — 120 *м*, в Печорской депрессии — 100 *м*, а на Пай-Хое — 250—300 *м*.

В бореальных отложениях содержится богатый в видовом отношении комплекс морской фауны. Наиболее полно изучена фауна моллюсков. Она представлена арктическими, аркто-бореальными, бореальными и бореально-лузитанскими видами. В более западных районах (в пределах беломорского бассейна) довольно много лузитанских видов. Но в печорском бассейне, отделенном Тиманом от беломорского и более удаленном от теплых течений, количество бореальных видов уменьшалось. «Однако и здесь вместе с *Cyprina islandica* L., *Astarte sulcata* (Da Costa), *Mactra elliptica* Brown, игравшими большую роль в бентальных сообществах фауны, встречается и бореально-лузитанский *Cardium edule* L. Теплолюбивая фауна и здесь достигала наибольшего расцвета во время климатического оптимума, в начале регрессии моря» [82, стр. 131].

Видовой состав фауны свидетельствует о том, что бореальное море и в восточных районах имело более высокие температуры воды и бóльшую соленость по сравнению с водами современных Баренцева и Карского морей. Об этом же говорит и флора диатомовых водорослей.

Анализ всех имеющихся материалов вполне определенно свидетельствует о том, что время бореальной трансгрессии характеризовалось более теплым климатом, чем сейчас в этих районах. С этим вполне согласуются и выводы, которые делаются на основании изучения континентальных отложений, синхронных осадкам бореальной трансгрессии.

Эпоха валдайского оледенения. Ледниковые отложения этого оледенения распространены только на Северо-Востоке Русской равнины,

Урале и Пай-Хое. По размерам оно значительно уступало предыдущим. В. В. Ламакин [89] границу этого оледенения проводит вдоль Большеземельской гряды, поверхность которой образована конечными моренами. На Урале ледниковый покров был, вероятно, только к северу от 67° с. ш., а южнее оледенение имело долинный характер. Мощность ледниковых отложений на равнине достигает двадцати и более метров [63, 75].

На значительной площади, покрывавшейся льдами этого оледенения, хорошо выражен свежий ледниково-аккумулятивный рельеф (грядовый, холмистый, холмисто-котловинный и т. д.). Ледниковые отложения характеризуются литологическим и генетическим разнообразием. Преобладающим типом отложений, как считает М. С. Калецкая [63], являются водно-ледниковые образования.

Внутри морены (особенно в нижней ее части) многими исследователями отмечаются включения обломков раковин морских моллюсков. Наряду с обломками встречаются и целые экземпляры, захваченные из морских бореальных отложений, по которым двигался ледник. Но возможно, что наличие морской фауны в морене объясняется ледниково-морским типом осадков [9, 64 и др.]. Ледниково-морские отложения встречаются в северо-восточной части, южнее они замещаются мореной.

М. С. Калецкая [63], синхронизируя валдайское оледенение с зырянским оледенением Западной Сибири, выделяет в нем две крупные стадии отступания, которые очень хорошо выражены благодаря различию ледниково-аккумулятивного рельефа.

В пределах Урала отложения (моренные и флювиогляциальные), а также и рельеф (троги, цирки, кары и т. д.), образованные льдами этого оледенения, имеют довольно широкое распространение и хорошую сохранность. Однако, как на это справедливо указывается рядом исследователей, в эпоху последующего горно-долинного оледенения (стадии?) рельеф был в значительной степени преобразован. В. А. Варсанофьева [19] отмечает, что во время максимального развития валдайского оледенения оно было покровным, позже стало долинным.

Ледниковые отложения этого времени имеются и на Пай-Хое, где они тоже синхронизируются с зырянским оледенением [48]. Представлены они моренами и флювиогляциальными отложениями максимальной мощностью до 36 *м*. В ряде мест наблюдается ледниково-аккумулятивный рельеф. Валунно-галечниковый материал представлен уралопайхойскими породами.

Поздне- и послеледниковое время. На Полярном и Северном Урале довольно широкое распространение имеют отложения и рельеф горно-долинного сартанского оледенения (стадии). Моренные отложения этого оледенения характеризуются грубым составом (валуны, галька, пески); мелкозема в них мало. Наблюдается свежий ледниковый рельеф — конечные моренные гряды, троги, кары и т. д. [41, 48, 63].

В промежуток времени между последним покровным и сартанским оледенениями происходило формирование так называемых каргинских отложений. На Пай-Хое в это время образуется морская терраса высотой 40—60 *м*. В восточной части Печорского бассейна происходила значительная перестройка речной сети.

Вопрос о том, является ли сартанское оледенение самостоятельным или заключительной стадией зырянского оледенения, в настоящее время не решен. Однако большинством исследователей отмечается, что каргинское время характеризовалось сравнительно благоприятными климатическими условиями, близкими к современным.

Поздне- и послеледниковые морские отложения имеют довольно ограниченное распространение. Они имеются только в сравнительно узкой приморской полосе и поднимаются до 50—60 *м*. Континентальные отложения этого времени имеют широкое распространение и встречаются как в долинах, так и на водоразделах.

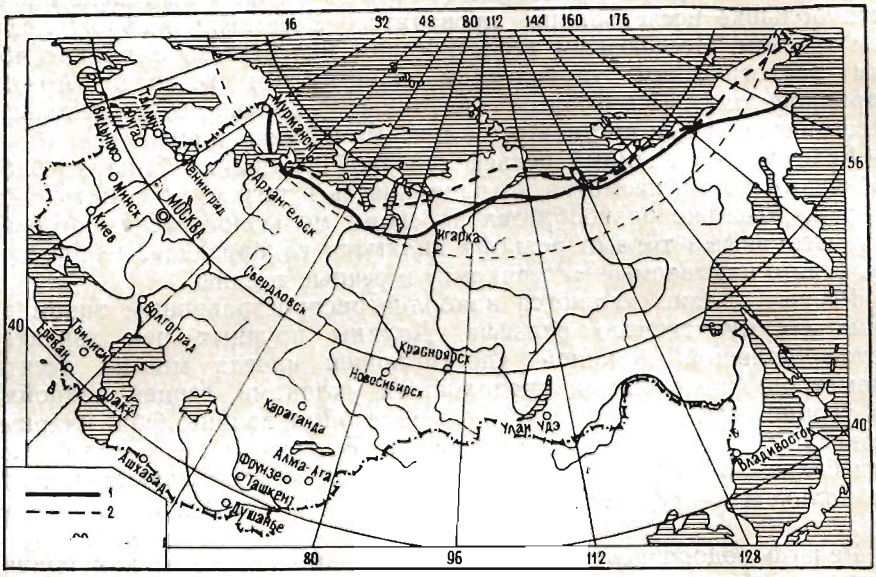


Рис. 57. Северная граница древесной растительности в период послеледникового термического максимума (по Б. А. Тихомирову):
1 — современная северная граница лесотундры; 2 — северная граница древесной растительности в период послеледникового теплового максимума

Но наиболее значительным событием послеледникового времени явилось смещение к северу границы леса, совпавшее по времени с термическим максимумом. В литературе имеются многочисленные указания на находки торфяников, остатков деревьев (стволов, пней, шишек и т. п.) и подзолистых почв в районах, в которых в настоящее время древесная растительность отсутствует полностью. Во время термического максимума тундра и лесотундра были вытеснены лесной зоной. Лесная растительность отсутствовала, вероятно, лишь на побережье Байдарацкой губы [102].

В эпоху послеледникового термического максимума смещение северной границы леса в зоне тундры имело место не только на севере Европейской части СССР, а наблюдалось на всем Севере Евразии (рис. 57). Древесная растительность во многих местах продвинулась к северу на 300—400 *км*. В торфяниках встречаются стволы деревьев диаметром до 0,3—0,4 *м*. В Азиатской части СССР остатки древесной растительности и торфяники времени термического максимума известны на Ямальском, Тазовском, Гыданском, Таймырском полуостровах и в других районах.

СЕВЕР ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Еще в конце XIX в. Н. К. Высоцкий [24] доказал широкое распространение и значительные мощности ледниковых отложений в Западной Сибири. По мере дальнейшего изучения расширяются и конкретизи-

руются представления об отложениях и палеогеографии четвертичного периода. В 20-е и 30-е годы XX в. появляется значительное количество работ, посвященных четвертичному периоду. Среди исследователей этого времени необходимо отметить В. Н. Сукачева [138], Я. С. Эдельштейна [151], В. И. Громова [34], В. Н. Сакса [121], С. Г. Боча [14], В. Г. Васильева [20] и др. Позже (40-е и 50-е годы) на севере низменности большие исследования проводятся Всесоюзным аэрогеологическим трестом, Всесоюзным геологическим институтом, Западно-Сибирским геологическим управлением, Институтом геологии Арктики, Гидропроектом, Всесоюзным нефтяным научно-исследовательским геологоразведочным институтом и другими организациями.

Рельеф. Современный рельеф северной половины Западно-Сибирской низменности, несмотря на равнинность и низкие гипсометрические отметки, довольно разнообразен по своим морфологическим особенностям. Основными типами рельефа являются водораздельные пространства (часто называемые материками) и речные долины.

Речные долины являются наиболее распространенным типом эрозионно-аккумулятивного рельефа. Долины крупных рек характеризуются большой шириной (достигающей иногда многих десятков километров), небольшими продольными уклонами, серией надпойменных террас и хорошо развитой поймой (пойма долины Оби, например, достигает местами 50—60 *км* ширины). В связи с небольшими уклонами большинство рек интенсивно меандрируют, распадаются на большое количество проток. На поймах и на надпойменных террасах много озер.

Рельеф водораздельных пространств («материков»), как правило, очень однообразен, с плоскоравнинной поверхностью. Разнообразие в морфологические особенности водораздельных пространств вносится лишь эрозионно-аккумулятивными и мерзлотными формами рельефа. Ледниково-аккумулятивный рельеф отмечается только в пределах области распространения зырянского оледенения, которая располагается на крайнем Северо-Западе и Северо-Востоке низменности (приуральская и приенисейская части низменности). В пределах границ максимального (самаровского) оледенения ледниково-аккумулятивный рельеф, по-видимому, полностью уничтожен последующими процессами.

Несмотря на равнинность, водораздельные пространства довольно интенсивно расчленены долинной сетью. Глубина расчленения значительна только на участках, расположенных вблизи крупных рек. В глубине водоразделов водотоки врезаны незначительно. Довольно часто в верховьях рек глубина врезания достигает всего лишь 2—5 *м*.

Характер поверхности дочетвертичных отложений. Буровыми и геофизическими исследованиями установлено, что поверхность дочетвертичных отложений имеет значительные неровности. Наиболее низкие ее участки находятся на 200—230 *м* ниже уровня моря. Наряду с этим дочетвертичные (палеогеновые) отложения в пределах современных водоразделов выходят на поверхность на абсолютных отметках в 100—150, а иногда и в 200—280 *м*. Глубина расчленения поверхности дочетвертичных пород достигает 400—500 *м*. Такая глубина расчленения в два раза превышает глубину наиболее крупных современных долин. Как правило, наиболее пониженные участки поверхности дочетвертичных пород наблюдаются в наиболее крупных долинах. Максимальные гипсометрические различия между дном погребенных долин и поймой современных рек достигают 200—230 *м* на севере низменности. В южной части низменности эти различия значительно меньше.

В тесной зависимости от древнего рельефа находятся изменения мощности четвертичных отложений. В погребенных долинах они достигают 250—300 *м*, а на некоторых водоразделах — всего лишь 5—10 *м*, а иногда они и совершенно отсутствуют. Поэтому наиболее полные разрезы четвертичных отложений наблюдаются в пределах долин. В связи с мощным четвертичным осадконакоплением неровности поверхности дочетвертичных отложений в современном рельефе не прослеживаются. Погребенные долины полностью выполнены четвертичными отложениями.

Древние погребенные долины на севере низменности вполне достоверно установлены в низовьях Оби и ее притоков (Северной Сосьвы, Казыма, Куновата, Полуя), в бассейнах рек Надыма, Пура, Таза, Енисея. Всюду днища находятся значительно ниже уровня моря и полностью выполнены четвертичными осадками. По мере движения к югу абсолютные отметки днищ долин повышаются, и в южных частях низменности (за пределами области оледенения) они уже достигают положительных абсолютных высот. Это обстоятельство указывает на то, что сток происходил постоянно в северном направлении.

Наиболее древними отложениями являются нижнеплейстоценовые ледниковые (долины Северной Сосьвы, низовья Казыма, Оби в районе поселка Березово) и ледниково-морские осадки (долина Оби в районе Салехарда, долина Полуя, побережье Обской губы и др.). Они перекрываются осадками казымской и салехардской свит. Собственно аллювиальных отложений, которые были бы синхронны времени образования долин, до сих пор не обнаружено. Для низовий Енисея В. Н. Сакс [125] указывает в древней долине (погребенном каньоне) валунно-галечниковый горизонт, перекрытый аллювиальными песками. Однако и эти отложения, вероятнее всего, не являются одновозрастными с долинами.

Для определения возраста долин важны два обстоятельства. 1. В северной части низменности долины непосредственно перекрыты ледниковыми отложениями нижнеплейстоценового оледенения или синхронными им ледниково-морскими осадками. Этим самым определяется верхний возрастной рубеж. 2. Наиболее молодыми осадками, в которые врезаны долины, являются плиоценовые. В южных частях Западной Сибири установлено, что глубоко врезанные долины прорезают нижнеплиоценовые отложения [72, 98].

Расчленение поверхности дочетвертичных отложений и формирование древних долин происходило в конце неогена и, вероятно, в самом начале четвертичного периода.

Итак, гидрографическая сеть Западной Сибири образовалась, когда уровень Полярного бассейна был не менее чем на 300—350 *м* ниже современного.

Площадь современного шельфа Карского моря в то время была сушей, а береговая линия находилась в районе материкового склона. Западно-Сибирская низменность в конце неогена, по-видимому, представляла собой довольно сильно (на 300—400 *м*) приподнятую равнину, расчлененную глубокой и хорошо разработанной гидрографической сетью. Такая палеогеографическая обстановка в конце неогена, как видно из предыдущей главы, была характерна и для Европейской части СССР. Сходные особенности имели место и в пределах Восточной Сибири. Несомненно, что положительные тектонические движения послужили непосредственной причиной расчленения поверхности дочетвертичных пород. Тектонические движения в пределах Севера Западно-Сибирской низменности оказали существенное влияние и на соотноше-

ния между оледенениями и трансгрессиями. Тектонический фактор в развитии рельефа и в особенностях осадконакопления на Севере Западной Сибири являлся главным рельефообразующим фактором.

Рельефообразующая роль ледникового фактора в современном рельефе очень слабо выражена. Ледниковый рельеф наблюдается лишь на крайнем Северо-Западе и Северо-Востоке низменности, в пределах области распространения зырянского оледенения. Однако оледенения (главным образом максимальное) оказали большое влияние на осадконакопление и на последующее развитие рельефа и гидрографической сети более южных районов.

Основные особенности современного рельефа низменности обусловлены эрозионно-аккумулятивной деятельностью. Главные реки низменности (Обь, Иртыш, Енисей и др.), несмотря на равнинность и небольшие продольные углы падения русел, производят огромную рельефообразующую деятельность и моделируют современный рельеф.

Основные этапы развития рельефа. Доледниковый этап развития характеризовался разработкой древней гидрографической сети, краткая характеристика которой дана выше. Значительная часть этого этапа относится к концу неогена. К четвертичному времени относится только заключительный момент этого длительного по времени и своеобразного по характеру этапа развития Западно-Сибирской низменности.

За время от нижнего до верхнего плейстоцена включительно произошли события, несколько раз радикально менявшие облик Западной Сибири. Основными из них были оледенения и трансгрессии. Западная Сибирь подвергалась неоднократным оледенениям, наступавшим с запада (с Урала) и с востока (с Таймыра и Средне-Сибирского плоскогорья). Имеющиеся в литературе высказывания о движении ледников с Новой Земли, из районов Карского моря (Карской суши), с Ямала, Тазовского и Гыданского полуостровов [14, 22, 100, 153] не подтверждаются фактическими данными.

Оледенения и трансгрессии вызвали закономерную смену характера и генезиса четвертичных отложений, которая наблюдается при движении с севера на юг. На севере преобладают осадки морских бассейнов, южнее — ледниковые отложения, а в пределах внеледниковой зоны — осадки аллювиально-озерного происхождения. В плейстоцене происходило последовательное и почти непрерывное напластование более молодых отложений на более древние. В связи с этим почти все неровности были погребены под толщей четвертичных осадков.

В послеледниковое время характер осадконакопления существенно изменился. В это время происходит формирование современной гидрографической сети. В связи с этим более молодые отложения вложены в более древние или прислонены к ним. К послеледниковому этапу нами условно относится промежуток времени от конца зырянского оледенения до настоящего времени, так как сартанское оледенение — только горное.

Естественноисторическое районирование. В Западно-Сибирской низменности нами выделяются:

1. Северная часть низменности. В ее пределах имели место неоднократные четвертичные трансгрессии.

2. Средняя часть низменности, где широко распространены ледниковые отложения максимального оледенения.

3. Южная — внеледниковая часть (на крайнем юге ее, уже в предгорных районах, имеются следы влияния горных оледенений).

В силу общности развития всех трех частей особенности их геологического строения находятся в тесной зависимости, проявляющейся

как в пространственных взаимоотношениях, так и в вертикальном разрезе, то есть во времени. Последнее проявляется в том, что при движении с севера на юг разногенетические, но одновозрастные горизонты отложений фациально замещают друг друга.

В этой главе нами дана характеристика только двух первых областей. Южная область, поскольку она является внеледниковой, нами не рассматривается.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В связи с неровной поверхностью дочетвертичных отложений мощность четвертичных осадков колеблется в значительных пределах. Как указывалось, наиболее низкие отметки подошвы четвертичных отложений опускаются намного ниже уровня моря. Поэтому нижнеплейстоценовые и значительная часть среднеплейстоценовых отложений находятся ниже уреза рек и в естественных выходах нигде не вскрываются. Они изучены только по данным скважин.

Наиболее полные разрезы четвертичных отложений имеются в пределах области распространения трансгрессий. Здесь мощности их достигают максимальных значений (300—350 *м*). Южнее (в ледниковой области) разрезы менее полные, главным образом за счет отсутствия нижнеплейстоценовых осадков.

Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений северной половины Западной Сибири сопряжено со значительными трудностями. Прежде всего это находит свое выражение в том, что преобладающая часть разреза представлена преимущественно супесчано-суглинистыми отложениями. В связи с этим разновозрастные стратиграфические горизонты часто имеют одинаковые литологические и структурно-текстурные особенности. При этом палеонтологические остатки (особенно фаунистические) в преобладающем большинстве случаев отсутствуют. Флористические (преимущественно спорово-пыльцевые) данные в связи с отсутствием руководящих форм также не дают сколько-нибудь надежных оснований для стратиграфирования. Использование их для целей стратиграфии возможно лишь при учете всего комплекса геолого-геоморфологических данных. Результаты минералогического анализа для значительной части территории также не удается использовать для стратиграфирования из-за сходства минералогических комплексов из различных стратиграфических горизонтов. Особенно это относится к западной части низменности. В более восточных частях рядом авторов указываются некоторые различия минералогического состава для отдельных горизонтов. Для области распространения морских отложений при возрастном расчленении большое значение имеет различие фаун санчуговских и казанцевских отложений. В большинстве случаев оно позволяет делать вполне определенные заключения о возрасте осадков.

ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТРАНСГРЕССИЙ

Эта область простирается от Средне-Сибирского плоскогорья до Урала. На севере ее границей является побережье Карского моря. Южная граница значительно менее определенна, главным образом из-за того, что центральная часть низменности все еще очень плохо изучена в геологическом отношении. Однако исходя из того, что морские, прибрежно-морские отложения распространены вплоть до Сибирских Увалов, по ним можно схематично проводить границу этой

области. На востоке (в долине Енисея) граница проходит в районе Подкаменной Тунгуски.

В пределах всей этой огромной территории геологическое строение довольно однообразно. Однако по стратиграфическому признаку отчетливо выделяются два крупных района: Северо-Запад (Обско-Пуровское междуречье) и Северо-Восток (бассейн Нижнего Енисея).

СЕВЕРО-ЗАПАД НИЗМЕННОСТИ (ОБСКО-ПУРОВСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

Ямальская серия. Основная часть разреза представлена морскими осадками ямальской серии, формировавшимися в течение длительного времени. Накопление их происходило в сложной палеогеографической обстановке, отвечающей как ледниковым эпохам, так и разделявшему их межледниковью. На рис. 58 дана схема геолого-геоморфологического строения низовьев Оби и прилегающих частей водораздела. Аналогичные особенности строения характерны и для других участков рассматриваемого района. Преобладающая часть разреза представлена осадками ямальской серии, аккумуляция которой происходила непрерывно.

Ямальская серия делится на три свиты (снизу вверх): полуйскую, казымскую и салехардскую, прослеживающиеся в разрезе в пределах всего рассматриваемого района [86]. Полуйская свита залегает на дочетвертичных отложениях. В связи с резкими литологическими различиями в преобладающем большинстве случаев контакт между ними устанавливается без особого труда. Однако в ряде мест проведение границы сопряжено со значительными трудностями в связи со сходством литологических особенностей свит.

Как правило, на контакте полуйской свиты с дочетвертичными породами скопления валунно-галечникового материала отсутствуют. Это обстоятельство важно в том отношении, что в длительный период глубокого размыва отсутствовали какие-либо отложения, содержащие крупный обломочный материал. Иначе он находился бы на размытой поверхности дочетвертичных пород.

Полуйская свита представлена супесчано-суглинистыми отложениями. Песок попадается довольно редко в виде линз и прослоев. По всему разрезу встречается обломочный материал (гравий, галька и валуны). Чаще всего он отмечается в виде единичных включений, иногда образует прослои и линзы. В приуральской части (район Салехарда) обломочный материал уральского происхождения, восточнее (р. Полуй) к нему примешиваются обломки осадочных пород (главным образом опока), развитых в данном районе. Среди супесей и суглинков имеют место две разности: одна из них очень хорошо отсортирована по гранулометрическому составу, часто с хорошо выраженной тонкой горизонтальной (реже диагональной) слоистостью. Другая разность представлена плохо отсортированными супесями и суглинками, неслоистыми, со значительным содержанием песчаной фракции, комковатыми и комковато-оскольчатыми. Эти структурно-текстурные особенности придают им мореноподобный облик.

Обе разности супесей и суглинков связаны между собой постепенными переходами по простиранию и по вертикали. Это свидетельствует о том, что они имеют одинаковый генезис и одинаковый возраст, то есть накопление их происходило одновременно.

Прослеживание литологических особенностей осадков полуйской свиты с запада на восток (то есть от Урала в глубь низменности) показывает, что в этом направлении уменьшается количество прослоев

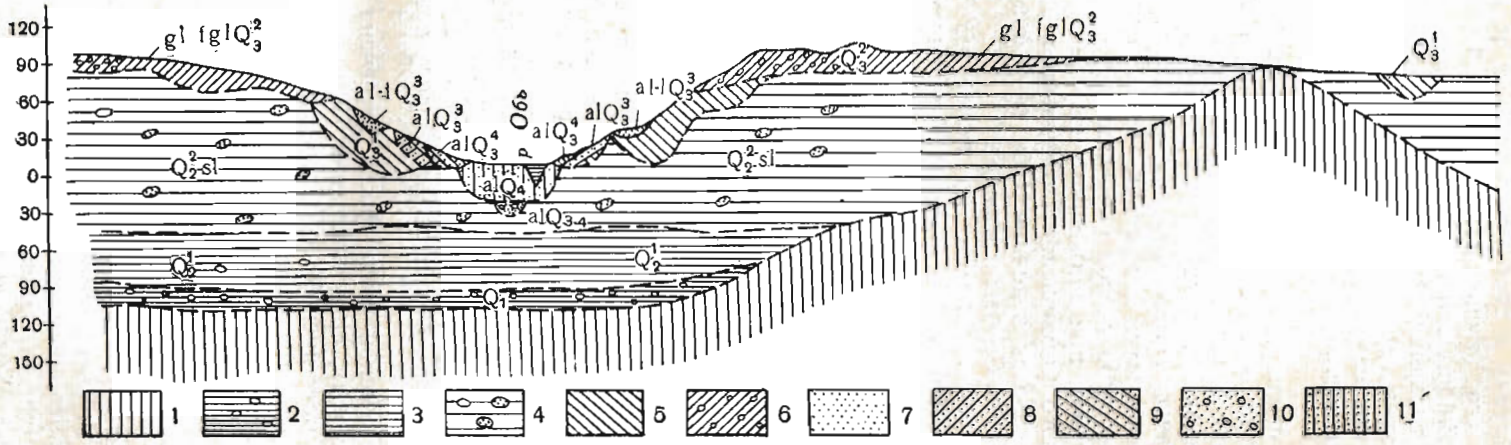


Рис. 58. Принципиальная схема геолого-геоморфологического строения р. Оби и водораздельного плато для района Полярного круга (по Г. И. Лазукову):

1 — дочетвертичные отложения; 2 — полуйская свита (Q_1); 3 — казымская свита (Q_2^1); 4 — салехардская свита (Q_2^2); 5 — казанцевская свита (Q_3^1); 6 — зырянская свита (Q_3^2); 7 — отложения аллювиально-озерной равнины (Q_3^3); 8 — отложения II надпойменной террасы (Q_3^3); 9 — отложения I надпойменной террасы (Q_3^4); 10 — отложения врезов (Q_{3-4}); 11 — отложения поймы (Q_4)

и линз песчаного материала и увеличивается степень однородности литологического состава. Наряду с этим уменьшается и количество обломочного материала и его крупность. Эти особенности хорошо выявляются при анализе профиля Обская — Саррото [25].

В палеонтологическом отношении осадки полуйской свиты являются практически немыми. Фауна отсутствует, спорово-пыльцевые анализы показывают значительное содержание пыльцы и спор третичных и мезозойских растений. Четвертичная пыльца содержится в небольшом количестве (10—5%).

Отложения полуйской свиты в районе Салехарда залегают на 100—150 *м* ниже уровня моря; южнее в долине Оби они отмечаются на минус 170—220 *м* (селения Мужи, Азовы, Ванзеват и др.). Приблизительно на таких же глубинах они вскрыты и в долине Полуя. Мощность осадков полуйской свиты колеблется от нескольких метров до 50—60 *м*. Переход в вышележащую казымскую свиту всюду совершается постепенно, без каких-либо следов перерыва или размыва.

Отложения полуйской свиты при движении к югу переходят в отложения нижнеплейстоценового (демьянского) оледенения, залегающие в основании четвертичного разреза в долине Оби (в районе поселка Березово), долинах рек Северной Сосьвы и Казыма.

Казымская свита изучена лучше, но также по керновому материалу, так как нигде не выходит на дневную поверхность. Кровля свиты находится на 60—100 *м* ниже уровня моря. Скважинами она вскрыта в пределах всего района. Мощность отложений в среднем равняется 50—70 *м*, максимальная достигает 100—120 *м* (долина рек Казыма и Оби в районе Березово).

Свита представлена супесчано-суглинистыми отложениями. Для них характерна прекрасная степень отсортированности материала. Явное преобладание имеют пылеватые и глинистые фракции (до 80—95%). В большей части разреза отмечается очень тонкая и хорошо выраженная слоистость, как правило, с четкими плоскостями наслоения. Нередко в отложениях казымской свиты содержатся прослои и отдельные включения растительного детрита. Как правило, растительные остатки хорошей сохранности. Количество их значительно большее в южной части района. Обломочный материал почти отсутствует и встречается лишь в виде гравия и мелкой гальки.

Особенности осадков казымской свиты выдерживаются с удивительным постоянством в пределах всей обширной территории. Большая однородность материала и тонкий гранулометрический состав указывают, прежде всего, на однообразную и спокойную среду осадконакопления.

В долине Казыма в казымской свите была встречена довольно разнообразная флора диатомовых, представленная 77 видами и разновидностями (анализы З. В. Алешинской). Диатомовые очень хорошей сохранности. Среди них встречаются морские, солоноватоводные, пресноводно-солоноватоводные и пресноводные виды. Наиболее характерными формами являются *Thalassiosira gravida* Cl., *Cyclotella striata* (Kütz) Grun., *Caloneis permagua* (Bail) Cl., *Nitschia granulata* Grun., *N. clausi* Hantzsch., *N. sigma* (Kütz) W. Sm. и др. Явное преобладание имеют бореальные виды (табл. 13).

Спорово-пыльцевые спектры из отложений казымской свиты также довольно резко отличаются от спектров салехардской свиты (рис. 59). Из диаграммы видно, что преобладает пыльца древесных растений. Среди древесной пыльцы отмечается пыльца древовидной березы, сибирского кедра, при сравнительно большом содержании пыльцы ели.

Таблица 13

Экологическая характеристика флоры диатомовых водорослей отложений казымской свиты долины Казым (по З. В. Алешинской)

Экологические группы диатомовых водорослей	Количество видов
Солоноватоводно-морские	23
Пресноводные—галофилы	15
Пресноводные—олигогалобы	39
Аркто-бореальные	5
Бореальные	55
Широко распространенные	17

часто встречается пыльца пихты. Из травянистой преобладает пыльца злаков, осок и разнотравья. Характер спорово-пыльцевых спектров позволяет говорить о том, что растительность в период аккумуляции казымской свиты была близка к современной.

На сравнительно благоприятные температурные условия водоема указывают и фораминиферы, представленные здесь довольно большим количеством видов (*Elphidium clavatum* Cushm., *Cassidulina islandica* Norv., *Globigerina bulloides* Orb., *Eponides fridigus* Cushm. и др.— определения В. А. Басова и О. Т. Киселевой).

Салехардская свита составляет верхнюю часть отложений ямальской серии и имеет наиболее широкое распространение (рис. 60). Она изучена как по материалам бурения, так и по многочисленным естественным выходам на дневную поверхность. Наиболее полные разрезы салехардской свиты вскрыты в районе Салехарда, в долинах рек Оби, Полуя и на Тазовском полуострове.

Отложения салехардской свиты в пределах всего района имеют одинаковые условия залегания и сходные литологические особенности (ранее отложения этой свиты назывались салемальскими). Наиболее характерны супеси и суглинки. Как по мощности, так и по простиранию указанные отложения переходят друг в друга. Переходы эти часто совершаются на коротких расстояниях.

Характерной чертой отложений салехардской свиты является также наличие обломочного материала уральских пород (гравий, галька и валуны). Встречается он довольно часто и распределен более или менее равномерно, присутствует во всех литологических разностях. Иногда же образует самостоятельные прослои и линзы. Обломочный материал, как правило, почти не окатан. Но встречается и очень хорошо окатанная морская галька чечевицеобразной и лепешковидной формы.

Песчаный материал представлен хорошо сортированными по крупности зерен мелко- и тонкозернистыми песками. Крупно- и разнозернистые пески встречаются довольно редко.

Супеси и суглинки по гранулометрическому составу подразделяются на два типа, аналогичных тем, которые встречаются и в полуйской свите: хорошо отмученные и плохо отмученные (рис. 61, 62). Для первых характерно значительное преобладание пылеватых и глинистых частиц (часто до 90%), тонкая, типа ленточной, горизонтальная слоистость. Для плохо отмученных, мореноподобных разностей характерным являются: наличие довольно большого количества зерен песчаной фракции, отсутствие слоистости (в большинстве случаев), комко-

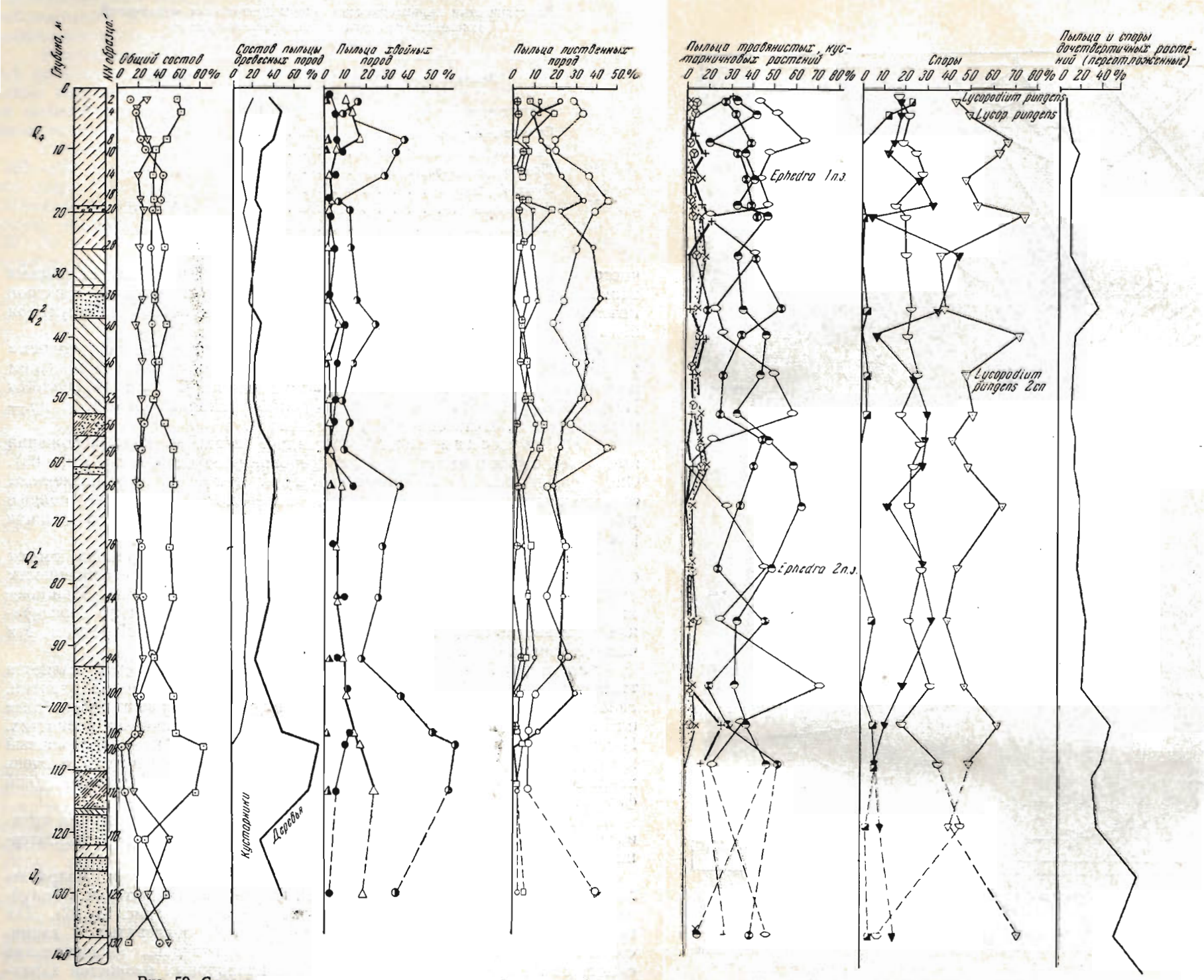


Рис. 59. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений казымской и сализы Л. М. Пашеткиной, Т. И. Смирновой лехардской свит (скважина 55 33-й экспедиции Гидропроекта). Анализы Н. С. Соколовой. Условн. обозн. см. на рис. 16

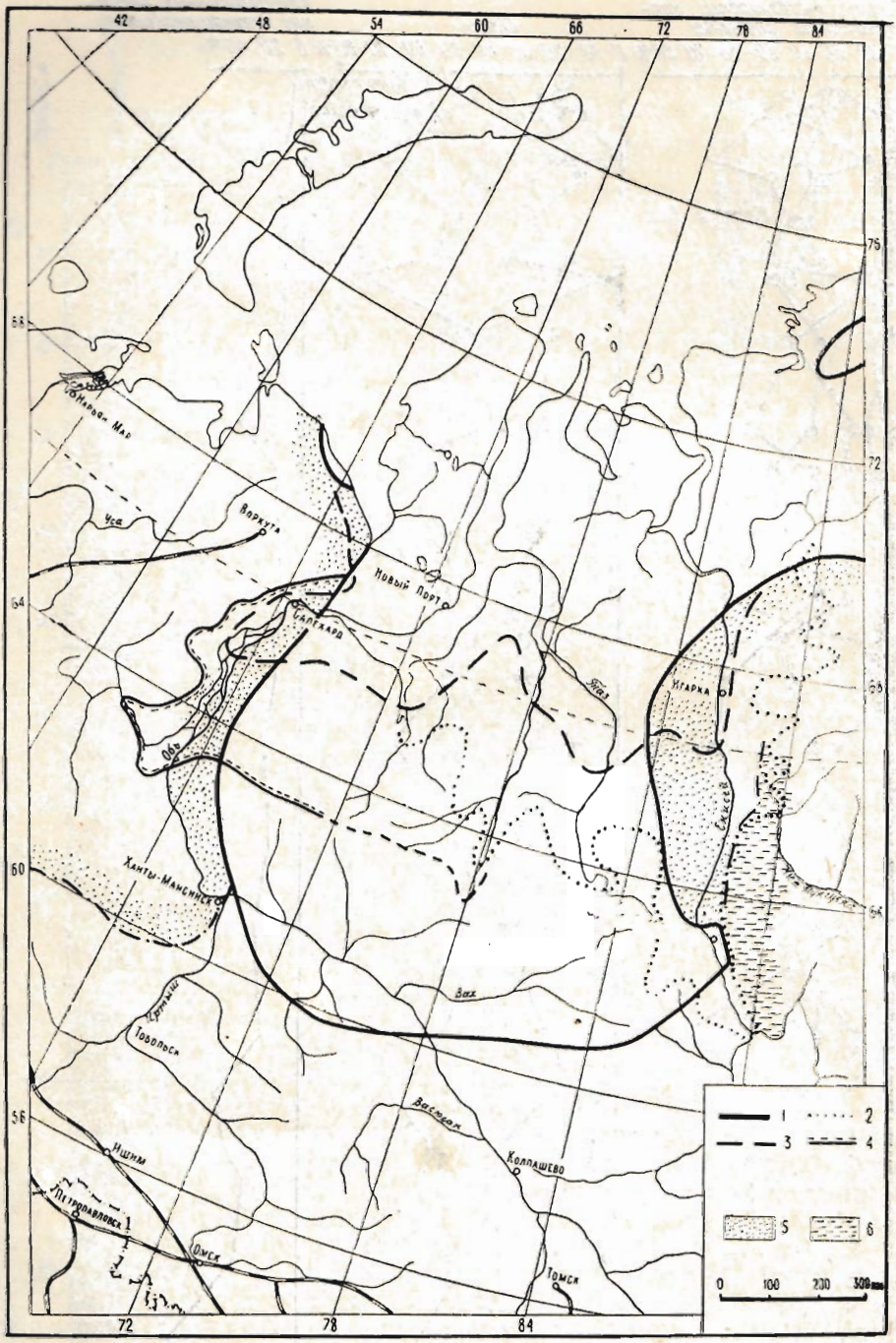


Рис. 60. Карта распространения максимальной четвертичной трансгрессии на территории Западно-Сибирской низменности:
1 — граница распространения трансгрессии (по А. И. Попову); 2 — граница санчуговской трансгрессии (по В. А. Зубакову); 3 — граница санчуговской трансгрессии (по В. Н. Саксу); 4 — граница салехардской (салемальской) трансгрессии (по Г. И. Лазукову); 5 — материковое оледенение (по А. И. Попову); 6 — водораздельное плато (по А. И. Попову)

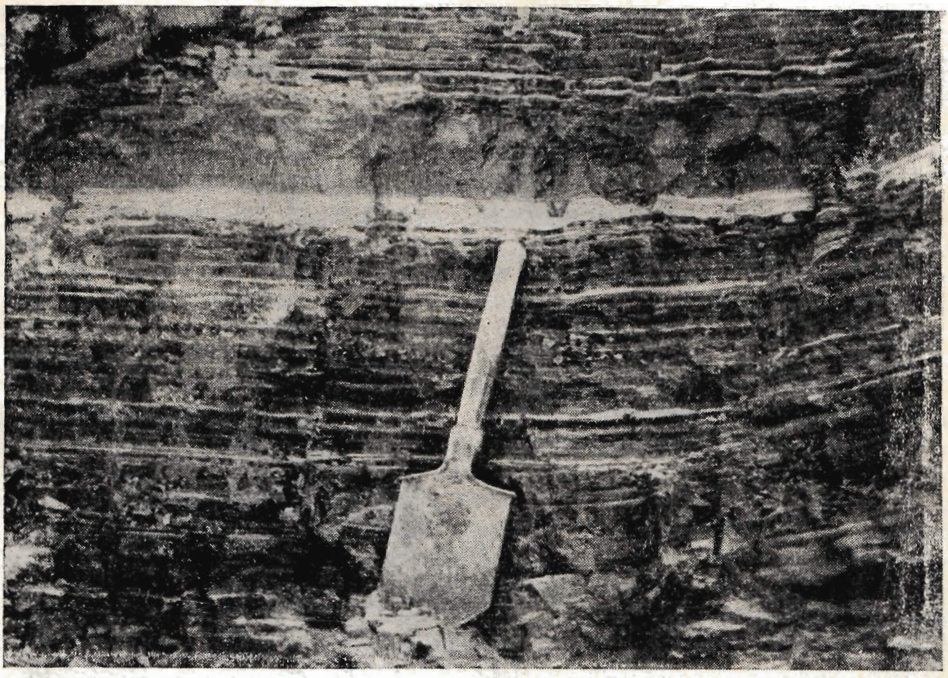


Рис. 61. Типично-водные отложения салехардской свиты. Фото Г. И. Лазукова

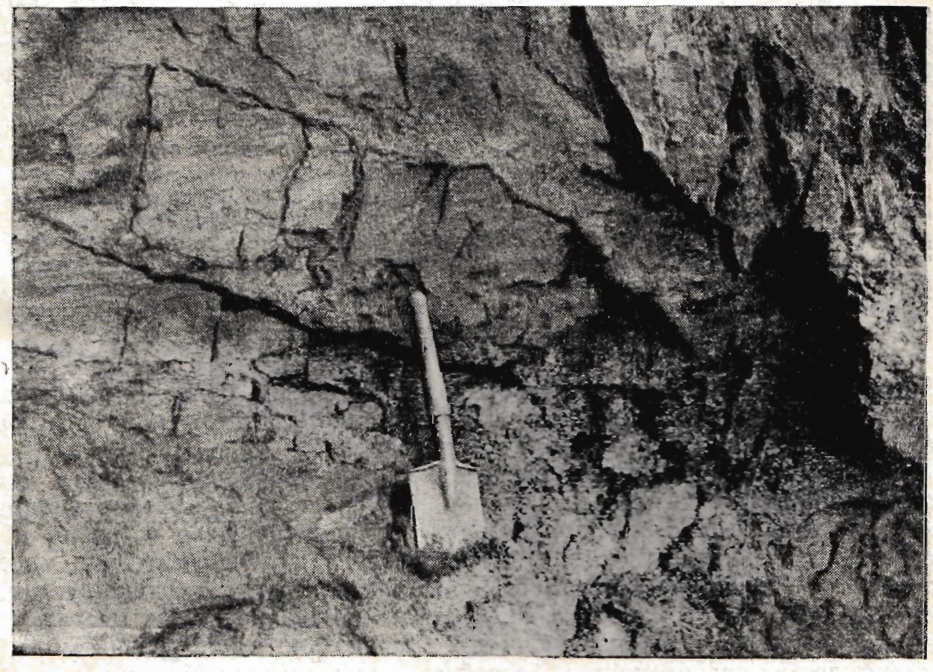


Рис. 62. Ледниково-морские отложения салехардской свиты. Фото Г. И. Лазукова

зато-оскольчатая и комковато-листоватая структура. Благодаря этому они четко отличаются от хорошо отмученных разностей.

Валунно-галечниковый материал и мореноподобный облик самих отложений являлись причиной того, что они принимались за настоящие моренные образования.

Мореноподобные и типично водные отложения по разрезу многократно переслаиваются между собой (рис. 63). Переходы, как правило, постепенные, что свидетельствует о непрерывности осадконакопления.

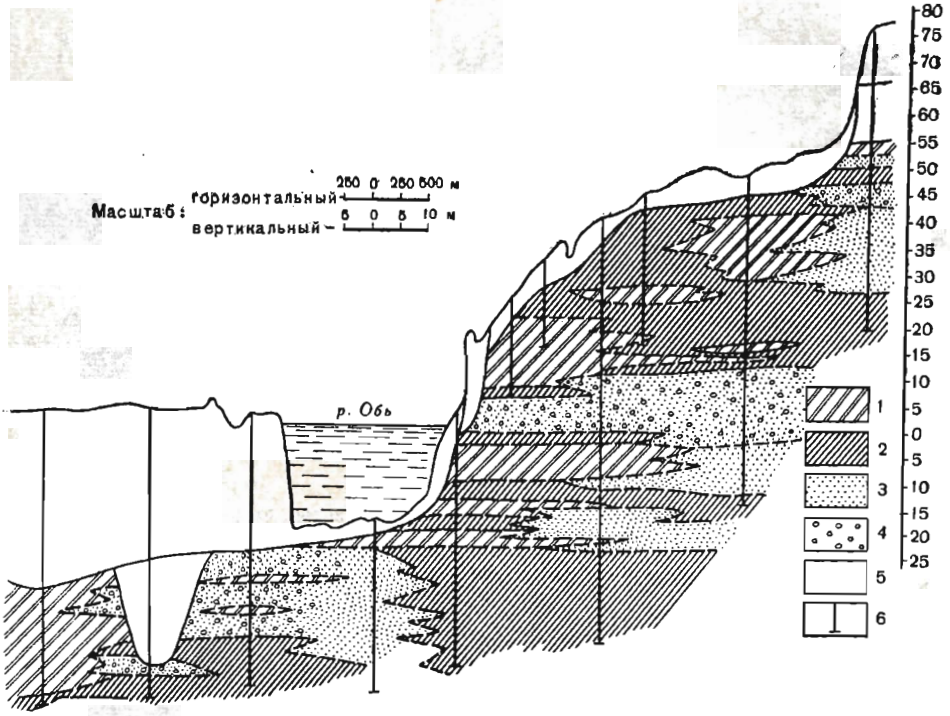


Рис. 63. Характер переслаивания мореноподобных и водных типов отложений (по данным скважин в районе г. Салехарда) (по Г. И. Лазукову):
1 — мореноподобные суглинки и супеси плохо отмученные, песчанистые, преимущественно неслоистые, комковато-оскольчатые; 2 — суглинки и супеси хорошо отмученные, преимущественно с тонкой слоистостью, плитчатые и оскольчатые; 3 — пески тонко- и мелкозернистые, иногда разнозернистые, преимущественно хорошо промытые от пылеватых частиц; 4 — гравий, галька, валуны; 5 — отложения моложе салехардской свиты; 6 — скважины

Мощность прослоев колеблется от 0,5 до 15—20 *м* и более. Кроме того, оба рассматриваемых типа супесчано-суглинистых отложений часто фациально переходят друг в друга по простиранию.

Как указывалось выше, среди отложений салехардской свиты преобладание имеют супеси и суглинки. Однако в ряде районов (например, на юге Тазовского полуострова, на правобережье Надыма и в ряде других мест) в разрезах салехардской свиты сравнительно много песчаного материала, иногда он преобладает над супесчано-суглинистым [4, 120]. Как правило, такие разрезы отмечаются в тех местах, где дочетвертичные отложения залегают значительно выше уровня моря, и аккумуляция происходила в бассейне с меньшими глубинами.

При движении к югу в осадках салехардской свиты отмечается увеличение мощности и количества мореноподобных горизонтов. Сами

мореноподобные горизонты становятся похожими на морену максимального оледенения и постепенно замещаются ею. Указанные закономерности прослежены в долине Оби, где имеется довольно много обнажений.

Мощность салехардских отложений больше в пределах древних погребенных долин. Подошва их здесь находится на 70—100 *м* ниже уровня моря. Наиболее высоко расположенные выходы наблюдаются на отметках в 120—130 *м*. Таким образом, наибольшая мощность салехардских отложений превышает 200 *м*.

В ряде районов салехардские отложения были встречены значительно выше указанных отметок. Так, в верховьях рек Полуя, Куновата и правых притоков Казыма они обнаружены на высотах около 200 *м*. На Мужинском Урале салехардские отложения поднимаются до 250—270 *м*. Высокое положение салехардских отложений обусловлено последующими тектоническими движениями. В таких случаях и подошва этих отложений залегает выше указанных ранее отметок.

Природные условия времени аккумуляции салехардской свиты. Отложения салехардской свиты сравнительно хорошо охарактеризованы в палеонтологическом отношении. Особенно это касается данных спорово-пыльцевого анализа. Во всех образцах наряду с пыльцой и спорами четвертичных растений имеются пыльца и споры третичных и мезозойских растений, содержание которых иногда достигает 50—60%. Постоянное наличие древней переотложенной пыльцы характерно для всех свит ямальской серии. Спектры смешанного типа с преобладанием пыльцы травянистых и кустарниковых растений (см. рис. 59). Среди древесной пыльцы в большинстве разрезов преобладает пыльца древовидной березы, изредка ольхи. Пыльцы хвойных встречается меньше. Из них преобладает пыльца сибирского кедра. Пыльца ели встречается в небольших количествах. Среди кустарников и трав большое количество пыльцы кустарниковых форм березы. Содержание ее довольно часто достигает 60—80%. Иногда наблюдается много пыльцы полыней и лебедовых. Среди спор наряду со спорами широко распространенных растений имеются споры таких видов плаунов, как *Lycopodium pungens* L., *L. alpinum* L., *L. appressum,* а также споры *Selaginella sibirica* (Milde) H., являющихся характерными представителями тундровых и лесотундровых ландшафтов.

Большинство диатомовых анализов салехардских отложений показывают отсутствие четвертичных диатомовых. При этом переотложенные палеогеновые диатомеи встречаются постоянно и в большом количестве. Четвертичные диатомовые салехардских отложений пресноводные и пресноводно-солоноватоводные [127, 133]. Отметим, что морские и солоноватоводные диатомеи отсутствуют и в тех образцах, в которых содержится морская макро- и микрофауна. Эта особенность пока еще не нашла объяснения и требует специальных исследований. В связи с этим имеющиеся в настоящее время данные по диатомовому анализу отложений салехардской свиты нельзя использовать для реконструкции солености водоема. Они могут быть использованы лишь как показатель температурных условий времени аккумуляции.

В этом отношении интересны данные диатомового анализа одного из разрезов на юге Тазовского полуострова (анализы Н. Г. Заикиной). Всего было подсчитано 103 вида и разновидности. Все формы являются пресноводными. Наиболее характерные из них: *Eunotia praerupta* Ehr., *E. septentrionalis* Ostr., *E. triodon* Ehr., *Stauroneis parvula* Grun., *Navicula semen* Ehr., *N. amphibola* Cl., *Pinnularia lata* (Bred.) W. Sm. и др. Такой состав свидетельствует о крайне суровых условиях обита-

ния. В табл. 14 дана экологическая характеристика диатомовой флоры этого разреза. Сравнение табл. 13 с табл. 14 показывает существенные различия во флорах казымской и салехардской свит.

Спорово-пыльцевые анализы разреза, в котором встречена рассмотренная флора диатомовых водорослей, также свидетельствуют о неблагоприятных климатических условиях.

Таблица 14

Экологическая характеристика флоры диатомовых водорослей отложений салехардской свиты юга Тазовского полуострова (по З. В. Алешинской и Н. Г. Заикиной)

Экологические группы диатомовых водорослей	Количество видов
Арктические	4
Аркто-бореальные	39
Бореальные	31
Широко распространенные	29

Об этом свидетельствует и фауна морских моллюсков (юг Тазовского полуострова, долины рек Полуя и Пура). Представлена она такими видами, как *Portlandia arctica* (Gray), *Propeamussium* cf. *groenlandicum* (Sow.), *Arca glacialis* (Gray), *Macoma calcarea* (Chemn.) и др. По заключению С. Л. Троицкого, определявшего эту фауну, она является холодноводной и аналогичной фауне из санчуговских отложений. Помимо макрофауны в салехардской свите в долине Полуя встречены фораминиферы и остракоды. Фораминиферы (определения В. А. Басова) представлены следующими видами: *Miliolina* sp., *Dentalina* ex gr. *baggi* Gallowaj et Wissler, *Fissurina marginata* (Mont.), *Elphidium frigidum* Gush. и др. По мнению В. А. Басова, комплекс фораминифер значительно отличается от того, который встречен в отложениях казымской свиты. В это время формирование осадков происходило в более мелководных и несколько холодноводных условиях, чем аккумуляция отложений казымской свиты.

Палеогеографическая обстановка времени аккумуляции осадков ямальской серии. Из вышеизложенного видно, что аккумуляция осадков ямальской серии происходила без перерыва. При этом полуйская и салехардская свиты в литологическом отношении довольно близки между собой. Для них характерно: 1. Постоянное присутствие гравийно-галечниково-валунного материала. 2. Наличие среди супесчано-суглинистого материала двух литологических типов отложений — хорошо и плохо отмученных. Последние имеют мореноподобный облик. Разделяющие их отложения казымской свиты, напротив, характеризуются очень хорошей отмученностью всех разностей отложений и почти отсутствием крупного обломочного материала.

Литологические особенности отложений свидетельствуют о том, что за время аккумуляции осадков ямальской серии среда осадконакопления, то есть водоем, по своим гидрологическим особенностям оставался довольно постоянным. Изменения характера отложений вызывались другими причинами. По нашему мнению, эти изменения были вызваны сменами палеогеографической обстановки за пределами бассейна, то есть на суше.

Наличие крупного обломочного материала и мореноподобных разностей отложений не может быть объяснено сколько-нибудь удов-

летворительно без учета ледникового фактора. Крупный обломочный материал накоплен в морском бассейне путем вытаивания из айсбергов и шельфовых ледников. Наряду с крупным обломочным материалом вытаивал и более мелкий, но однородный по гранулометрическому составу. В периоды наиболее интенсивных поступательных подвижек ледникового покрова лед двигался также по дну бассейна. Из него в условиях водной среды также вытаивал крупный и мелкий материал; что также приводило к формированию мореноподобных горизонтов. При таком характере осадконакопления, конечно, не могла произойти сколько-нибудь значительная дифференциация материала по гранулометрическому составу. В связи с этим осадки приобретают мореноподобный облик.

В пользу такого объяснения особенностей отложений салехардской свиты свидетельствуют и палеонтологические данные. Содержащаяся в отложениях салехардской свиты фауна и флора указывает на суровые климатические условия. В то же время в отложениях казымской свиты палеонтологические данные дают основания для вывода о сравнительно благоприятных и близких к современным климатическим условиям.

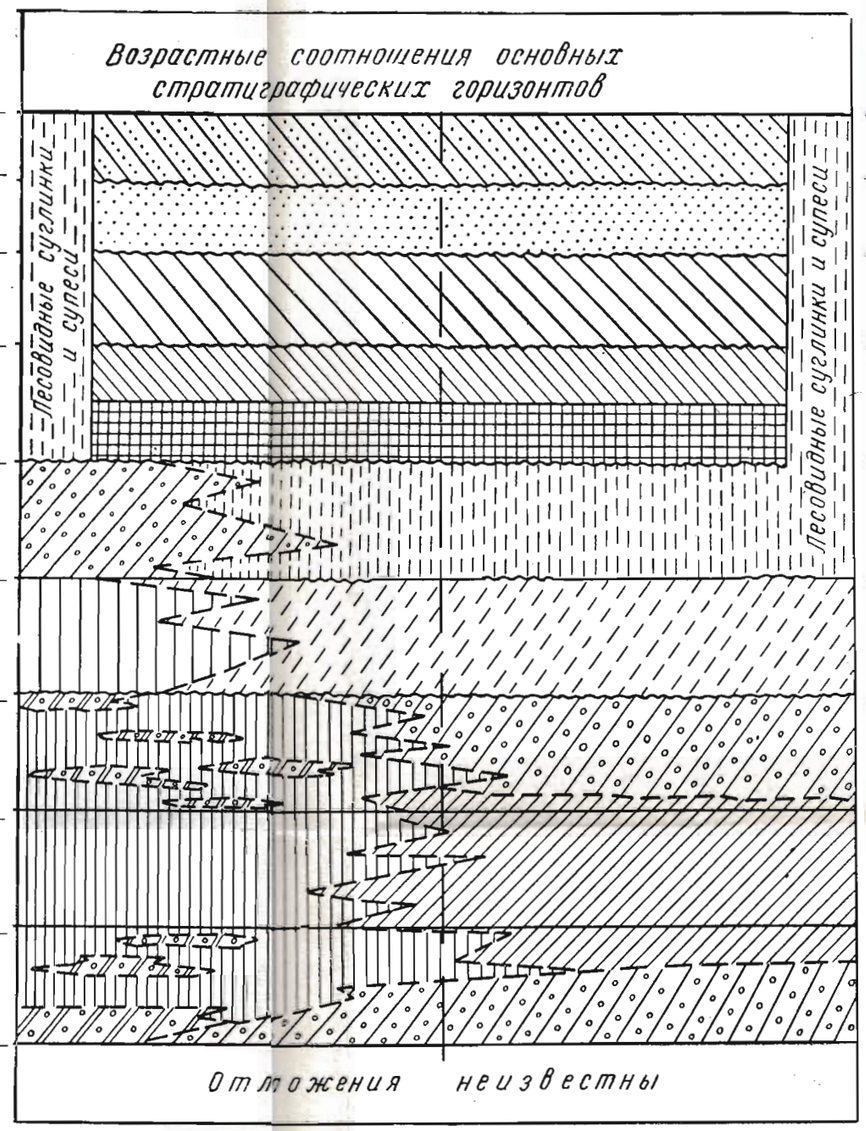
Эти выводы согласуются с геологическими данными. Осадки полуйской и салехардской свит при движении на юг фациально замещаются ледниковыми отложениями нижнеплейстоценового (демьянского) и среднеплейстоценового максимального оледенения. Отложения же казымской свиты являются синхронными тобольскому межледниковью, в отложениях которого они также переходят в более южных районах ледниковой области Западной Сибири (рис. 64).

Анализ геологического строения северо-западной части низменности свидетельствует, что на всей этой огромной территории континентальных отложений максимального оледенения не имеется [84, 120]. Однако в литературе в течение значительного времени были распространены взгляды на то, что вся эта территория покрывалась материковыми льдами максимального оледенения. Исследования последних лет опровергают эти представления. В эпоху максимального оледенения Западно-Сибирская низменность была занята водами ямальской трансгрессии. За моренные отложения принимались ледниково-морские типы отложений.

В. Н. Сакс [125], С. А. Стрелков [133] и др. относят отложения салехардской свиты к верхнему плейстоцену и считают их межледниковыми. Такого же мнения придерживалось до недавнего времени большинство исследователей Западной Сибири. Однако в последнее время многие из них согласились с выводом о синхронности салехардских отложений максимальному оледенению. Синхронность салехардской свиты максимальному оледенению получила свое выражение в унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, принятой на Новосибирском межведомственном стратиграфическом совещании в феврале 1960 г.

В. Н. Сакс, относя салехардские (салемальские) отложения к верхнему плейстоцену, считает, что они залегают стратиграфически выше морены максимального оледенения, которая в пределах распространения трансгрессии была почти полностью размыта на огромной территории. Но допуская такой размыв, надо допускать и наличие продуктов размыва (валунных отложений). Однако, как видно из изложенного, такие отложения отсутствуют. Напротив, фактический материал свидетельствует о непрерывности осадконакопления. Нет валунно-галечниковых горизонтов и в основании ямальской серии. Размыва, который при-

период	отдел	ярус	горизонт	стратиграфич. индекс	Область четвертичных трансгрессий: основные события	литология	мощн. отлож.	Возрастные соотношения основных стратиграфических горизонтов	мощн. в м	Область максимального оледенения: литология	основные события
четвертичный	голоцен	современный	послеледниковый	Q_4	формирование поймы	суглинки, супеси, пески, растит. остатки грав.-галечн.-валун. материал	40		40	суглинки, супеси, пески, растит. остатки, грав.-галечн.-валун. матер.	формирование поймы
					формирование врезов, аккумуляция аллювия	пески разнозернистые с гравийно-галечнико-валунным материалом	30		30	пески, разнозернистые с гравийно-галечно-валунным материалом	формирование врезов, аккумуляция аллювия
	плейстоцен	верхний	ледниковый	Q_3^4	сартанское горно-долинное оледенение, формирование первой надпойменной террасы	суглинки, супеси, пески, иногда с растительными остатками	15		15	суглинки, супеси, пески, иногда с растительными остатками	формирование первой надпойменной террасы
			межледниковый	Q_3^3	формирование аллювиально-озерной равнины и второй надпойменной террасы	суглинки, супеси, пески, растительные остатки, торф	25		25	суглинки, супеси, пески, растительные остатки, торф	формирование аллювиально-озерной равнины и второй надпойменной террасы
			ледниковый	Q_3^2	зырянское оледенение (аккумуляция ледниковых отложений), формирование аллювиально-озерных равнин	суглинки и супеси, пески, гравийно-галечно-валунный материал	50		10	суглинки, супеси, пески, иногда прослои и включения гравия, гальки, валунов	аккумуляция аллювиально-делювиальных отложений, синхронных зырянскому оледенению
			межледниковый	Q_3^1	казанцевская трансгрессия (аккумуляция морских, лагунных, аллювиально-озерных отложений)	глины, суглинки, супеси, пески, растительные остатки, иногда в основании гравийно-галечно.-валунный материал	80		40	суглинки, супеси, пески, иногда с растительными остатками	аккумуляция аллювиально-озерных отложений, синхронных казанцевской трансгрессии
		средний	ледниковый	Q_2^2	ямальская трансгрессия (аккумуляция салехардских отложений — морских, эстуарных, водноледниковых, местами моренных)	глины, суглинки, супеси, пески, во всей толще встречается гравий, галька и валуны	170		80	валунные суглинки и супеси, пески, грав.-галечн.-валунный материал	максимальное (самаровское) оледенение (аккумуляция ледниковых отложений)
			межледниковый	Q_2^1	ямальская трансгрессия (аккумуляция казымских отложений — морских, эстуарных)	глины, суглинки, супеси, пески, иногда встречаются растительные остатки	110		>50	суглинки, супеси, пески с растительными остатками	аккумуляция аллювиально-озерных отложений в пределах древней гидрографической сети
		нижний	ледниковый	Q_1^2	ямальская трансгрессия и домаксимальное оледенение (аккумуляция морских, эстуарных, ледниковых отложений)	глины, суглинки, супеси, пески, гравийно-галечно-валунный материал	30			отложения неизвестны	домаксимальное оледенение
			доледниковый	Q_1^1	ямальская трансгр. (на самом севере), завершение формир. древн. гидрографич. сети	отложения неизвестны					завершение формирования древней гидрографической сети
					формир. древн. гидрографич. сети						формир. древн. гидрографич. сети
неогеновый и палеогеновый периоды					аккумуляция морских и аллювиально-озерных отложений разнобразного состава (глины, опоки, диатомиты, пески и др.)						



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Рис. 64. Схема фациальных переходов отложений ледниковой области и области трансгрессий (составлена Г. И. Лазуковым): *1* — аллювиальные отложения поймы; *2* — аллювиальные отложения врезов; *3* — аллювиальные отложения первой надпойменной террасы; *4* — аллювиальные отложения второй надпойменной террасы; *5* — аллювиально-озерные отложения аллювиально-озерной равнины; *6* — аллювиально-делювиальные отложения, синхронные зырянскому оледенению; *7* — моренные суглинки и супеси четвертичных оледенений; *8* — мореноподобные супеси и суглинки; *9* — морские и аллювиально-озерные отложения казанцевской трансгрессии; *10* — аллювиально-озерные отложения, синхронные казанцевской трансгрессии; *11* — морские и эстуарные отложения ямальской трансгрессии; *12* — аллювиально-озерные отложения древней гидрографической сети

Зак. 212 стр. 178—179

знается В. Н. Саксом, не было и в ледниковой области, где морена максимального оледенения имеет широкое распространение.

А. И. Попов высказал еще в 1949 г. идею о синхронности морской трансгрессии Севера Западной Сибири эпохе оледенения [110, 114]. Новые фактические материалы, полученные в последующее время, подтвердили эту идею. Однако вывод А. И. Попова о том, что была одна ледниковая эпоха, новыми данными не подтверждается. Только в течение формирования осадков ямальской серии имело место двукратное оледенение. Крупное оледенение было и в послезырянскую эпоху.

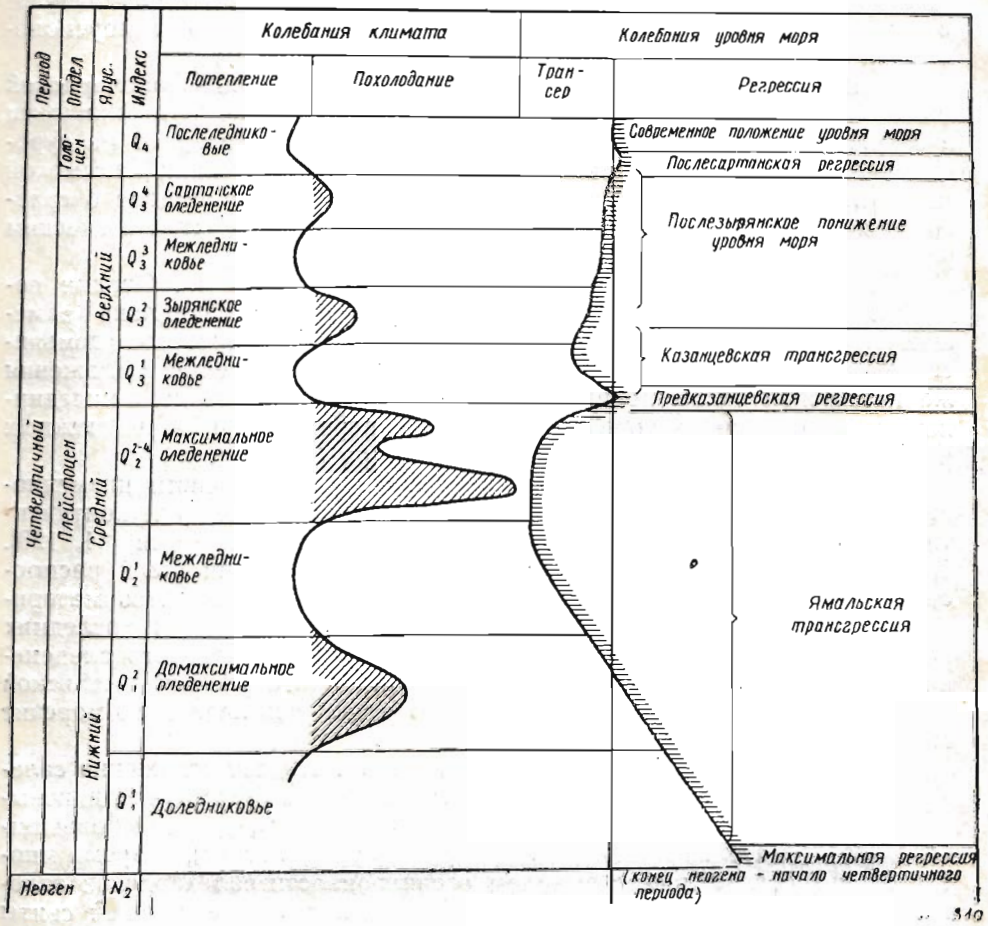


Рис. 65. Схема колебаний климата и уровня моря и их соотношений во времени для Северо-Запада Западно-Сибирской низменности (по Г. И. Лазукову)

Анализ фактического материала по геологическому строению Севера Западной Сибири свидетельствует о том, что проявление изостатического фактора не оказало здесь значительного влияния на общий ход тектонических процессов (рис. 65). Совпадение древнего оледенения с начальными этапами трансгрессии, а максимального оледенения с наибольшим подъемом уровня бассейна не могло быть связанным с изостатическими движениями. Трансгрессии и регрессии моря происходили на Севере Западно-Сибирской низменности в результате тектонических движений поверхности суши и эвстатических движений уровня океана.

Признание тектонических и эвстатических движений, проявлявшихся независимо от ледниковой нагрузки или разгрузки маломощного ледникового покрова Сибири, главным фактором колебаний уровня Мирового океана объясняет своеобразие местных соотношений между оледенениями и трансгрессиями.

Казанцевская свита. Отложения, синхронные казанцевским слоям, выделенным В. Н. Саксом на Северо-Западе низменности, называли сангомпанскими. Но Новосибирское межведомственное стратиграфическое совещание решило упразднить термин «сангомпанские отложения» ввиду одновозрастности с казанцевскими.

Казанцевские отложения имеют довольно широкое распространение в пределах Западно-Сибирской низменности. Наиболее полно они представлены в долине Оби, где вскрываются в значительном числе пунктов право- и левобережья выше уреза воды. Кроме того, они известны и довольно широко распространены в бассейнах рек Полуя, Надыма, Пура, на Тазовском полуострове, на Ямале [84, 120]. Представлены они разнообразными генетическими типами: морскими, эстуарными, аллювиальными и аллювиально-озерными. Морские фации развиты только в северной части. По литологическому составу их можно разделить на три группы:

1. Супесчано-суглинистые, реже глинистые отложения, внутри которых, как правило, четко выражена преимущественно горизонтальная, реже диагональная слоистость.

2. Песчаные отложения, преимущественно тонко- и мелкозернистые с разнообразными типами горизонтальной и диагональной слоистости.

3. Чередование пачек слоев супесчано-суглинистых и песчаных отложений. Преобладают пески, супеси или суглинки.

Закономерности в пространственном расположении указанных групп найти не удается. Все три группы встречаются во всем разрезе и могут находиться в его различных (по вертикали) частях. При этом замещения песчаных отложений супесчано-суглинистыми иногда происходят на коротких расстояниях, измеряемых десятками, а местами единицами метров.

Для казанцевских отложений одной из наиболее характерных особенностей является наличие значительного количества растительных остатков в виде прослоев. Иногда же встречаются линзы и прослои торфяников (до 0,5—1 *м*). Сохранность растительных остатков хорошая. Из казанцевских отложений М. Г. Кипиани были определены: травянистые растения (*Azolla* sp., *Bryales, Potamogeton* sp., Graminea gen., *Menyanthes trifoliata*) и древесные породы (*Picea* sp., *Larix* sp., *Salix* sp., два вида рода *Betula*, в том числе *Betula nana* L. и др.).

Казанцевские отложения залегают в ложбинообразных углублениях на размытой поверхности салехардской свиты. В связи с этим гипсометрическое положение их подошвы имеет значительные колебания (до 40—50 *м*).

Помимо неровностей о размыве свидетельствуют и базальные валунно-галечниковые горизонты на контакте салехардских и казанцевских отложений. Базальные горизонты отмечены в долине Оби (в районе сел. Киеват, Сохын-Пол, Казым-Мыс, ниже устья р. Аксарки и др.), на Тазовском полуострове, в бассейне Надыма и т. д.

Природные условия времени аккумуляции казанцевской свиты. Казанцевские отложения в фаунистическом отношении обычно являются немыми. Только в северных частях района (Ямал, Тазовский полуостров, низовья Пура) в них встречена морская фауна моллюсков, аналогичная фауне казанцевских же отложений более восточных районов

(низовья Енисея). Наиболее характерны *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L., *Zyrphaea crispata* L., *Macoma baltica* L. и др. Указанная фауна является теплолюбивой и свидетельствует о межледниковых климатических условиях.

Спорово-пыльцевые анализы также показывают, что растительность в это время была довольно теплолюбивой, сходной с современной (рис. 66). Однако верхняя часть казанцевских отложений накапливалась в довольно суровых климатических условиях. Об этом свидетельствуют изменения в характере спорово-пыльцевых спектров. Кверху увеличивается количество пыльцы травянистых растений и кустарниковых форм березы [26, 87]. Заключительные фазы казанцевской трансгрессии происходили, вероятно, уже в начальные этапы зырянского оледенения. Об этом позволяют говорить и некоторые геологические данные. А именно в ряде мест в низовьях Оби нам удалось наблюдать обогащение верхней части казанцевских отложений обломочным материалом. О переходе казанцевских отложений вверх по разрезу в ледниково-морские отложения указывает для Ямала и Ю. Н. Кулаков [78]. Кроме того, в верхней части аллювиальных и аллювиально-озерных фаций казанцевских отложений в ряде мест отмечаются мерзлотные деформации.

Зырянское оледенение. Зырянские отложения на Северо-Западе низменности имеют довольно ограниченное распространение. Они отмечаются только в приуральской части, не распространяясь далеко на восток в пределы низменности. Однако о размерах этого оледенения существуют различные точки зрения (рис. 67). Зырянские отложения залегают, как правило, в верхних частях разреза водораздельного плато. Представлены они довольно разнообразными отложениями (суглинки, супеси, пески, валунно-галечниковые отложения). В генетическом отношении преобладает комплекс флювиогляциальных отложений. Морена встречается значительно реже, преимущественно на левобережье Оби. На правобережье морену отмечали только на мысе Салемал, в районе Салехарда и в низовьях Полуя. На мысе Салемал в районе распространения зырянских отложений отмечается также ледниково-аккумулятивный холмисто-грядовый рельеф. В пределах южной части Ямала на основании морфологических различий в ледниково-аккумулятивном рельефе В. К. Хлебников выделяет несколько стадий зырянского оледенения.

Как было сказано выше, начало зырянского оледенения совпало с концом казанцевской трансгрессии. Последующие этапы этого оледенения также происходили при более высоком уровне Полярного бассейна. Такой же точки зрения придерживаются и Ю. Н. Кулаков [78], С. А. Архипов [6] и другие. В. Н. Сакс в прежних своих работах [123] также признавал, что зырянское оледенение происходило в эпоху высокого стояния уровня Полярного бассейна. Однако в дальнейшем [125] он отказался от такого вывода и считает, что в эпоху этого оледенения уровень моря был на 100 *м* ниже современного. Такого мнения придерживается и ряд других авторов [44, 133].

Отложениями зырянского оледенения заканчивается строение водораздельного плато. Они перекрываются лишь маломощной (0,5—1 *м*) толщей слабо облёссованных супесей и суглинков, имеющих покровный характер, и осадками озерно-болотного происхождения (илы, торф).

Отложения современных долин. Как указывалось выше, долины современных рек имеют очень большую ширину. Внутри них помимо поймы четко выделяются три надпойменные террасы, прослеживающиеся как в пределах области трансгрессий, так и южнее. Наиболее высо-

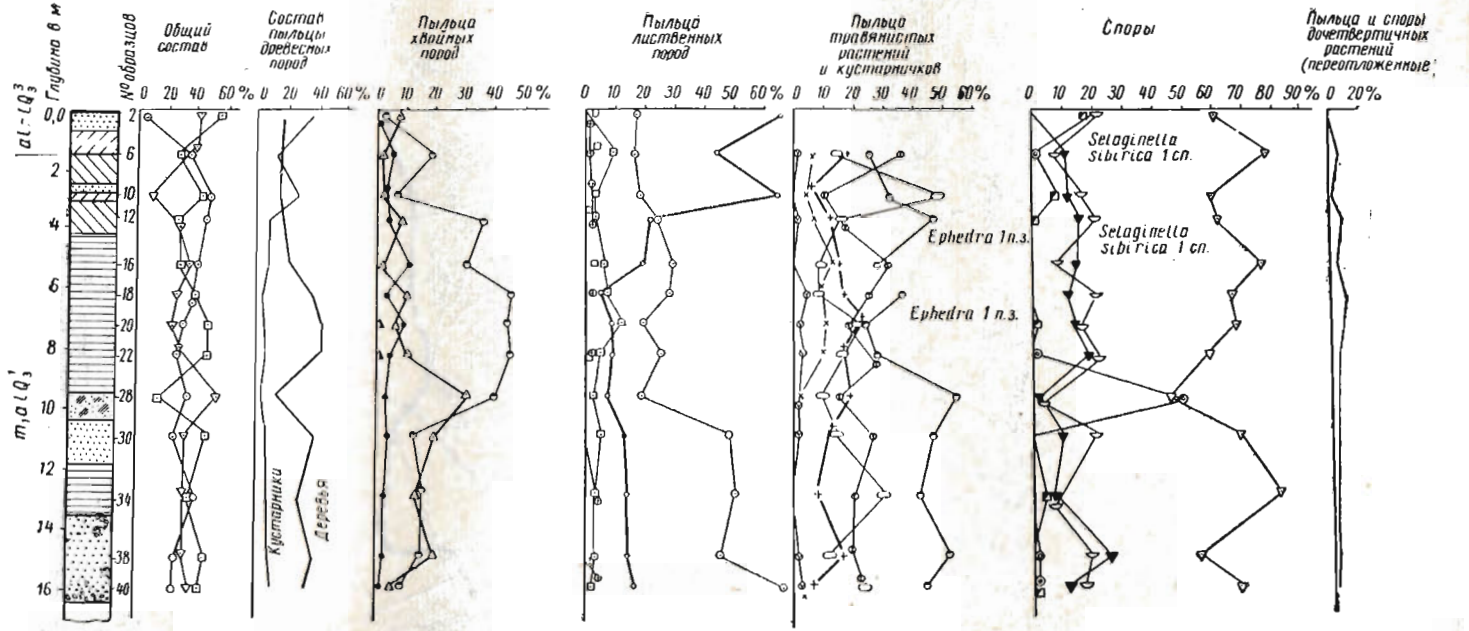


Рис. 66. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза казанцевских отложений (р. Б. Обь, с. Питляр). Анализы Н. С. Соколовой. Условн. обозн. см. на рис. 16

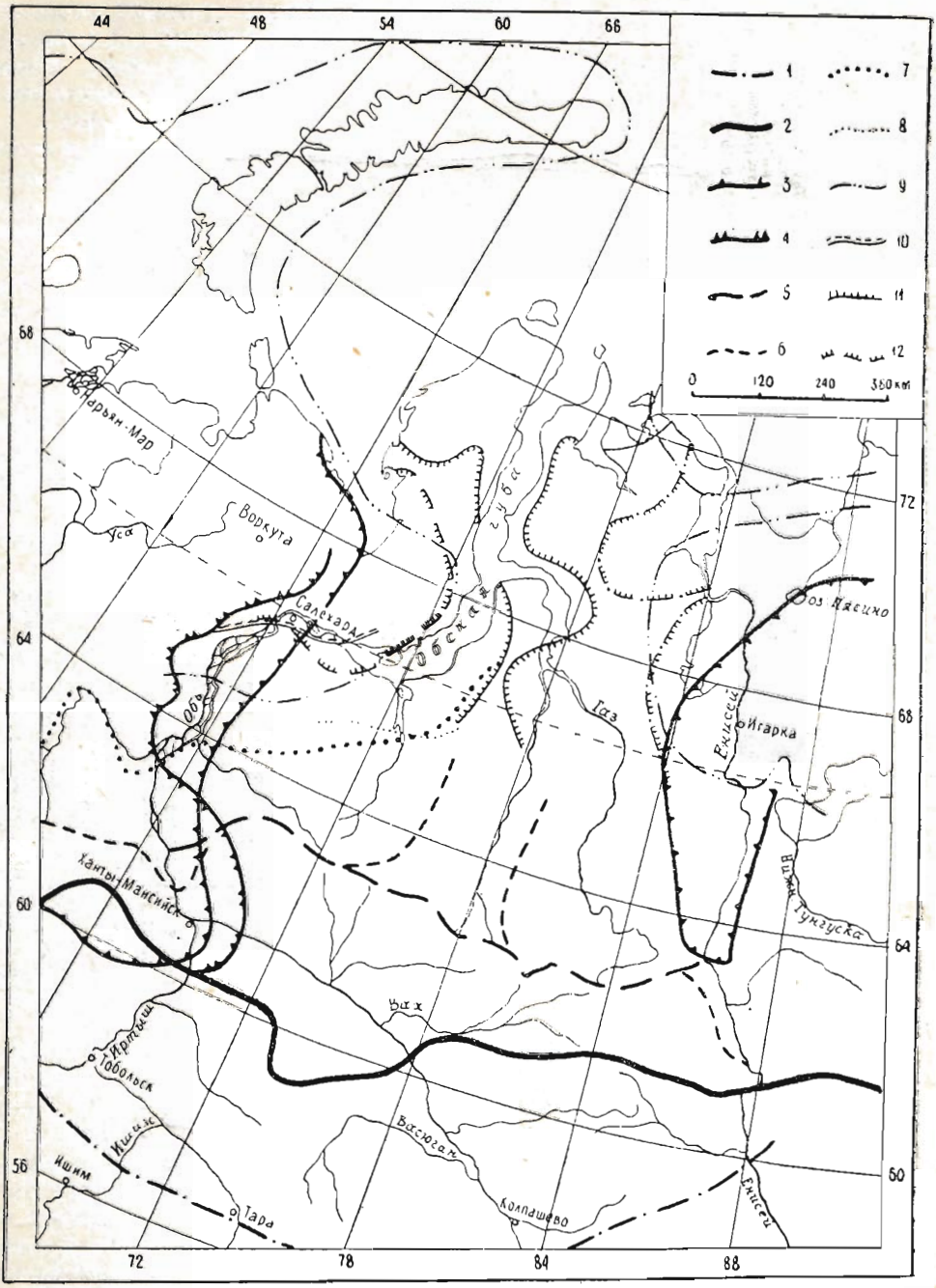


Рис. 67. Карта границ оледенений Западно-Сибирской низменности.
Граница максимального оледенения: 1 — по В. И. Орлову; 2 — по А. А. Земцову, С. Б. Шацкому и др.; 3 — по А. И. Попову; 4 — по Г. И. Лазукову; Граница тазовского оледенения (стадии): 5—по А. А. Земцову, С. В. Шацкому и др.; 6 — по карте четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000; Граница зырянского оледенения: 7 — по С. А. Яковлеву; 8 — по С. Г. Бочу; 9 — по В. Н. Саксу; 10 — по Г. И. Лазукову; 11 — по карте четвертичных отложений Советской Арктики, граница пассивного оледенения; 12 — по карте четвертичных отложений Советской Арктики, граница активного оледенения

кая терраса — в сущности аллювиально-озерная равнина, возвышается над урезом воды на 30—40 *м* и является эрозионно-аккумулятивной поверхностью. Цоколь находится на 15—25 *м* выше уреза воды. Две более низкие террасы (15—20 и 8—12 *м*) являются преимущественно аккумулятивными (см. рис. 58). Аллювиальные отложения террас представлены песками, супесями и суглинками. Нередко в них встречаются растительные остатки или прослои торфа.

Геолого-геоморфологические и палеоботанические данные позволяют говорить о том, что формирование всех трех террас происходило в послезырянское время [84].

При этом образование аллювиально-озерной равнины и второй надпойменной террасы происходило в каргинское время, а первой надпойменной террасы—в сартанское время. В течение голоцена возникла только пойма, ширина которой достигает местами 65 *км*, а мощность аллювия до 35—45 *м*.

СЕВЕРО-ВОСТОК ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (БАССЕЙН НИЖНЕГО ЕНИСЕЯ И ЕНИСЕЙСКО-ТАЗОВСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ)

На Северо-Востоке, как и на Северо-Западе низменности, четвертичные отложения залегают на сильно размытой поверхности дочетвертичных пород. Наиболее низкие отметки подошвы четвертичных отложений находятся на 150—200 и более метров ниже уровня моря. Наиболее древние отложения залегают в понижениях и вскрываются только скважинами (рис. 68).

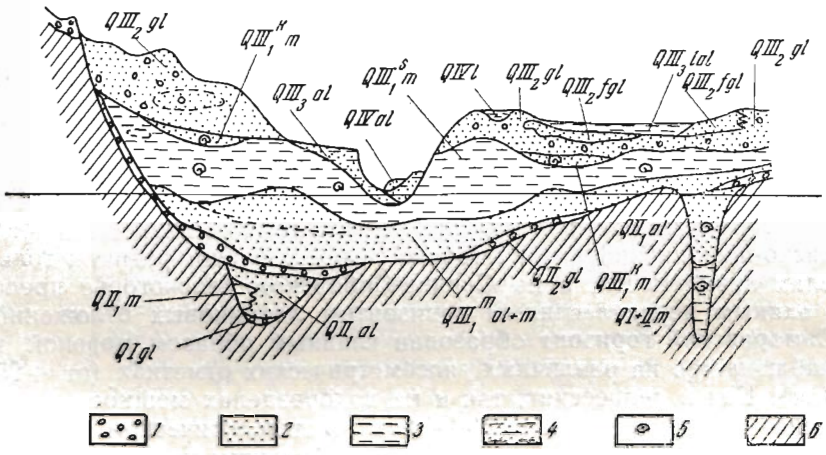


Рис. 68. Схема залегания четвертичных отложений на Севере Западной Сибири и в Таймырской низменности (по В. Н. Соколову):
1 — валуны; *2* — пески; *3* — суглинки; *4* — супеси; *5* — морская фауна; *6* — коренные породы

Нижне- и среднеплейстоценовые отложения. К перемытой морене нижнеплейстоценового оледенения В. Н. Саксом [125] отнесены предположительно валунно-галечниковые отложения, залегающие внизу четвертичного разреза Усть-Енисейского порта в глубоком погребенном каньоне. Мощность отложений достигает 19 *м*, а залегают они на 150 *м* ниже уровня Енисея. Они перекрываются довольно мощной (77—88 *м*) песчаной толщей, содержащей прослои галечников, глин и обломков древесины лиственницы.

С. А. Архипов [7] указывает наиболее древние четвертичные отложения в долинах Турухана и Елогуя, где они залегают на 200—265 *м* ниже уровня Енисея и представлены галечниками и редкими валунами. Преобладают породы трапповой формации, а среди них диабазы. С. А. Архипов эти отложения считает аллювием Пра-Енисея и его притоков.

С. Б. Шацкий аналогичные образования относит к морене нижнеплейстоценового оледенения. В. А. Зубаков также указывает отложения демьянского оледенения в бассейне Нижнего Енисея [59].

Выше по разрезу, в пределах депрессий, залегает мощная (до 60—80 *м*) толща преимущественно супесчано-суглинистых и глинистых отложений, внутри которых встречены солоноватоводные диатомеи и известковые конкреции.

Геохимический анализ глин, по мнению Н. С. Спиро, свидетельствует о том, что аккумуляция их происходила в условиях морских лагун [7].

Имеющиеся данные позволяют говорить, что среди рассматриваемых осадков имеются как морские, так и аллювиальные отложения. В. Н. Сакс [125] считает, что в первой половине среднего плейстоцена на Севере низменности была трансгрессия, которая и обусловила аккумуляцию морских осадков.

З. В. Алешинская [1] указывает для отложений рассматриваемого времени бореальные и даже южнобореальные виды диатомовых (*Melosita scabrosa* Ostr., *Cymbella cymbiformis* (Ag. Kütz.) V. H.). Арктические виды отсутствуют полностью. На основании этого З. В. Алешинская считает, что климатические условия были аналогичны современным, а возможно, и несколько благоприятнее.

Стратиграфическое положение осадков определяется первой половиной среднего плейстоцена. Они залегают между нижнеплейстоценовыми отложениями и отложениями эпохи самаровского оледенения (тобольское межледниковье).

Комплекс отложений, отвечающий эпохе максимального оледенения, является наиболее сложнопостроенным. Внутри него выделяются как разногенетические, так и разновозрастные горизонты: самаровский, мессовско-ширтинский и санчуговско-тазовский. Они развиты только в пределах низменности, а на Средне-Сибирском плоскогорье представлены единым нерасчлененным горизонтом ледниковых отложений [7].

Самаровский горизонт образован главным образом мореной, которая наблюдается на различных гипсометрических отметках (от +250 до —120 *м*). Как в депрессиях, так и на водоразделах мощность ее более или менее одинаковая, около 30—40 *м*. В литологическом отношении морена супесчано-суглинистая с довольно большим количеством валунно-галечникового материала. В последнем преобладают трапповые породы со Средне-Сибирского плоскогорья [7].

В низовьях Енисея (район Усть-Енисейского порта) самаровские отложения — валунно-галечниковые и песчаные. В. Н. Сакс [125] признает эти отложения за продукт перемыва собственно ледниковых отложений. На левобережье Енисея и островах Оленьем и Дорофеевском В. Н. Соколов [129] также указывает валунно-галечниковые образования. На р. Танаме Ю. Н. Кулаковым описана морена самаровского оледенения.

Таким образом, в наиболее северных районах отложения самаровского оледенения представлены главным образом продуктами размыва морены, а южнее имеют широкое распространение собственно ледниковые отложения.

Мессовско-ширтинский горизонт. Самаровские отложения перекрывает довольно мощная и разнообразного состава толща отложений аллювиального, аллювиально-озерного, прибрежно-морского и морского происхождения. Впервые аллювиальные мессовские отложения были выделены В. Н. Саксом для низовий Енисея. Представлены они главным образом песками, залегающими на размытой самаровской морене. Мощность их достигает 70—90 *м*. В дальнейшем были установлены и морские отложения, в основном супесчано-суглинистые с единичной галькой, с растительными остатками. С. А. Архипов южную границу мессовского бассейна проводит в районе Туруханска [7]. Южнее рассматриваемые отложения представлены аллювиальными и аллювиально-озерными образованиями.

Результаты спорово-пыльцевых анализов мессовских отложений довольно противоречивы. Одни получили спектры тундрового и лесотундрового типа, другие — спектры темнохвойной тайги. Расхождения в результатах анализов являются одной из основных причин различного толкования физико-географических условий времени аккумуляции мессовских отложений. С. А. Архипов считает, что мессовское время было межстадиальным, потому что на правобережье Енисея в пределах Средне-Сибирского плоскогорья мессовские отложения выклиниваются, а самаровские и санчуговско-тазовские образуют здесь единый горизонт. В. Н. Сакс, С. А. Стрелков и В. А. Зубаков мессовское время считают межледниковым.

При определении межстадиального или межледникового характера рассматриваемых отложений нельзя опираться только на данные спорово-пыльцевых анализов, так как нельзя отделить четвертичную переотложенную пыльцу от непереотложенной. Однако характер переотложения и количество переотложенной пыльцы, безусловно, могли быть разными для одних и тех же горизонтов, но расположенных в различных районах. Поэтому в настоящее время все же необходимо главное внимание обращать на геолого-геоморфологические данные.

Санчуговско-тазовский горизонт. К этому горизонту относится мощная и сложно построенная толща преимущественно супесчано-суглинистых осадков, имеющая очень широкое распространение в пределах всего рассматриваемого района.

Санчуговские отложения, выделенные В. Н. Саксом, в течение длительного времени считались морскими межледниковыми и относились к верхнему плейстоцену. В последние годы (1955—1961 гг.) рядом исследователей было доказано, что такая интерпретация является неверной (С. А. Архипов, Ю. А. Лаврушин, В. А. Зубаков, Б. В. Мизеров и др.). Было выяснено, что санчуговские отложения синхронны тазовскому оледенению (стадии) и наряду с морскими фациями содержат и ледниково-морские. Синхронность санчуговских отложений тазовской стадии была признана большинством участников Новосибирского межведомственного стратиграфического совещания.

Санчуговские отложения вскрыты как скважинами, так и большим числом естественных обнажений. В связи с этим литологические особенности их изучены хорошо. Супесчано-суглинистые отложения имеют различный состав. Во всем разрезе постоянно встречается валунно-галечниковый материал. Песчаные отложения чаще всего мелкозернистые. Как в супесчано-суглинистых, так и в песчаных отложениях очень часто отмечается хорошо выраженная слоистость различных типов. Своими структурно-текстурными и литологическими особенностями санчуговские отложения очень похожи на салехардские, с которыми они сходны и в генетическом отношении.

Наиболее глубокие отметки подошвы санчуговских отложений наблюдаются значительно ниже уровня моря, а наиболее высокие отметки кровли в низовьях Енисея достигают 160—180 *м* над уровнем моря. Мощность санчуговских отложений достигает 90 *м* и, вероятно, еще больше.

Прослеживание взаимоотношений санчуговских отложений с тазовскими свидетельствует об их одновозрастности (рис. 69). Ледниково-

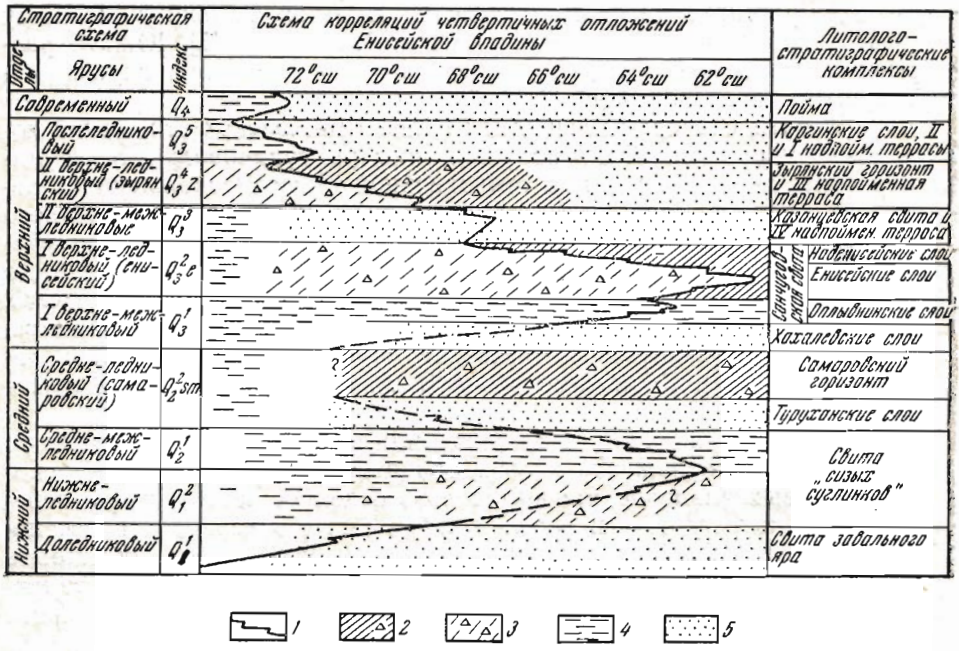


Рис. 69. Схема стратиграфии четвертичных отложений ледниковой зоны Приенисейской Сибири (по В. А. Зубакову):
1 — граница между морскими и континентальными фациями четвертичных отложений; *2* — области развития ледниковых фаций; *3* — области развития ледниково-морских фаций; *4* — области развития морских и озерных глинистых фаций; *5* — области развития морских и континентальных песчаных фаций

морские отложения при движении к югу и на восток (в сторону Средне-Сибирского плоскогорья) замещаются ледниковыми (моренными) отложениями тазовской стадии [7]. Наиболее южные выходы санчуговских отложений отмечаются В. А. Зубаковым в долине Енисея в районе Подкаменной Тунгуски [55].

Природные условия времени аккумуляции санчуговско-тазовских отложений. Санчуговские отложения содержат довольно разнообразный комплекс морских моллюсков. Наиболее характерными видами являются: *Portlandia lenticula* (Möll.), *P. arctica* (Gray), *Nucula tenuis* (Mont.), *Arca glacialis* Gray, *Cardium ciliatum* Fab., *Macoma calcarea* (Chemn.) и др. Фауна сравнительно глубоководная и представлена значительным числом арктических видов. Это очень хорошо согласуется с выводами о синхронности санчуговских отложений эпохе оледенения. Диатомовые в санчуговских отложениях встречаются сравнительно редко. Они чаще всего пресноводные и пресноводно-солоноватоводные. Однако З. В. Алешинской были определены из санчуговских отложений морские, солоноватоводные и пресноводные формы. Явное преоб-

ладание имеют арктические и аркто-бореальные виды (*Thalassiosira gravida* Cl., *Cocconeis scutellum* Ehr., *Achnanthes groenlandica* (Cl.) Grun., *Diploneis subcincta* (A. S.) Cl., *Navicula glacialis* var. *septentrionalis* Cl. [8].

Санчуговские отложения содержат значительное количество пыльцы и спор. Наряду с четвертичными встречается и много дочетвертичных форм. Пыльца древесных и травянистых растений, а также споры по разрезу значительно меняются, что затрудняет интепретацию данных. В спорово-пыльцевых спектрах, как правило, преобладает пыльца травянистых и кустарниковых растений. Содержание пыльцы кустарниковой березы достигает 25—55%. Среди травянистых преобладают злаки. Встречаются споры арктических видов плаунов. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сибирского кедра [7]. Эти данные, как и фаунистические, позволяют говорить о суровых климатических условиях во время аккумуляции санчуговских отложений.

Казанцевская свита представлена супесями, суглинками и песками. Часто в них сдержатся растительные остатки, образующие иногда торфянистые прослои.

Казанцевские отложения залегают на санчуговско-тазовских отложениях с размывом. В связи с этим подошва казанцевских отложений испытывает значительные колебания. С. А. Архипов указывает, что колебания эти отмечаются от +30 *м* до —30 *м*. На контакте довольно часто отмечаются гравийно-галечниковые отложения. Наличие размыва между рассматриваемыми отложениями указывает В. Н. Соколов для южной половины Гыданского полуострова. Севернее они более или менее постепенно переходят друг в друга.

В генетическом отношении казанцевские отложения представлены несколькими типами: на севере (приблизительно до широты Игарки) распространены морские, южнее — озерные и эстуарные, а еще южнее — аллювиальные фации, которые слагают третью надпойменную террасу Енисея [7].

Морской генезис доказывает многочисленная и разнообразная в видовом отношении фауна моллюсков. Наиболее характерны *Cardium edule* L., *Cyprina islandica* L., *Zyrphaea crispata* L., *Macoma baltica* L., *Astarte borealis* (Chemn.), *Balanus balanoides* L. и др. Значительная часть видов моллюсков из казанцевских отложений является бореальной и менее глубоководной по сравнению с санчуговской фауной. Фаунистические данные указывают на то, что климатические условия в казанцевское время были благоприятными. Состав фауны помимо этого свидетельствует о значительно большем проникновении атлантических вод в восточные районы, чем в современную эпоху (В. Н. Сакс, С. А. Стрелков, В. Н. Соколов, М. А. Лаврова, С. Л. Троицкий).

Палеоботанические данные также свидетельствуют о межледниковом возрасте казанцевских отложений. Спорово-пыльцевые данные из озерных и эстуарных отложений свидетельствуют о растительности таежного типа. В спектрах преобладает пыльца древесных пород при значительном содержании пыльцы ели, сибирского кедра, пихты. В. Н. Соколов [129] отмечает, что спорово-пыльцевые спектры казанцевских отложений из разных участков Гыданского полуострова довольно значительно отличаются друг от друга. В одних разрезах преобладает древесная, в других — травянистая пыльца. В некоторых разрезах древесная пыльца преобладает только внизу разреза, а в верхних частях преобладает травянистая пыльца. Допустимо, что за время аккумуляции казанцевских отложений произошли существенные изменения в характере растительности. Аналогичные изменения в характере

спорово-пыльцевых спектров имеют место и в пределах бассейна Нижней Оби, где верхние части разреза характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений (начальные фазы зырянского оледенения).

Отложения зырянского оледенения. И на Северо-Западе и на Северо-Востоке низменности комплекс ледниковых отложений зырянского оледенения слагает верхнюю часть разреза водораздельных плато. Собственно ледниковые (моренные) отложения представлены валунными плохо сортированными супесями и суглинками. Среди обломочного материала преобладают породы трапповой формации, наряду с которыми встречаются меловые осадочные породы [129]. Валунные суглинки и супеси не имеют сплошного распространения, а встречаются в виде отдельных пятен среди песчаных отложений. Иногда они фациально переходят в слоистые глины и суглинки. Эту особенность С. А. Архипов объясняет тем, что аккумуляция ледниковых отложений происходила в условиях сильного обводнения. Он склонен считать, что зырянское оледенение происходило при более высоком уровне Карского моря. Такой же точки зрения придерживался ранее и В. Н. Сакс [123].

В пределах распространения зырянского оледенения развит ледниково-аккумулятивный холмисто-грядовой рельеф относительной высоты до 30—40 *м*. Этот рельеф развит на право- и левобережье Енисея. Большинством исследователей он признается камовым и озовым. Однако в ряде участков установлено, что холмы и гряды только с самой поверхности прикрыты маломощными песчано-гравийно-галечниковыми отложениями. Под ними же залегают дочетвертичные или санчуговские отложения [78]. Это обстоятельство заставляет сильно сомневаться в ледниково-аккумулятивной природе всего холмисто-грядового рельефа. Вероятно, природа его не везде одинакова. Часть холмисто-грядового рельефа, возможно, окажется в дальнейшем аналогичной холмисто-грядовому рельефу Тазовского полуострова, где рельеф имеет эрозионно-тектонико-мерзлотную природу [5, 149].

Сопоставление основных этапов развития Обско-Пуровского и Приенисейского районов. Сравнивая особенности геологического строения и палеогеографического развития западных и восточных районов Севера низменности, нельзя не заметить значительного сходства. В пределах всей области трансгрессии четвертичные отложения залегают на глубоко расчлененной поверхности дочетвертичных пород. При этом наиболее древние горизонты, как правило, выполняют наиболее глубокие участки древних долин. Осадки нижне- и среднеплейстоценового времени в значительной своей части представлены морскими или прибрежно-морскими образованиями. Но проступают и различия. В пределах Обско-Пуровского междуречья осадконакопление шло непрерывно до заключительных фаз ямальской трансгрессии. При этом условия аккумуляции не испытывали сколько-нибудь существенных изменений. Благодаря этому накопилась сравнительно однообразная толща осадков ямальской серии мощностью до 300 *м*. Формирование ее могло происходить только при условии постоянного тектонического погружения, компенсированного осадконакоплением.

На Северо-Востоке, в бассейне Енисея, характер и генезис отложений во времени изменялись. Несколько иные и возрастные соотношения между оледенениями и трансгрессиями. На Западе всей эпохе максимального оледенения (вместе с самаровской и тазовской стадиями) соответствуют осадки салехардской морской свиты. В бассейне Енисея между отложениями максимальной (самаровской) стадии и санчуговско-тазовскими отложениями имеется хорошо выраженный

мессовский горизонт, представленный в основном аллювиальными, а на севере — морскими и прибрежно-морскими отложениями (рис. 70). Кроме того, в Приенисейском районе отложения самаровской стадии представлены континентальными фациями. В морские и ледниково-морские слои они, по-видимому, переходят в более северных и западных районах.

Указанные различия свидетельствуют, во-первых, о палеогеографической специфике условий в эпоху максимального оледенения даже

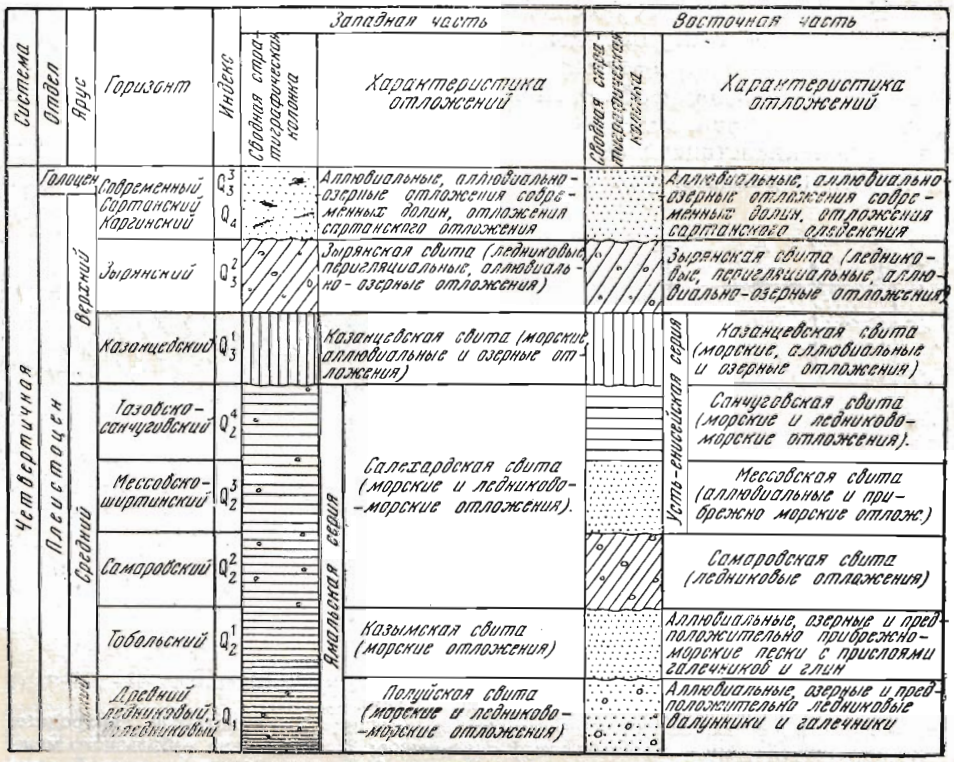


Рис. 70. Сводный стратиграфический разрез четвертичных отложений области трансгрессий Западно-Сибирской низменности (составлен Г. И. Лазуковым)

в смежных районах, и, во-вторых, о различном характере тектонических движений в Северо-Западных и Северо-Восточных частях низменности. Северо-Запад испытывал постоянное погружение. Приенисейская часть низменности в силу положительных движений, а может быть из-за стабильного положения, в период самаровской стадии являлась сушей. Оживление положительных тектонических движений в послесамаровское время обусловило частичный размыв ледниковых отложений и накопление мессовских отложений. Только после этого знак меняется на противоположный, что обусловливает проникновение на юг вод Полярного бассейна. Этому времени соответствует аккумуляция санчуговских отложений, фациально замещающихся тазовскими ледниковыми отложениями.

Таким образом, даже в пределах Севера Западной Сибири различный характер тектонических движений определяет различные пространственные и временные отношения между морскими и ледниковыми от-

ложениями, то есть синхронность или метахронность оледенений и трансгрессий.

В предказанцевское и казанцевское время тектонический режим как на западе, так и на востоке был, вероятно, одинаковым. Это обусловило сначала регрессию и врезание, а впоследствии новую, но уже меньшую по размерам, казанцевскую трансгрессию.

ЛЕДНИКОВАЯ ОБЛАСТЬ

Наиболее распространенными здесь являются отложения максимального оледенения, выходы которых имеются и в пределах водораздельного плато, и в долинах (в цоколях террас). Более древние отложения в естественных обнажениях встречаются довольно редко, так как залегают, как правило, ниже уреза рек.

Нижнеплейстоценовое (демьянское) оледенение. На Западе низменности в долинах рек Северной Сосьвы, Казыма, Оби (на широте

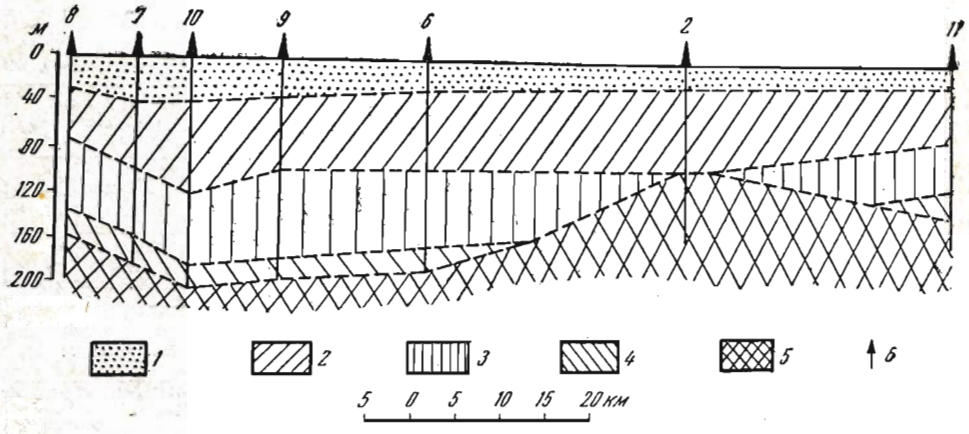


Рис. 71. Схематический геологический профиль на участке пос. Березово-устье р. Амня (по данным бурения СГПК):
1 — верхнечетвертичные и современные отложения; *2* — отложения, синхронные среднечетвертичному (максимальному) оледенению; *3* — отложения тобольского межледниковья; *4* — отложения нижнечетвертичного (демьянского) оледенения; *5* — дочетвертичные отложения; *6* — скважины

поселка Березово) рассматриваемые отложения залегают в основании четвертичного разреза, ложась непосредственно на палеогеновые породы. Они наблюдаются в пределах древних долин и залегают на 150—190 *м* ниже уровня моря (рис. 71) и достигают мощности 30—35 *м*.

Осадки представлены супесями и суглинками серых и темно-серых тонов, плотными, неслоистыми, комковато-оскольчатыми, со значительным количеством зерен песчаной фракции. Характерной особенностью является постоянное присутствие гравийно-галечникового и реже валунного материала, состоящего из изверженных и метаморфических пород уральского комплекса. Вместе с ними встречаются и осадочные мезо-кайнозойские породы (опоки, глины и др.).

Литологические и структурно-текстурные особенности отложений свидетельствуют о ледниковом происхождении. В ряде скважин удалось наблюдать перемятость верхних горизонтов палеогеновых пород. Возникновение ее могло быть обусловлено только механическим воздействием ледника на эти породы во время движения. Ледниковый

генезис аналогичных отложений в долине Северной Сосьвы признает и Г. Ф. Лунгерсгаузен [91]. Наличие в них большого количества обломков и включений третичных осадочных пород дало ему основание назвать эти отложения «моренным свалом».

В более южных районах бассейна Оби нижнеплейстоценовые отложения пока неизвестны, вероятно, главным образом из-за отсутствия достаточного количества скважин в пределах древних погребенных долин.

Нижнеплейстоценовый возраст рассматриваемых отложений устанавливается исходя из условий залегания в основании четвертичного разреза под мощной толщей более молодых осадков, относящихся к среднему плейстоцену (к тобольскому межледниковью и самаровскому оледенению). От осадков самаровского оледенения они отделены 80—100-метровой толщей хорошо отсортированных отложений озерного и эстуарного происхождения. Как указано выше, отложения демьянского оледенения переходят к северу в морские и ледниково-морские осадки полуйской свиты.

В пределах восточной части низменности отложения демьянского оледенения известны главным образом в бассейне Енисея. Для северной части этого района нижнеплейстоценовые отложения, залегающие в основании четвертичного разреза, нами указывались выше. Южнее следы нижнеплейстоценового оледенения, представленные флювиогляциальными галечниками и гравелистыми песками, Л. А. Рагозин и С. В. Сухов [117] указывают в бассейнах рек Сыма и Кети. Среди валунного материала встречаются породы, принесенные с Енисейского кряжа. Б. В. Мизеров [97] отмечает ледниковые отложения этого возраста, представленные плотными валунными суглинками в бассейне Елогуя, по Енисею ниже Осиновского порога и в ряде других мест. Валунно-галечниковый материал представлен породами Сибирской платформы. В. А. Зубаков относит часть указанных Б. В. Мизеровым выходов отложений нижнеплейстоценового оледенения к самаровскому оледенению.

Петрографический состав обломочного материала дает основание для предположения о наличии в рассматриваемом районе двух ледниковых потоков: среднесибирского и североенисейского. Границу первого Б. В. Мизеров проводит по правобережью Елогуя, от его верховьев к бассейну р. Каменного Дубчеса. Границы североенисейского ледника он намечает в пределах современного Енисея и по западной и северо-западной окраине Енисейского кряжа.

Тобольское межледниковье. Его отложения широко распространены в Северо-Западной части низменности. Значительная часть этих отложений залегает ниже уреза рек и скрыта от непосредственного наблюдения.

В бассейне Нижней Оби это супесчано-суглинистые отложения аллювиально-озерного и озерного происхождения. Иногда внутри них встречаются прослои и линзы мелко- и тонкозернистых песков. Как правило, в осадках наблюдается тонкая, преимущественно горизонтальная слоистость. Участками встречаются растительные остатки. В обнажениях вскрывается только верхняя часть толщи, перекрытая мореной самаровского оледенения. Мощность тобольских отложений измеряется несколькими десятками метров (рис. 72).

Спорово-пыльцевые анализы показывают на растительность таежного характера и физико-географические условия, близкие к современным или даже несколько более благоприятные. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца древесных растений (сибирского кедра,

березы, ели, постоянно встречается пыльца пихты). Пыльца кустарниковых форм березы встречается в меньшем количестве, чем в отложениях холодных эпох.

Спорово-пыльцевые спектры в тобольских отложениях заметно изменяются кверху. Здесь уменьшается количество пыльцы древесных растений и наблюдается увеличение содержания пыльцы кустарниковых форм березы.

Заключительные этапы аккумуляции происходили в начале максимального оледенения.

Тобольские отложения широко распространены и в низовьях Иртыша, где впервые были изучены В. Н. Сукачевым [139], затем

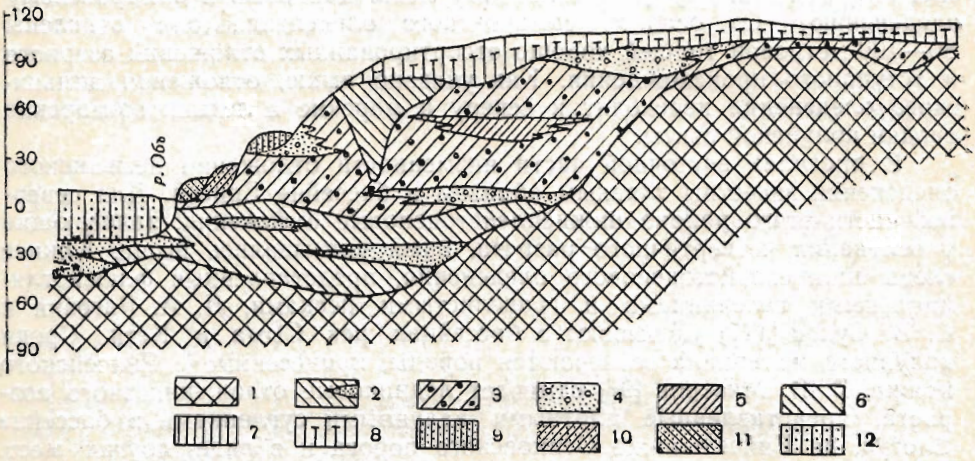


Рис. 72. Схема геолого-геоморфологического строения правобережья долины р. Оби (в зоне максимального оледенения):

1 — дочетвертичные отложения — Tr; 2 — подморенные «сизые суглинки» и пески (Q_2^1); 3 — морена максимального оледенения (Q_2^2); 4 — флювиогляциальные отложения максимального оледенения (Q_2^2); 5 — озерно-ледниковые отложения максимального оледенения (Q_2^2); 6 — аллювиально-озерные отложения (аналоги казанцевской свиты) (Q_3^1); 7 — аллювиально-делювиальные отложения синхронные зырянскому оледенению (Q_3^2); 8 — облёссованные покровные отложения смешанного происхождения (Q_{3-4}); 9 — отложения аллювиально-озерной равнины (Q_3^3); 10 — аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (Q_3^3); 11 — аллювиальные отложения первой надпойменной террасы (Q_3^4); 12 — аллювиальные отложения поймы (Q_4)

П. А. Никитиным [103]. Последний на основании изучения флоры из рассматриваемых отложений выделил флоры «сизых суглинков» и «диагональных песков». По мнению П. А. Никитина, эти флоры свидетельствуют о прохладно-холодных условиях.

В бассейне Енисея отложения тобольского межледниковья также имеют широкое распространение [58, 97]. Эти отложения содержат здесь растительные остатки, пресноводную диатомовую флору, остракоды и гастроподы, свидетельствующие об озерных и аллювиально-озерных условиях аккумуляции. Многочисленные палеонтологические данные позволяют относить формирование этих отложений к климатическим условиям, близким к современным.

В. А. Зубаков на основании спорово-пыльцевых данных в тобольском межледниковье выделяет три подфазы развития растительного

покрова: ранней является подфаза еловых лесов с пихтой. Средняя подфаза характеризуется преобладанием травянистой растительности (преобладают лебедовые, полынь, разнотравье и осока). Из древесных преобладает пыльца сосны и березы, иногда встречаются единичные зерна пыльцы липы и орешника (возможно, переотложенные). Верхняя подфаза вновь характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород, среди которой явное преобладание имеет пыльца ели (до 70—100%). Время наибольшего потепления сопоставляется со средней подфазой.

В бассейне Ваха к отложениям тобольского межледниковья относятся ларьякские слои песков с горизонтальной и косой слоистостью. В них встречаются прослои гравелистого материала, приуроченные к нижней части разреза. В песках содержится значительное количество растительных остатков: *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Link., *Juncus arcticus* Willd., *Betula* cf. *humilis* Schranv., *Papaver nudicaule, Potamogeton filiformis* Pers. и др. Флора ларьякских слоев аналогична флоре сизых суглинков и диагональных песков П. А. Никитина.

Таким образом, тобольское межледниковье в пределах ледниковой области представлено своеобразной и мощной толщей озерных и аллювиально-озерных отложений. Это время характеризовалось своеобразными условиями в пределах значительной территории.

Эпоха максимального (самаровского) оледенения. Разнообразие и сложность строения отложений максимального оледенения являются причиной довольно существенных разногласий о палеогеографии этого времени. Одними исследователями оно разделяется на две самостоятельных ледниковых эпохи. Другие признают одно оледенение, внутри которого было две стадии (самаровская и тазовская). Нам представляется правильным второй взгляд.

Отложения максимального оледенения имеют очень широкое распространение. Наиболее южные выходы отмечаются в низовьях Иртыша, где мощность их достигает нескольких десятков метров (обнажение у села Самарово). Наиболее полные разрезы отложений максимального оледенения вскрываются в склонах водораздельных плато, прорезанных крупными реками (Обь, Енисей и др.).

В долине Оби отложения самаровского оледенения вскрываются в большом числе разрезов, начиная от устья Иртыша и далее к северу. Представлены они собственно ледниковыми (моренными) и реже флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями.

Ледниковые отложения часто слагают почти полностью склоны водораздельного плато (Белогорского «материка»). Наиболее высокие отметки кровли 80—100 *м*. Подошва довольно часто находится ниже уреза рек. В местах выхода в береговых обрывах палеогеновых отложений подошва морены поднимается на 40—60 *м* выше уреза Оби (районы сел. Большого и Малого Атлыма, Низямы, Алешкинские), мощность ледниковых отложений достигает 100 *м*.

Морена максимального оледенения имеет довольно однообразный облик. Она представлена чаще всего грубыми суглинками и супесями темно-серых и серо-бурых цветов. Слоистость чаще всего отсутствует, но иногда все же ее удается наблюдать; слоистые участки по простиранию на коротких расстояниях замещаются неслоистыми. Морена имеет своеобразную комковато-оскольчатую и комковато-листоватую структуру. Валунного и гравийно-галечникового материала сравнительно мало. Максимальный размер валунов достигает 2—3 *м* в поперечнике. Преобладает валунный материал около 0,3—0,5 *м*.

Валунно-галечниковый материал представлен метаморфическими и изверженными породами уральского комплекса. Новоземельские породы отсутствуют. Иногда встречаются глыбы и обломки осадочных пород (опоки, глины). Выходы крупных глыб эоценовых опок в толще морены отмечаются в ряде пунктов (в районе Ханты-Мансийска, сел. Устье Иртыша, Кеушки и др.). Условия залегания позволяют уверенно считать эти глыбы отторженцами (рис. 73).

Чаще всего морена максимального оледенения представлена мощной и однородной толщей. Однако в ряде мест (например, у сел. Троицкого, Елизарова, Низямы и др.) наблюдается несколько горизон-

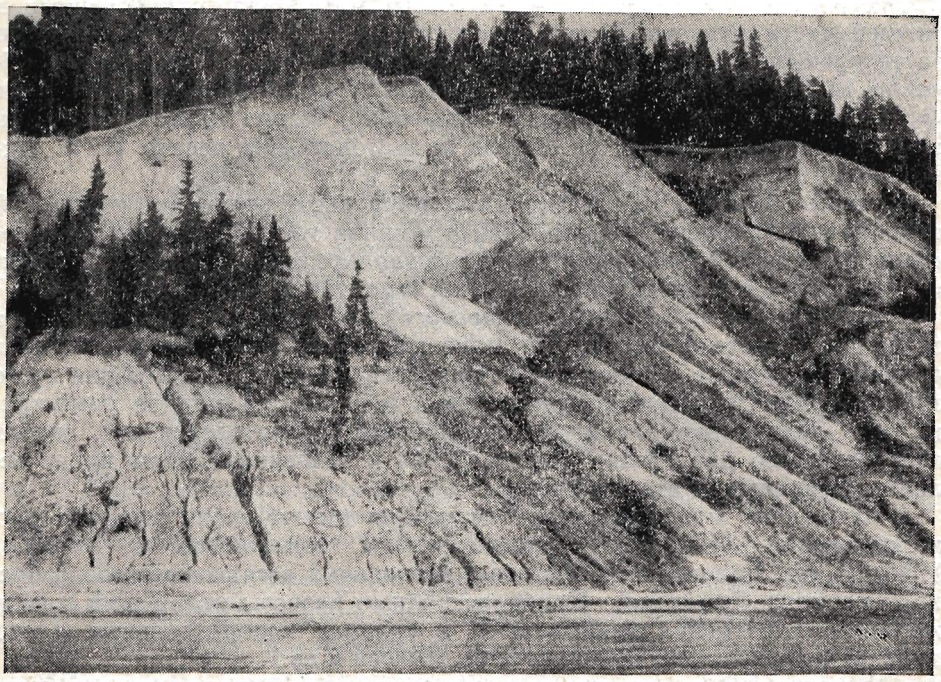


Рис. 73. Район самаровского отторженца (светлые пятна в левой части снимка — глыбы палеогеновых опок). Фото Г. И. Лазукова

тов моренных суглинков, разделенных прослоями флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений (рис. 74). Но эти горизонты не имеют широкого площадного распространения и на небольшом протяжении выклиниваются, замещаясь мореной.

В бассейне Оби морена максимального оледенения представляет собой единый комплекс. Выделить внутри нее хотя бы два горизонта, которые имели бы региональное распространение, не представляется возможным.

При движении на север от села Перегребного в моренных отложениях все чаще появляются прослои и линзы ленточно-слоистых супесей и суглинков. Еще севернее морена замещается морскими осадками салехардской свиты (см. выше).

Отложения максимального оледенения широко распространены и в восточной части низменности. Наиболее полные разрезы их имеются в бассейне Енисея. В литологическом отношении морена енисейского

района очень похожа на морену в бассейне Оби, то есть она представлена плохо отсортированными валунными неслоистыми супесями и суглинками. И здесь моренные отложения имеют значительно более широкое распространение по сравнению с флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Петрографический состав валунно-галечникового материала свидетельствует о том, что аккумуляция морены происходила за счет сноса со Средне-Сибирского плоскогорья. Преобладают валуны и галька траппового состава [7, 55, 97].

Наиболее широкое распространение моренных отложений самаровского оледенения отмечается для междуречья рек Елогуя и Дубчеса.

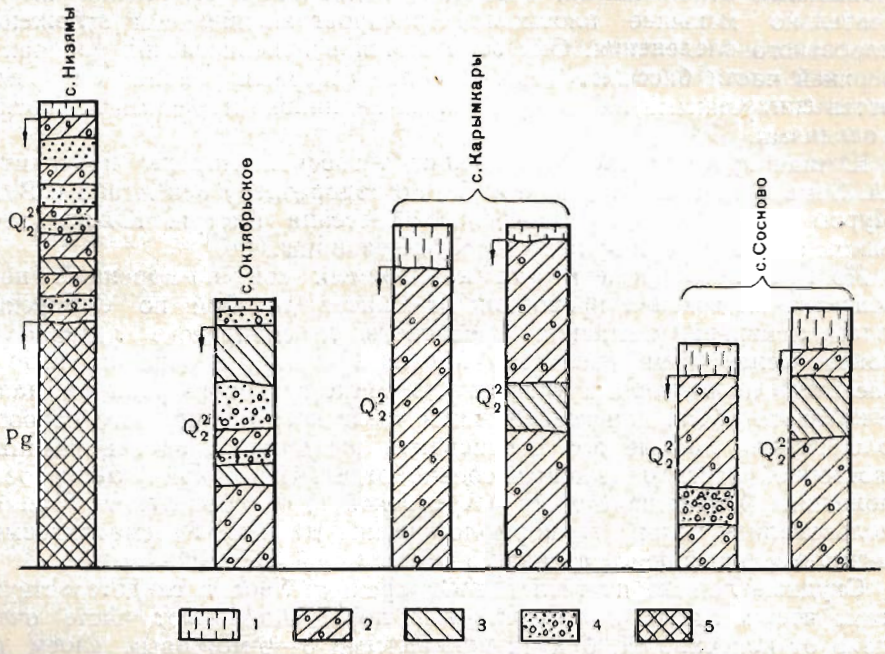


Рис. 74. Примеры литологического и фациального разнообразия ледниковых отложений максимального оледенения:
1 — покровные облёссованные супеси и суглинки; 2 — морена; 3 — озерно-ледниковые отложения; 4 — флювиогляциальные отложения; 5 — палеогеновые отложения

Здесь эти отложения достигают максимальных мощностей, до 40 и более метров [97]. С. А. Архипов [7] указывает, что в пределах Келлог-Теульчесского вала и Лобового «материка» морена встречается на высоте 160—250 *м*, образуя холмисто-западинный ледниковый рельеф. В пределах Енисейской депрессии морена погружена до 80—120 *м*. Такие различия высотных отметок С. А. Архипов объясняет последующими тектоническими движениями.

Довольно широкое распространение морена максимального оледенения имеет и в бассейне Ваха. Здесь она также представлена в основном валунными суглинками и супесями и реже песками, залегающими на верхнемеловых, третичных породах и на отложениях ларьякской свиты.

За краевой зоной самаровского оледенения широкое развитие имеют флювиогляциальные отложения, образующие огромные по площади поля (в бассейне Ваха, на Тым-Вахском междуречье, на водораз-

деле рек Дубчеса и Сыма). В западной части низменности флювиогляциальные отложения краевой зоны самаровского оледенения, по всей вероятности, имеют значительно меньшее распространение.

Итак, отложения максимального (самаровского) оледенения чрезвычайно широко распространены. Они имеют важное стратиграфическое значение как хорошо выраженный маркирующий горизонт.

Вопрос о тазовском оледенении (стадии). В восточной части низменности все исследователи помимо отложений самаровского оледенения выделяют так называемый тазовский горизонт ледниковых отложений. От морены самаровского оледенения он отделен мессовско-ширтинскими отложениями. Тазовские ледниковые отложения имеют значительно меньшее площадное распространение, чем отложения самаровского оледенения. Они отмечаются в приенисейских районах и в верхней части бассейна Таза. В более северных районах они замещаются синхронными им санчуговскими ледниково-морскими и морскими осадками.

Южная граница распространения тазовской морены проводится А. А. Земцовым и С. Б. Шацким [54] по водоразделу рек Агана и Ваха с Пуром и Тазом и по левобережью бассейна Елогуя. Южнее этой границы отмечены обширные зандровые равнины.

До недавнего времени так называемый конечно-моренный пояс тазовского оледенения проводили от Енисея до Оби по Сибирским Увалам, признавая смыкание уральского и сибирского ледниковых потоков. Основанием для этого являлось главным образом присутствие здесь на отдельных участках холмисто-грядового рельефа, наличие которого объясняли воздействием тазовского ледникового покрова. Геологические данные для обоснования этого пояса весьма скудные. В восточной части отмечались только отдельные выходы ледниковых отложений. В западной части (Приобской) для проведения границы использовались только геоморфологические данные. Рассматриваемый конечно-моренный пояс разорван в центральной части [68].

Скудные данные по геологии Сибирских Увалов свидетельствуют о том, что меловые и палеогеновые породы залегают часто очень близко от поверхности, будучи прикрытыми 3—6-метровым слоем песков с гравийно-галечниковым материалом. Это позволяет делать вывод об отсутствии здесь ледниковых отложений и ледниково-аккумулятивного рельефа. Значительные поля эрозионно-ледникового рельефа времени тазовского оледенения показаны А. А. Земцовым и С. Б. Шацким севернее в бассейне Надыма, на междуречье Пура и Таза. На самом же деле ледниковые отложения здесь отсутствуют. За них были ошибочно приняты ледниково-морские и морские отложения салехардской свиты. Ледниково-аккумулятивный рельеф отсутствует и в Приуральской части низменности.

В бассейне Оби тазовские отложения также выделяются в самостоятельный стратиграфический горизонт [14]. В одних случаях к ним относят отложения самаровского оледенения (сел. Карымкары, Большой Камень), в других — аллювиально-делювиальные отложения перигляциальной зоны времени зырянского оледенения (село Елизарово и др.), а в третьих — даже осадки аллювиально-озерной равнины послезырянского времени (разрезы в районе реки Большая Елизаровская).

Таким образом, в западной части низменности (в Приуралье и у Оби) тазовские отложения в виде самостоятельного выдержанного по простиранию горизонта не выделяются. Отложения максимального оледенения представляют собой сложно построенный, но единый ком-

плекс. В восточной же части низменности отложения эпохи максимального оледенения разделяются мессовско-ширтинскими отложениями на два горизонта ледниковых отложений (самаровский и тазовский). При этом на правобережье Енисея, уже в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, оба моренных горизонта соединяются в единую, нерасчлененную толщу максимального оледенения [7].

Кратко остановимся на палеонтологических данных в связи с вопросом о тазовском оледенении. Имеющиеся в настоящее время палеоботанические данные являются весьма противоречивыми. Одними исследователями они используются для доказательства самостоятельности тазовского оледенения [59, 83], другими — для доказательства его стадиального характера [7, 97].

В. А. Зубаков, исходя из данных спорово-пыльцевого анализа, указывает, что промежуток времени между самаровской и тазовской ледниковыми эпохами «соответствует оптимальным климатическим условиям на протяжении всего антропогена» [59, стр. 360]. По его данным, в бассейне Енисея на широте 61°30′—62° с. ш. произрастала темнохвойная тайга с единичными представителями широколиственных пород. Но по данным С. А. Архипова и Е. В. Кореневой, в несколько более северных районах в это время имели место тундровые и лесотундровые ландшафты. На довольно неблагоприятные климатические условия в мессовско-ширтинское время указывает и Б. В. Мизеров, который считает это время межстадиальным.

Ю. А. Лаврушин считает тазовское оледенение самостоятельной ледниковой эпохой [83]. В указанной работе приводятся результаты спорово-пыльцевых анализов отложений, мощность которых достигает всего лишь 50 *см* (!).

Эти результаты, конечно, ни коим образом не могут быть использованы (из-за своей малочисленности и невыразительности) для важного вывода, который делают авторы.

Из указанных мессовско-ширтинских отложений З. В. Алешинской были определены диатомовые водоросли. Холодолюбивые североальпийские и аркто-бореальные формы составляют в среднем 45% от всей флоры (*Navicula amphibola* Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. alpina* W. S. m.). Постоянно встречаются арктические формы (*Pinnularia borealis* var. *minor* Grun., *Neidium punctulatum* Hust. и др.). Эта флора существенно отличается от флоры из старичной фации современной поймы этого же района, где арктические формы отсутствуют полностью, а аркто-бореальные виды составляют не более 10%. Видовой состав флоры, по мнению З. В. Алешинской, позволяет вполне определенно говорить о сравнительно неблагоприятных климатических условиях мессовско-ширтинского времени, которые могут отвечать межстадиальным, но не межледниковым условиям.

Для бассейна Оби на благоприятные межледниковые климатические условия в самаровско-тазовское время указывает С. Г. Максименко (разрезы в районе сел. Карымкары и Елизарово). В самаровско-тазовских отложениях здесь наряду с пыльцой сосны, ели, березы и других растений встречена пыльца широколиственных пород (лещины и вяза). На этом основании С. Г. Максименко пришла к выводу, что здесь (62° с. ш.) существовали хвойно-широколиственные и широколиственно-хвойные леса, а климат был теплее и влажнее, чем в настоящее время. Но спорово-пыльцевые анализы образцов, отобранных нами из разреза в районе сел. Карымкары, показали (рис. 75), что пыльца здесь встречается как в моренных, так и в межморенных отложениях [88]. Спорово-пыльцевые анализы в данном случае нельзя вообще

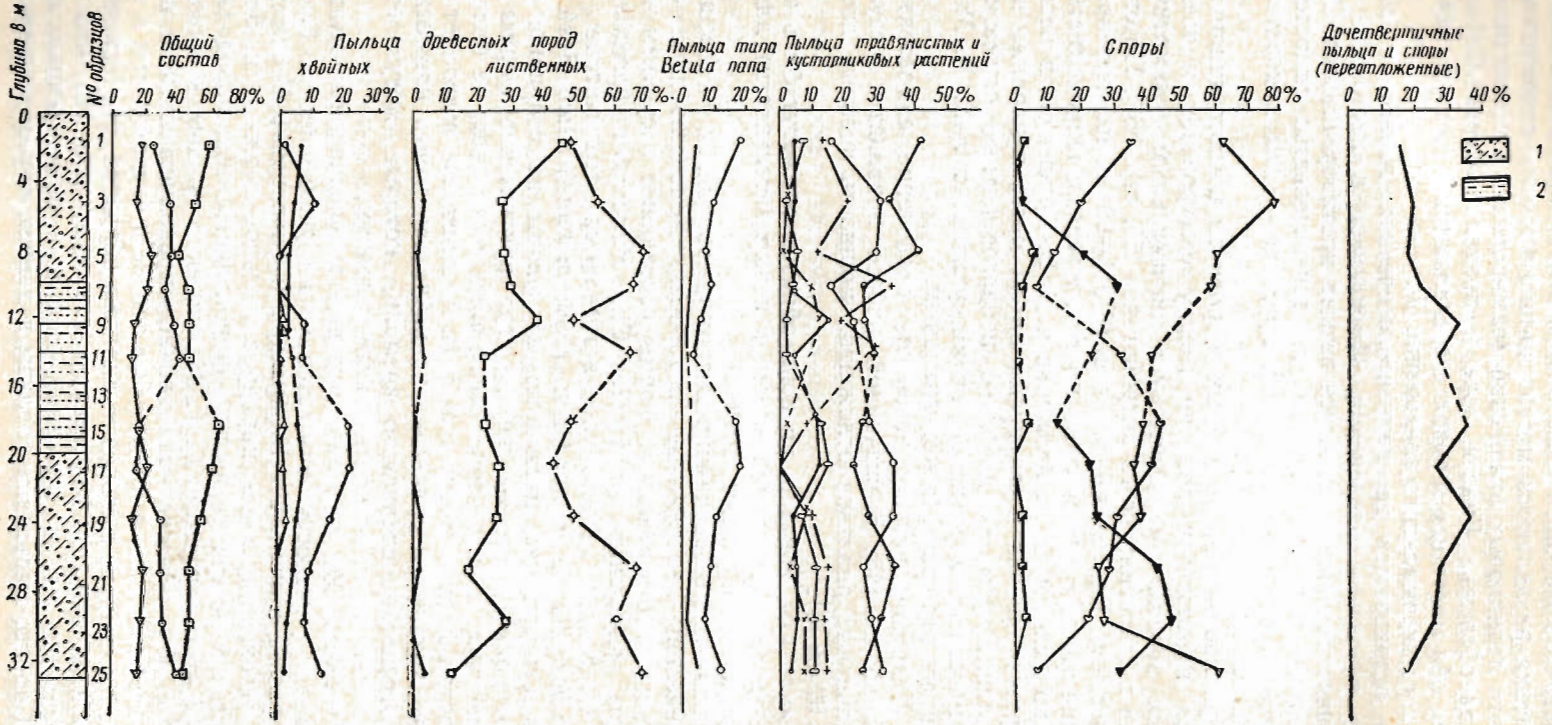


Рис. 75. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза правого берега р. Оби выше с. Карымкары (аналитик Ю. В. Махова): 1 — моренные суглинки и супеси; 2 — озерноледниковые пески, супеси, суглинки. Условн. обозн. см. на рис. 16

использовать для палеогеографических целей и для вывода, который делает С. Г. Максименко. Кроме того, эти данные показывают, что пыльца здесь находится в переотложенном состоянии. Отсутствие же выявленных критериев для определения переотложенной и непереотложенной пыльцы не дает возможности для установления пыльцевых зерен, синхронных осадконакоплению.

Таково в самых общих чертах состояние вопроса о тазовском оледенении (стадии). Резюмируя, можно сказать, что в настоящее время нет убедительных данных о самостоятельности тазовского оледенения. Есть основание выделять его лишь в виде стадии максимального оледенения.

Верхний плейстоцен. К этому времени к ледниковой области относится довольно разнообразный комплекс отложений. Наиболее древними из них в бассейне Оби являются аллювиально-озёрные отложения эпохи казанцевской трансгрессии. Залегают они на размытой поверхности отложений максимального оледенения. В связи с этим подошва их испытывает довольно значительные колебания. Иногда она опускается ниже уреза рек. Максимальные мощности достигают 40—50 *м*.

В основном это супесчано-суглинистые, чаще всего тонкослоистые отложения, в которых нередко встречаются включения растительных остатков. Спорово-пыльцевые и карпологические анализы позволяют говорить о том, что растительность времени их аккумуляции имела таежный характер и была в целом близка к современной. При движении к северу континентальные отложения переходят в морские отложения казанцевской трансгрессии, которые также залегают на размытой поверхности осадков салехардской свиты.

В бассейне Енисея в эпоху казанцевской трансгрессии формировались аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы [7]. В. А. Зубаков [55] относит к этому времени формирование четвертой надпойменной террасы. На юге ледниковой области, по его мнению, происходило врезание речных долин.

Наиболее молодым типом осадков, слагающих водораздельные пространства в пределах западной части низменности, являются покровные отложения. Они представлены однородной слабо облёссованной супесчано-суглинистой толщей мощностью от 1—2 до 10—15 *м*. Весьма условно разделяются на две пачки: верхнюю и нижнюю. Нижняя пачка представлена в основном слоистыми осадками, с редкими включениями гравийно-галечникового материала, основная часть которого образует базальный горизонт и образовалась за счет размыва морены максимального оледенения. Верхняя пачка состоит из пылеватых облёссованных, чаще всего неслоистых супесей и суглинков. В генетическом отношении покровные отложения представляют сложное образование (аллювиальное, делювиальное, озерное, солифлюкционное и т. д.). Формирование нижней пачки происходило в перигляциальной зоне зырянского оледенения, верхней — в послезырянское время. Образование ее продолжается и сейчас в благоприятных геоморфологических условиях, главным образом за счет делювиального сноса.

В бассейне Енисея в эпоху зырянского оледенения образовались перигляциальные отложения, слагающие 40—45-метровую озерную равнину [7]. В приледниковой зоне зырянского оледенения они накапливались в мелководном бассейне, а южнее прислоняются к третьей надпойменной (казанцевской) террасе. В послезырянское время в бассейне Енисея сформировались две надпойменные террасы и пойма. Вторая надпойменная терраса каргинская, первая — сартанская.

Развитие Оби и Енисея имело специфические особенности. Если современные долины бассейна нижней Оби имеют послезырянский возраст, то в бассейне Енисея отмечаются и более древние террасы (казанцевская, зырянская). Бассейн Енисея находится на стыке областей с различным характером тектонических движений (Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы). Это нашло свое выражение в особенностях строения долин (в различном количестве террас, их строении, характере продольного профиля и т. д.).

К вопросу о стоке Оби и Енисея в эпоху максимального оледенения. В. А. Обручев считает, что в эпоху максимального оледенения Обь и Енисей имели сток на Север по льду [105]; В. Н. Сакс говорит о стоке подо льдом [125]; некоторые признают свободный сток на север между ледниковыми покровами, которые не смыкались [84, 100, 110]. Наконец, многие допускают сток на юг, в Аральское море. В качестве основного пути сброса талых ледниковых вод признается Тургайский прогиб. Перед краем ледникового покрова предполагают огромное подпрудное приледниковое озеро. Но перед краем древнего ледникового покрова Западной Сибири отсутствуют следы подпруживания в виде широко распространенных озерных и аллювиальных отложений, а в Тургайском прогибе и районе Аральского моря отсутствуют следы стока Западно-Сибирских вод к югу.

Основной причиной таких противоречивых выводов является недостаточность фактических данных. Экстрагляциальная зона, непосредственно примыкающая к предполагаемой границе льдов самаровского оледенения, все еще слабо изучена. Однако в ней не наблюдается широкого развития озерно-ледниковых отложений, которые непременно должны были бы накопиться при наличии огромного приледникового озера. Учитывая поступление большого количества твердого стока из рек и от талых ледниковых вод, мощности отложений должны быть значительными. Отсутствие этих отложений ставит под сомнение вопрос о существовании такого водоема и позволяет предполагать наличие свободного стока на север. Другими словами, это является косвенным доказательством отсутствия смыкания сибирского и уральского ледниковых покровов в эпоху самаровского и последующих оледенений.

Большинством сторонников стока на юг указывается, что наиболее вероятным путем стока был Тургайский прогиб. Однако довольно детальное изучение этого района свидетельствует о том, что отложений, которые позволили бы говорить о стоке на юг, здесь не имеется [72, 98].

Таким образом, как в области предполагаемого подпрудного бассейна, так и в районе Тургайского прогиба отсутствуют осадки, которые свидетельствовали бы о стоке на юг.

Объяснение этому можно найти лишь в признании свободного стока вод в эпоху максимального оледенения на север между краем уральского и сибирского ледниковых покровов. Предположение о подледном и надледном стоке вод на север является невероятным.

Мы видели, что максимальное оледенение в Западно-Сибирской низменности было синхронным обширной трансгрессии Полярного бассейна. Уровень моря был на 100—120 *м* выше современного. Это явилось причиной слабого врезания рек. Преобладали процессы боковой эрозии и значительного блуждания. В результате чего образовались обширные аллювиально-озерные равнины. Превышения водоразделов над этими равнинами незначительны. Поэтому нам неизвестны линии стока рек в рассматриваемую эпоху. Наиболее вероятен сток Оби и

Енисея в Полярный бассейн, граница которого проходила значительно южнее, чем сейчас, по верховьям рек Надыма и Пура.

Основные этапы развития многолетней мерзлоты. Многолетнемерзлые породы в Западной Сибири имеют очень большое распространение (рис. 76) и оказывают значительное влияние на морфологические особенности рельефа. В последние годы были получены интересные материалы по истории многолетней мерзлоты. В качестве примера можно указать на реликтовые многолетнемерзлые породы, обнаруженные на глубине 200 и более метров на р. Большой Юган у 60°30′ с. ш. В более северных районах установлена двухслойность многолетнемерзлых пород, разделенных талыми грунтами [11, 51].

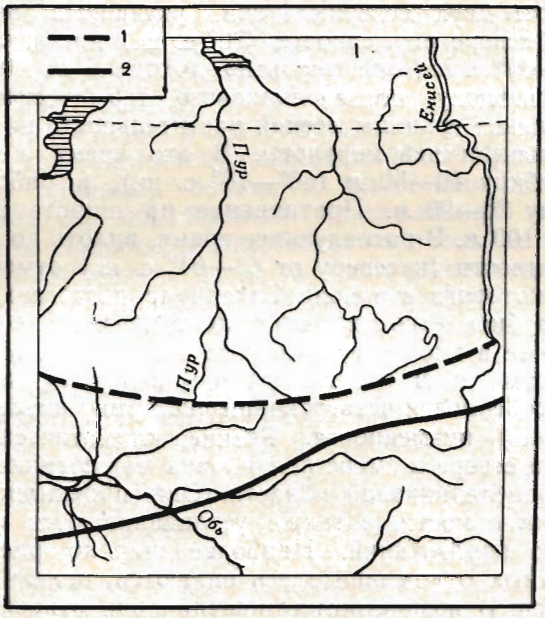


Рис. 76. Карта распространения многолетнемерзлых пород в Западной Сибири (по А. А. Земцову):
1 — южная граница многолетнемерзлых пород по А. И. Попову; 2 — южная граница глубоко залегающих многолетнемерзлых (реликтовых) толщ

А. А. Земцов [53] выделяет три широтные зоны многолетней мерзлоты: 1. Севернее Полярного круга мерзлота сплошная, а мощность более 350 *м*. 2. Между Полярным кругом и 62° с. ш. наблюдаются два слоя многолетнемерзлых пород. Нижний из них залегает на глубине 60—100 *м*. 3. Эта зона располагается между 62° с. ш. и 60°30′ с. ш. Здесь имеется только один глубоко залегающий горизонт многолетнемерзлых пород (на глубине 100—200 *м* и более), перекрытый талыми породами.

Следы древних мерзлотных явлений указываются значительно южнее [27].

Изучением истории развития многолетней мерзлоты Западной Сибири и определением ее возраста занимались многие исследователи. Прежде всего среди них надо отметить В. Н. Сакса [125] и А. И. Попова [111]. Оба исследователя предполагают возможность образования многолетнемерзлых пород еще в конце неогена — начале четвертич-

ного периода. Однако до настоящего времени мерзлотные условия значительно лучше известны для верхнего плейстоцена и голоцена.

Как видно из предыдущих разделов, Север низменности длительное время был занят водами моря с довольно значительными глубинами (100—200 *м*). В эпоху максимального оледенения многолетнемерзлые породы, возможно, были развиты только к югу от морского бассейна и за пределами ледниковых покровов[1]. Вполне возможно, что глубоко залегающая реликтовая многолетняя мерзлота на 60°30′ с. ш. образовалась именно в эпоху максимального оледенения.

Крупный этап образования многолетней мерзлоты относится к промежутку времени начиная с зырянского оледенения до послеледникового климатического оптимума [11]. К этому времени относится образование мерзлоты двух северных зон, указанных выше. Глубина промерзания на севере низменности (70° с. ш.) достигала 450—500 *м*. Южнее, на 65°—66° с. ш., она, вероятно, доходила до 100—200 *м*.

Потепление в эпоху послеледникового термического максимума обусловило смещение границы лесной растительности на 3—4° к северу и деградацию многолетней мерзлоты. В это время мерзлые породы оттаяли на глубину 40—50 *м* (68°—70° с. ш.), в районе Полярного круга на глубину 70—90 *м*. Протаивание на широте около 65° с. ш. достигало более 100 *м*. В последующее время, вплоть до современности, на севере низменности (к северу от 63—64° с. ш.) отмечается промерзание, глубина которого в районе Салехарда достигает 50—80 *м*. Так возникло двухслойное строение многолетнемерзлых пород. Севернее породы, оттаявшие в эпоху термического максимума, вновь полностью промерзли. Поэтому здесь мерзлые породы являются однослойными.

Основные особенности четвертичной истории внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности. Резкие климатические изменения, выразившиеся на севере в смене ледниковий межледниковьями, прослеживаются и во внеледниковой области. Они проявились в изменении характера растительности, а также устанавливаются и по особенностям осадочных образований. Наиболее широко распространенным типом четвертичных отложений здесь являются осадки аллювиально-озерного генезиса. В возрастном отношении они относятся к различным эпохам четвертичного периода (от нижнего плейстоцена до современности).

Наиболее полно изучены отложения Томского Приобья [96, 97]. Стратиграфические горизонты сопоставляются с таковыми ледниковой области. Наиболее древние комплексы отложений слагают водораздельные плато и залегают в основании четвертичного разреза на размытой поверхности дочетвертичных пород. В пределах водораздельных плато выделяются отложения нижнего и среднего плейстоцена, представленные супесчано-суглинистыми и песчаными отложениями. Осадки, синхронные максимальному оледенению (самаровской, тазовской стадиям и разделяющему их межстадиалу), представлены лёссовидными суглинками и несколькими горизонтами погребенных почв.

Более древние отложения представлены аллювиальными, аллювиально-озерными и озерными осадками. Наиболее древние из них доледниковые. Ко времени древнего оледенения Б. В. Мизеров относит в основном песчаную толщу, содержащую флору диагональных песков П. А. Никитина. Во время тобольского межледниковья происходила аккумуляция широко распространенных аллювиально-озерных отложе-

[1] Однако необходимо отметить, что в Антарктике многолетнюю мерзлоту предполагают на дне шельфового мелководья.

ний, довольно часто содержащих растительные остатки. Руководящими формами этой флоры являются *Potamogeton alpinus* Bald., *Sparganium glomeratum* E. K., *Typha angustifolia* L., *Hippuris vulgaris* L. и др. По П. А. Никитину, эта флора среднечетвертичная.

В конце среднего плейстоцена аккумуляция отложений на водораздельных плато прекращается. В начале верхнего плейстоцена имел место размыв и формирование отложений, не выраженных в рельефе речных террас и речных долин. В дальнейшем образовались современные долины, внутри которых отмечается несколько террас.

На западе низменности, в бассейне Иртыша накопилась толща осадков, отвечающая по времени значительной части четвертичного периода [103, 138, 140, 144]. Здесь В. Н. Сукачев впервые обнаружил полярную флору: *Salix polaris, Betula nana* L., *Dryas octopetala* L. и др.

В досамаровское время в бассейне Иртыша происходило формирование сизых суглинков и диагональных песков, содержащих большое количество растительных остатков. Изучение макроскопических растительных остатков позволило П. А. Никитину прийти к выводу, что «климат Западной Сибири в местностях, доступных обитанию растений, начиная от времени соответствующего минделю Европы и, по-видимому, до вюрмского времени... оставался монотонно однородным искони сибирским» [103, стр. 30]. Времени максимального оледенения здесь, как и в Томском Приобье, соответствует образование лёссовидных отложений, слагающих верхние части разрезов водораздельного плато.

Время формирования водораздельных плато характеризовалось аккумуляцией нижне- и среднеплейстоценовых осадков во внеледниковой области. Длительная трансгрессия на севере и высокое положение базиса эрозии были неблагоприятны для размыва и, наоборот, способствовали аккумуляции. Аналогичный характер залегания [95] отмечается и для более южных районов Западной Сибири (Барабинская и Кулундинская степи).

В более южных районах Прииртышья в нижнечетвертичных отложениях К. В. Никифорова [104] указывает находки костных остатков млекопитающих. В. И. Громовым здесь были определены Elasmotherium (очень крупный), *Equus stenonis* (или *süssenbornensis*), крупный *Rhinoceros* sp. В Приобье и Кулундинской степи в более молодых отложениях аллювиального и аллювиально-озерного генезиса К. В. Никифорова [104] указывает фауну хазарского комплекса (*Elephas trogontherii, Elephas antiquus* (мелкий), *Bison, priscus longicornis, Cervus*, sp., *Felis* sp. и др.). В верхнечетвертичных отложениях во внеледниковой области довольно многочисленны костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Эти фаунистические данные свидетельствуют о том, что внеледниковая зона Западной Сибири испытывала существенные колебания климата.

Палеоботаническими исследованиями М. П. Гричук в Томском Приобье выявлены основные этапы развития растительности четвертичного периода [33, 94]. Результаты спорово-пыльцевых анализов свидетельствуют о неоднократных существенных сменах растительности, обусловленных общими климатическими изменениями.

М. П. Гричук выделяет несколько ритмов, каждый из них соответствует ледниковой и межледниковой эпохам (рис. 77). Как видно на рисунке, всего известно 4 таких ритма. Для ледниковых эпох характерна травянисто-кустарниковая растительность, в составе которой значительную роль играли карликовая березка, ольховник, зеленые мхи, а также арктические виды плаунов, сибирский плаунок и ряд других холодолюбивых растений. В течение межледниковых эпох

Рис. 77. Обобщенная спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений южной части бассейна р. Оби (по М. П. Гричук):

1 — пыльца древесных растений и кустарников; *2* — пыльца травянистых растений и кустарничков; *3* — споры

происходила неоднократная смена растительности: в начале эпохи преобладала степная растительность, сменившаяся позднее березовыми и сосновыми лесами. В конце межледниковья господствовала темнохвойная тайга. После этого вновь отмечается распространение приледниковой растительности.

Ко времени каждого термического максимума межледниковий относится появление в составе растительности небольшой примеси широколиственных пород. Минимальное количество их, вероятно, было в верхнечетвертичное время.

Наряду с указанными изменениями растительности во времени имели место и пространственные различия, позволяющие говорить о зональности. «Сопоставление палеоботанических данных из разрезов, расположенных с севера на юг, показывает, что в северной и средней части в каждый ритм более длительным было господство лесов и тундры, в то время как в южной части более длительным было господство степей и лесостепья» [94, стр. 98].

Основные ритмы, выделяемые М. П. Гричук на основании спорово-пыльцевых анализов, подтверждаются геолого-геоморфологическими данными. Однако из выделяемых в досамаровское время двух ледниковых эпох подтверждается только одна эпоха (см. выше).

ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИБИРЬ

Рельеф и поверхность дочетвертичных пород. Наиболее крупными геоморфологическими элементами ледниковой области Средней Сибири являются горы Бырранга, Средне-Сибирское плоскогорье и находящаяся между ними Северо-Сибирская низменность.

Горы Бырранга представляют собой невысокий (до 1140 *м*) массив. К северу он постепенно понижается и переходит в увалы (50—100 *м*). Южный склон массива крутой, высотой до 500—600 *м*, обусловлен сбросами или флексурными перегибами [38]. Четвертичные отложения развиты главным образом в межгорных депрессиях.

Северо-Сибирская низменность является плоской равниной, в пределах которой отмечаются мощные толщи четвертичных отложений. Средняя высота низменности от 80 до 140 *м*. Гряды и холмы достигают высоты 200—250 *м*. В ряде мест отмечаются разобщенные горстообразные возвышенности высотой до 500—650 *м*. В долинах рек, прорезающих низменность, отмечается пойма и одна надпойменная терраса [42].

Но основная часть всей территории занята Средне-Сибирским плоскогорьем, которое «представляет плато с плоской, полого-волнистой, иногда холмистой или холмисто-грядовой поверхностью, расчлененной сетью глубоко врезанных долин» [92, стр. 2]. Глубина расчленения достигает 500 *м*, а в пределах плато Путорана глубина расчленения достигает 1000 *м*. Пожалуй, наиболее характерной чертой рельефа являются резкие различия между плоскими водоразделами и глубоко врезанными долинами. На преобладающей части Средне-Сибирского плоскогорья отмечается тесная зависимость рельефа от литологических особенностей горных пород. В связи с этим здесь преобладает структурно-денудационный рельеф. Аккумулятивный рельеф отмечается главным образом в пределах долин и в замкнутых котловинах.

Современный рельеф испытал сложную и длительную историю развития под влиянием многих факторов. В пределах плоскогорья имеется несколько поверхностей выравнивания. Наиболее древняя из них формировалась в конце юры — начале мела, наиболее молодая —

в плиоцене. К четвертичному времени относится формирование современных долин, в которых наблюдается серия террас. Большинство исследователей отмечает, что рельеф центральной Сибири начал формироваться задолго до четвертичного периода, однако современный рельеф (главные возвышенности, низменности, речные долины) образовался в конце неогена — начале четвертичного периода. Это время характеризовалось активными тектоническими движениями. Движения имели дифференцированный характер, но преобладали поднятия [125, 135]. К настоящему времени выявлено значительное количество структур, формирование которых происходило в четвертичное время. И. И. Краснов [76] выделяет несколько типов новейших тектонических движений для Сибирской платформы.

1. Глыбовые линейно вытянутые опускания и поднятия, развитые по окраинам платформы. Они ограничивают платформу от Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей. 2. Пологие сводовые поднятия и опускания. 3. Движения, образующие трещиноватость осадочного чехла. Основная часть движений унаследована от движений более древних эпох. Знак и амплитуда новейших движений в разных участках рассматриваемой территории различны. Это нашло свое выражение в различном количестве и высоте речных террас, а также в других особенностях рельефа.

В связи с указанными особенностями развития рельефа, к началу четвертичного периода поверхность дочетвертичных пород оказалась сильно расчлененной. Это обусловило то, что четвертичные отложения отмечаются на различных абсолютных высотах и условия залегания их находятся (особенно это относится к наиболее древним осадкам) в тесной зависимости от древнего рельефа. Наиболее низкие отметки подошвы четвертичных отложений наблюдаются на севере района. Здесь нижне- и среднеплейстоценовые отложения иногда находятся на 100—170 *м* ниже уровня моря.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Максимальные суммарные мощности осадков наблюдаются в пределах низменностей, где они достигают 350—400 *м*. На плоскогорьях мощности, как правило, невелики, и долины часто врезаны в коренные породы. Четвертичные отложения представлены разнообразными генетическими типами, относящимися к различным отделам четвертичного периода. Наименьшим распространением пользуются осадки нижнего и первой половины среднего плейстоцена. Выделение этих горизонтов часто является довольно условным.

Нижний плейстоцен. Отложения нижнего плейстоцена до настоящего времени известны из небольшого числа мест, расположенных в различных районах Средней Сибири. Наиболее полный разрез указывается М. Т. Кирюшиной для низовий р. Котуя [69]. Скважиной здесь пройдена 185-метровая толща четвертичных отложений. В ее основании (177—136 *м* ниже уровня моря) вскрыт горизонт песка (8 *м*), перекрытый песчанистой глиной (23 *м*), в которой встречается галька и морская фауна (моллюски, фораминиферы, остракоды и др.). В. Н. Сакс [125] относит эти отложения к нижнему плейстоцену ввиду залегания в основании разреза остатков *Nucula* sp., отличающихся от *Nucula tenuis* (Mont), известных в более молодых отложениях.

В северной части Средне-Сибирского плоскогорья Я. И. Полькин и С. А. Стрелков [109] указывают отложения нижнего плейстоцена в долине р. Курейки. Они представлены плотными песками и супесями

с известковистыми конкрециями и растительными остатками. Эти отложения слагают 50—70-метровую террасу Курейки. Н. В. Дренов датирует нижнеплейстоценовым временем конгломераты, залегающие в основании четвертичного разреза в долине р. Котуя [109]. Растительные остатки представлены *Larix* sp., *Betula nana* L., *Alnus fruticosa, Andromeda polifolia, Dryas octopetala* L. (определения П. И. Дорофеева). Состав флоры позволяет говорить о том, что растительность этого времени имела лесотундровый характер. П. И. Дорофеев датирует эти отложения плиоценом.

Нижнеплейстоценовые отложения представлены на Таймыре сильно выветрелыми валунами гранито-гнейсов, В. Н. Сакс склонен относить эти отложения к древнечетвертичному оледенению.

Этим, пожалуй, и исчерпываются основные указания осадков нижнего плейстоцена. Недостаточность данных не позволяет сколько-нибудь определенно говорить об особенностях осадконакопления в это время и быть уверенным в правильности возрастного определения.

Первая половина среднего плейстоцена. Отложения этого времени также известны из ограниченного числа мест, и возраст их не всегда является доказанным. В верхнем течении р. Хеты В. Н. Саксом были встречены морские серо-бурые глины (3—4 *м* мощности) с галькой траппов и раковинами *Astarte borealis* (Chemn.), залегающие под размытой мореной максимального оледенения [42]. Морские отложения этого времени обнаружены на севере Таймыра [38], в бухте Кожевникова [69]. На Таймыре (Гусиное плато) они представлены песками с довольно обильной фауной моллюсков и фораминифер. Вместе с моллюсками, которые встречаются в более молодых отложениях, определены *Littorina saxatilis* Ol., *Lacuna pallidula* Da-Costa, *Balanus balanoides* L.

Стратиграфическое положение этих осадков не совсем ясное. Они залегают на проблематичных нижнечетвертичных отложениях и перекрыты мореной, возможно, максимального оледенения. Начало среднего плейстоцена на Севере Центральной Сибири, может быть, ознаменовалось трансгрессией. Воды ее занимали значительные части Северо-Сибирской низменности. Вполне возможно, что трансгрессия началась еще в нижнем плейстоцене.

В пределах плоскогорья к среднему плейстоцену А. П. Пуминов относит аллювиальные отложения 50-метровой террасы р. Оленек [115]. Спорово-пыльцевые анализы отложений этой террасы свидетельствуют о произрастании смешанных лесов с примесью широколиственных пород. Но такое заключение мало вероятно. Вряд ли севернее 68° с. ш. в начале среднего плейстоцена могли произрастать смешанные леса. Пыльца широколиственных пород, по-видимому, находится здесь в переотложенном состоянии. Такое заключение о природных условиях тобольского межледниковья противоречит данным по Западной Сибири и другим районам.

Эпоха максимального оледенения. Максимальное оледенение имело широкое распространение в пределах преобладающей части территории. Отложения этого оледенения представлены разнообразными типами и залегают на различных высотах (рис. 78, 79). Собственно моренные отложения встречаются довольно редко, наиболее же широко распространенным типом отложений являются валунно-галечниковые отложения. Их признают продуктами перемыва морены [125, 133].

Моренные отложения обычно представлены плотными, комковатыми песчанистыми суглинками с галькой и валунами. Максимальная мощность морены достигает 10—20 *м*.

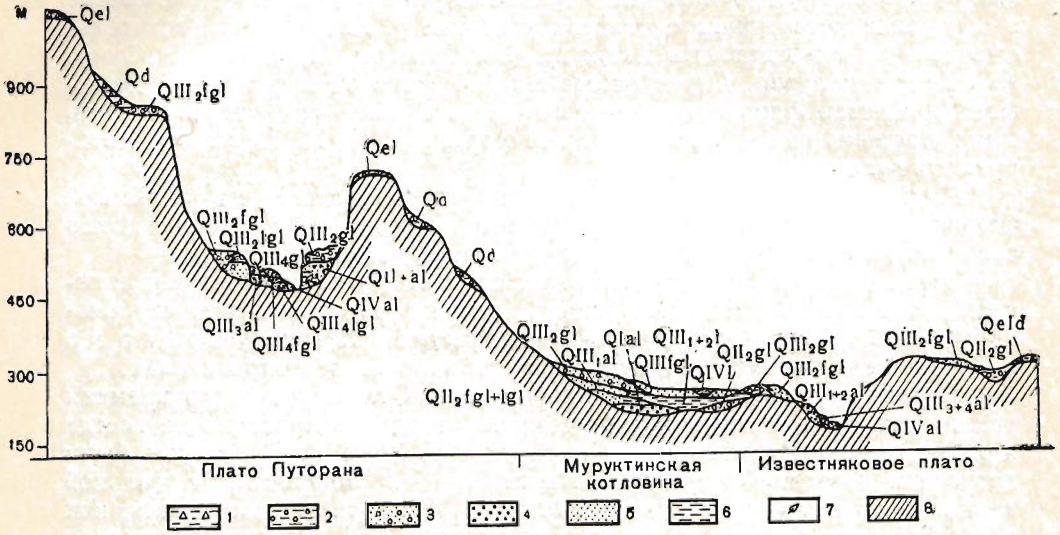


Рис. 78. Схема залегания четвертичных отложений в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья (по Я. И. Полькину и С. А. Стрелкову):
1 — суглинки с глыбами и щебенкой; 2 — суглинки с валунами; 3 — валунные пески и галечники; 4 — галечники; 5 — пески; 6 — суглинки и глины; 7 — остатки флоры; 8 — коренные породы

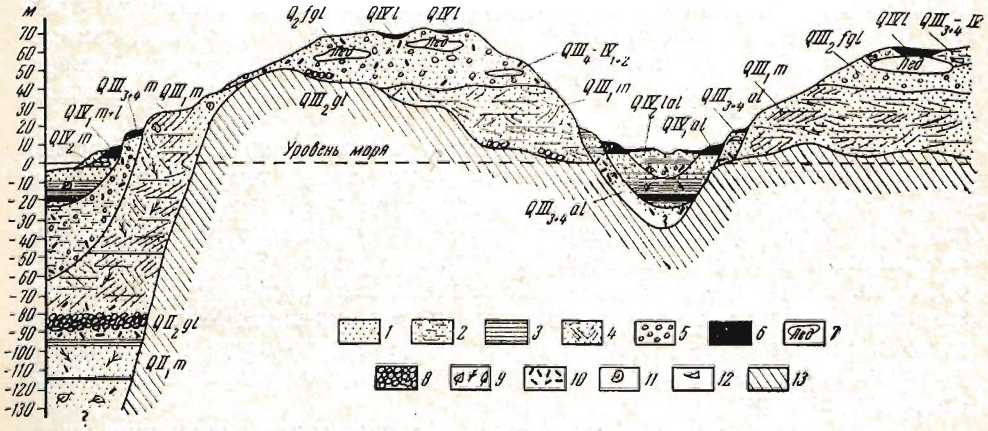


Рис. 79. Схема залегания четвертичных отложений на Анабаро-Хатангском междуречье (по А. П. Пуминову):
1 — пески; *2* — супеси, суглинки; *3* — глины; *4* — косая слоистость; *5* — галька, галечники; *6* — торф; *7* — лед; *8* — валуны, валунники; *9* — растительные остатки; *10* — угольная крошка, обломки угля; *11* — морская фауна; 12 — бивни и кости мамонта; *13* — коренные породы

В петрографическом отношении обломочный материал из отложений максимального оледенения весьма разнообразен. На этом основании выделяются несколько центров оледенения (Таймыр, горы Путорана, Анабарский массив, Вилюйские горы). Наличие валунов Таймыра на северной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, по мнению В. Н. Сакса, свидетельствует о том, что таймырские льды двигались на

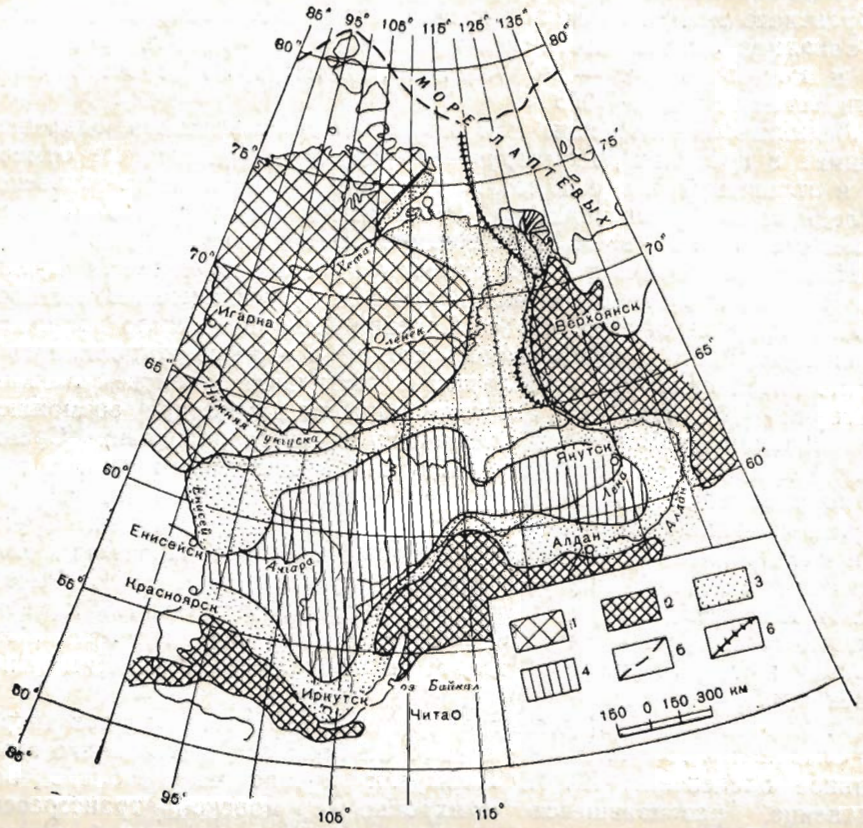


Рис. 80. Схема палеогеографии Восточной Сибири эпохи максимального оледенения (по Э. И. Равскому и М. Н. Алексееву):
1 — покровный материковый ледник; 2 — ледники горных областей; 3 — зона арктической пустыни с интенсивным накоплением вечной мерзлоты, образованием жильных льдов и распространением лёссовых отложений на равнинах; 4 — зона тундры и лесотундры с накоплением многолетней мерзлоты, область преимущественного обитания млекопитающих верхнепалеолитического комплекса; 5 — северная граница материка; 6 — участки р. Лены, не совпадающие с ее современной долиной

юг, оттесняя льды местных центров. Льды максимального оледенения доходили к югу до широты Нижней Тунгуски. К западу они вдавались в пределы Западной Сибири. Южнее и юго-восточнее границы льдов максимального оледенения располагались арктическая пустыня, тундра и лесотундра (рис. 80), где происходило интенсивное образование многолетней мерзлоты [116].

На территории, свободной ото льда, в пределах крупных долин отлагался аллювий. Характер гидрографической сети этого времени еще остается слабо выраженным. Я. И. Полькин и С. А. Стрелков [109] условно относят к этому времени 30—35-метровые террасы р. Мойеро,

А. П. Пуминов [115] — низы аллювия четвертичной надпойменной террасы Оленека и Мархи.

Центры оледенения образовали самостоятельные покровы. Но в эпоху максимального распространения льдов некоторые из них соединялись. Например, анабарский ледниковый покров на севере соединялся с таймырским, на западе — с путоранским, на юге — с вилюйским ледниковым покровом [69]. С. М. Цейтлин [145] считает, что льды путоранского центра в эпоху максимального оледенения в западном и юго-западном направлениях продвигались на 900—1000 *км*, а в восточном и юго-восточном — на 700 *км*. Мощность льдов этого центра оценивается им в 600—1000 *м*.

Ледниковые отложения так называемого тазовского оледенения (стадии) в пределах рассматриваемой территории никто не отмечал. Нет и отложений, которые соответствовали бы самаровско-тазовскому межледниковью (межстадиалу). Объясняется это тем, что тазовское оледенение являлось всего лишь стадией максимального.

Необходимо отметить, что размеры древнего оледенения Средней Сибири, указанные выше, возможно, сильно преувеличены. В частности, Ю. П. Пармузин считает, что «в Средней Сибири не было покровного оледенения. Здесь оно проявилось только в виде горно-долинного на возвышенных, прибрежных областях с частичным развитием ледников предгорий» [108, стр. 109]. Главным образом благодаря возможному преувеличению размеров максимального древнего оледенения Средней Сибири оценка размеров урало-сибирских ледниковых покровов в целом колеблется почти в два раза (от 2,7 млн. $км^2$ до 4,3 млн. $км^2$ [137]). Валунно-галечниковые скопления, широко распространенные на Среднесибирском плоскогорье, Ю. П. Пармузин признает за остатки аллювиальных отложений древней гидрографической сети. Э. И. Равский и М. Н. Алексеев [116] указывают, что валунно-галечниковый материал с экзотическими для Сибирской платформы породами является неледниковым и дочетвертичным только южнее границы максимального оледенения..

Н. И. Михайлов [99] указывает также на отсутствие следов покровного оледенения для плато Путорана. Он признает здесь только горно-долинное оледенение. Ю. П. Пармузин предполагает только одно оледенение, развивавшееся синхронно с морской трансгрессией (рис. 81). Синхронность ледниковых и морских отложений отмечал Н. Н. Урванцев еще в 1931 г. «Ледники, расширяя свои пределы, отчасти сгружали осадки прямо в море, что подтверждается и присутствием выклинивающихся прослойков валунных суглинков среди морских отложений в глубине тундры вдали от плоскогорий. Кое-где в этих валунных прослойках содержится довольно богатая фауна, причем присутствие обеих створок со связками и отличная сохранность даже мелких раковин не оставляет сомнения в их нахождении на месте» [143, стр. 40].

Синхронность трансгрессии и оледенения Севера Сибири признавал ранее и В. Н. Сакс [121, 122], однако впоследствии он отказался от этого очень правильного вывода.

Санчуговская трансгрессия. Морские санчуговские отложения представлены теми же разностями осадков, что и на Северо-Востоке Западной Сибири, то есть главным образом супесчано-суглинистыми отложениями. Сходными являются и условия залегания. Наиболее низкие отметки подошвы отложений залегают на 50—80 *м* ниже уровня моря, а кровля поднимается до +100—150 *м*, а на Таймыре до +200—270 *м* [38]. В них часто содержится морская холодноводная

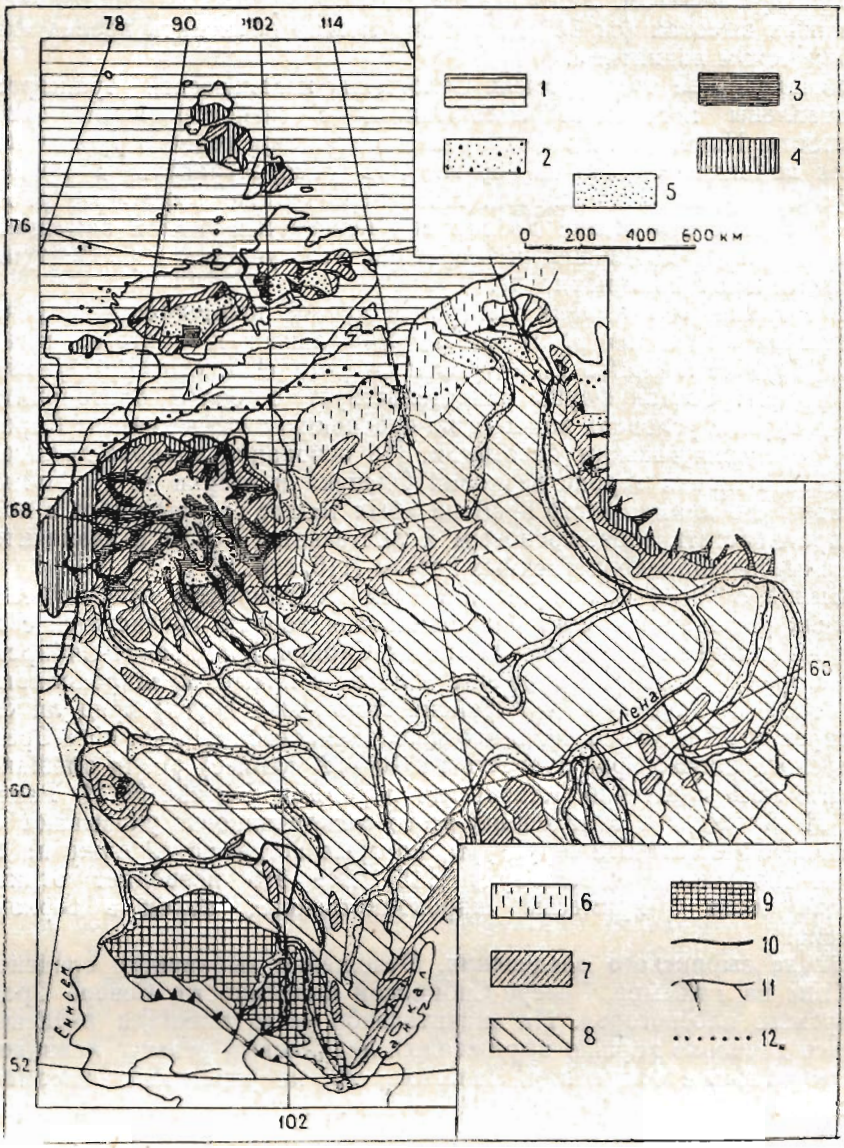


Рис. 81. Палеогеографическая картосхема Средней Сибири в эпоху максимальной бореальной трансгрессии и материкового оледенения (по Ю. П. Пармузину и Н. И. Сеютовой):

1 — водные пространства; 2 — фирны; 3 — горно-долинные ледники (схематично); 4 — ледники предгорий и покровного типа; 5 — наиболее широкие террасированные долины рек с обширными луговыми пространствами и редкостойными лесами; 6 — вероятное распространение тундры; 7 — возвышенности с гольцовой растительностью; 8 — низкое плато, покрытое темнохвойно-лиственной тайгой с ерниками на болотах; 9 — тайга с реликтами широколиственных лесов; 10 — древняя береговая линия; 11 — современная береговая линия и гидросеть; 12 — современная граница тайги с тундрой

фауна. Береговая линия санчуговского бассейна проходила вдоль северной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Таймырский полуостров являлся архипелагом. Залегание кровли санчуговских отложений на различных высотах (от 100 до 270 *м*) можно объяснить последующим тектоническим поднятием.

Казанцевская трансгрессия. Отложения казанцевской трансгрессии представлены песчаными отложениями с разнообразными типами слоистости. Подошва их залегает на высоте современного уровня моря, кровля поднимается до 50—80 *м*. Они распространены в пределах Северо-Сибирской низменности. На северо-востоке (восточнее р. Анабара) морские отложения до сих пор неизвестны [136] и замещаются аллювиальными отложениями. Вероятно, этот участок в рассматриваемое время испытывал поднятие.

В морских отложениях Северо-Сибирской низменности встречается морская фауна из арктических, бореальных и аркто-бореальных форм (*Cyprina islandica* L., *Zyrphaea crispata* (L.), *Cyrtodaria jenisseae* Sach и др.). Состав фауны свидетельствует о более благоприятных температурных условиях водоема по сравнению с современным Карским морем и с санчуговским бассейном. На основании спорово-пыльцевых анализов аллювия террас верховий Оленека и Мархи А. П. Пуминов отмечает, что климат этого времени «был теплее современного и позволял произрастать елово-сосновым и лиственным лесом с незначительной примесью широколиственных пород» [115, стр. 181].

Вывод о более благоприятных, чем современные, климатических условиях рассматриваемого межледниковья хорошо согласуется с данными по смежным районам (Западная Сибирь, Юг Средне-Сибирского плоскогорья). Однако заключение о лесах с примесью широколиственных пород (в Заполярье и в районе Полярного круга) вряд ли соответствует действительности. В это межледниковье лишь на Юге Средне-Сибирского плоскогорья (то есть на 10—12° южнее) росли смешанные хвойные леса с широколиственными породами [23, 29]. Э. И. Равский и М. Н. Алексеев в отложениях этого межледниковья указывают сингенетичные мерзлотные структуры, которые встречаются даже на Юге Средне-Сибирского плоскогорья [116]. Все это позволяет отрицать наличие лесов с примесью широколиственных пород в верховьях Оленека.

Эпоха зырянского оледенения. Отложения зырянского оледенения известны на Таймыре, Северо-Сибирской низменности, Севере Средне-Сибирского плоскогорья. На значительной части площади оледенения имеется довольно хорошо выраженный ледниковый рельеф, ледниковые и аллювиальные отложения. Залегают они на различных гипсометрических отметках (от 25—40 до 400—600 *м* и более) и на разных элементах рельефа (водораздельные плато, долины и т. п.). «Главную роль в них играют отложения водно-ледникового генезиса; собственно морена встречается лишь в предгорьях, куда спускались активные ледниковые языки» [135].

Состав валунно-галечникового материала позволяет говорить, что центрами оледенения явились те же повышенные участки, что и в эпоху максимального оледенения (Таймыр, горы Путорана, Анабарский массив). Однако характер оледенения был иной. Покровы льда были сравнительно тонкими и меньшими по площади. Ледники часто являлись пассивными. Большие пространства вообще оставались свободными от льда. Только некоторые покровы в период максимального развития зырянского оледенения сливались между собой (таймырский и среднесибирский, анабарский и путоранский покровы) [69, 92].

На Таймыре зырянское оледенение носило покровный характер [38], в пределах северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья — полупокровный характер. «Все долины и впадины были заполнены льдом. Большая часть вершин плато, по-видимому, не покрывалась льдом и представляла собой «нунатаки» [109, стр. 141]. Полупокровный характер оледенение имело и на Анабарском массиве. Однако восточнее (на Оленекско-Вилюйском междуречьи) оледенение было горно-долинное.

Некоторые исследователи выделяют две крупных стадии отступания зырянского оледенения. Одна из них соответствует максимальному распространению льдов, а вторая — их некоторой задержке в период сокращения оледенения [2, 133].

В экстрагляциальных областях в эпоху зырянского оледенения продолжалась разработка гидрографической сети. К этому времени относится формирование третьих надпойменных террас.

Каргинское время. В послезырянское время в пределах значительной части территории имело место оживление положительных тектонических движений, которые обусловили интенсивное врезание и формирование гидрографической сети (В. Н. Сакс, С. А. Стрелков, А. П. Пуминов). Поднятия достигали значительных величин в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья — до 150—200 *м* (истоки р. Эмбенчимэ), в районе Хатангского залива — 100—110 *м*.

Гидрографическая сеть в это время приобретает современный облик. В дальнейшем, вероятно, в связи с замедлением, а местами с приостановкой или в связи с отрицательными подвижками происходит формирование аллювиально-озерной равнины и второй надпойменной террасы, высота которых колеблется в пределах 10—40 *м*. Отложения имеют весьма широкое распространение, особенно в пределах приморских равнин. Довольно часто в них отмечаются костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (мамонт, овцебык, бизон, лошадь, северный олень и др.). Местами (например, в районе Хатангского залива) известны прибрежноморские отложения, слагающие 12—16-метровую террасу. В них содержатся наряду с линзами торфа и плавником раковины морских моллюсков.

Возраст каргинских отложений устанавливается благодаря тому, что они часто прислоняются или перекрывают отложения зырянского времени. В них же врезаны более молодые, современные отложения; иногда в пределах плоскогорья они перекрываются отложениями сартанского оледенения. Палеоботанические материалы позволяют говорить, что климат в каргинское время был довольно благоприятный. Граница лесной растительности проходила, вероятно, севернее современной, а в пределах плоскогорья она поднялась на 200—300 *м*.

Сартанское горно-долинное оледенение. Отложения этого оледенения есть только на самых повышенных участках (плато Путорана, центральные части Анабарского массива, возвышенность Сюрях-Джангы). На Таймыре отложения этого оледенения отсутствуют [38].

Сартанское оледенение оставило после себя отложения, конечно-моренные гряды и холмы, цирки, кары, троговые долины. Моренные отложения чаще всего представлены несортированным валунно-галечниковым материалом, реже — валунными суглинками. На низменностях сартанские отложения отсутствуют. Ледники были развиты преимущественно в верховьях рек, а изредка и на пониженных участках водоразделов [69, 109]. Ко времени сартанского оледенения некоторые исследователи относят образование верхней части отложений каргинской террасы.

Вопрос, является ли сартанское оледенение самостоятельным или представляет собой заключительную стадию зырянского оледенения, не является решенным.

Послеледниковое время. К нему относится довольно разнообразный комплекс отложений (аллювиальных, озерных, прибрежно-морских и т. д.). Морские и прибрежно-морские осадки распространены только в узкой прибрежной полосе, слагая косы, лайды и низкие террасы. В речных долинах в послеледниковье происходило в основном образование первой надпойменной террасы и поймы. В некоторых же долинах в это время формировалась и более высокая (15—22 *м*) терраса.

Для ряда районов выявлены дифференцированные тектонические движения. Так, для Таймыра отмечается современное погружение [38], а для Хатангского залива — поднятие, в связи с чем наблюдается осушение залива [69].

Наиболее крупным событием послеледникового времени на Севере Евразии было, несомненно, наступание леса на тундру и последовавшее за ним отступание лесной границы к югу до ее современного положения (см. рис. 57).

Спорово-пыльцевые диаграммы европейского и западно-сибирского Севера указывают на послеледниковый термический максимум. Естественно предположение, что наступание леса к северу происходило во время послеледникового потепления климата, достигло крайних северных пределов во время послеледникового термического максимума, а отступание леса к югу началось вместе с послеледниковым похолоданием климата. Однако истинная картина могла быть сложнее. Исследователи Сибири (например, А. И. Попов) предполагают, что лес распространялся к северу по мере того, как море регрессировало, суша нарастала к северу и местный климат становился континентальнее [114]. С этой точки зрения необъяснимо последующее отступание лесной границы к югу.

Следы более северного положения границы леса были известны еще в конце прошлого столетия в виде пней и реликтового торфообразования в тундре. Пни описаны в тундре от полуострова Канина до р. Анабары (и дальше к востоку). Западнее Печоры тундра, по-видимому, переставала временно существовать. К востоку от Печоры лесные породы росли на 200 *км* севернее, на мощных, теперь реликтовых, подзолах. В Карской тундре у 68° с. ш. в торфе найдены древесина и шишки ели, пихты, лиственницы и березы. На Ямальском полуострове граница леса и тундры передвинулись к северу на 250—300 *км*. В Гыданской тундре береза (Betula alba L.) росла у 70°37′ с. ш., в 300 *км* севернее, чем в настоящее время. На Таймырском полуострове лиственница проникла к северу до 73°30′ с. ш.

В 1949 г. был изучен труп мамонта, найденный на Таймырском полуострове, и вмещающие его отложения. Местонахождение мамонта обнаружено в 170—180 *км* к северо-западу от озера Таймыр на р. Мамонтовая. Во время жизни и гибели мамонта в современной тундре росла карликовая березка (*Betula exilis*). «Не исключена возможность, что на хорошо дренируемых и прогреваемых южных склонах среди травянистых формаций встречались куртины лиственниц» [141, стр. 492]. А. И. Попов считает, что произошло смещение «природных зон по меридиану на 2°—3°, то есть на 200—300 *км* к северу. Среднегодовые температуры воздуха были на 2°—4° выше, чем теперь» [112, стр. 266].

Следует сказать, что труп таймырского мамонта пролежал

11—12 тыс. лет (определено радиоуглеродным методом). Следовательно, сравнительно благоприятные условия климата установились на Таймыре не во время послеледникового термического максимума (5 тыс. лет назад), а гораздо раньше. Возможно, что столь раннее потепление климата на полуострове Таймыре можно объяснить местными условиями — уже наступившей регрессией холодного Полярного бассейна, о которой упомянуто выше.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН И ОСТРОВА СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Вводные замечания. Еще до недавнего времени считали, что центральные части Северного Ледовитого океана являются обширной впадиной со значительными глубинами. Исследованиями последних лет установлено, что такие представления неверны [12, 107]. Были открыты крупные неровности рельефа (хребты, котловины, поднятия).

Наиболее крупными геоморфологическими элементами дна Арктического бассейна являются хребты Ломоносова и Менделеева, котловины Нансена, Макарова, Бофорта (рис. 82 [13]). Хребет Ломоносова представляет собой наиболее крупное поднятие, возвышающееся над дном на 2000—3000 *м*. Длина этого хребта достигает 1800 *км* (от Новосибирских островов до Земли Элсмира). Наивысшая точка хребта находится от поверхности океана на глубине всего лишь 489 *м*. Хребет Менделеева, протягивающийся параллельно хребту Ломоносова, является вторым крупным поднятием. Между этими хребтами располагается котловина Макарова, наибольшая глубина которой достигает 3900 *м*. Самой крупной котловиной Арктического бассейна является котловина Нансена, располагающаяся к югу от хребта Ломоносова. Максимальная глубина здесь достигает 5449 *м*, а средняя — около 3000—4000 *м*. В этой котловине поднята наиболее длинная грунтовая колонка (412 *см*), отвечающая аккумуляции в течение длительного времени [13].

Современное оледенение. Ледники — наиболее характерная особенность современного ландшафта островов Советской Арктики. Общая площадь современных ледников — более 54 тыс. $км^2$, что составляет почти 78% площади оледенения СССР [130]. Ледники имеются на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, острове Ушакова и на островах Де-Лонга. Наиболее велико оледенение (36 730 $км^2$) в западном секторе Арктики (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля). На Земле Франца-Иосифа льдом покрыто 14 330 $км^2$ (86,9%) всей площади архипелага [36]. На востоке (острова Де-Лонга) площадь оледенения составляет всего лишь 67 $км^2$. Новосибирские острова вообще не имеют современного оледенения. Эти данные очень выразительно свидетельствуют о резком уменьшении современного оледенения с запада на восток, что очень хорошо отражает изменения климатических условий в этом направлении. Однако такое распределение современного оледенения, как указывали Т. Н. Спижарский и П. А. Шумский, «объясняется не столько разными климатическими условиями настоящего времени, сколько различием климатических условий в прошлом», ибо «современное покровное оледенение Арктики есть оледенение реликтовое и в настоящее время находится в регрессивной стадии своего развития» [130, стр. 69].

В пределах Советского сектора Арктики имеются три типа оледенения: островное, новоземельское и навеянные ледники. Островное оледенение представляет собой сплошной ледниковый покров, занимающий тот или иной остров или значительную часть его (Земля Франца-

Иосифа, Северная Земля, острова Де-Лонга). Для новоземельского типа оледенения характерно наличие сплошного ледникового щита, сетчатых долинных ледников (Новая Земля). Навеянные ледники формируются в условиях низких летних температур и сильных ветров.

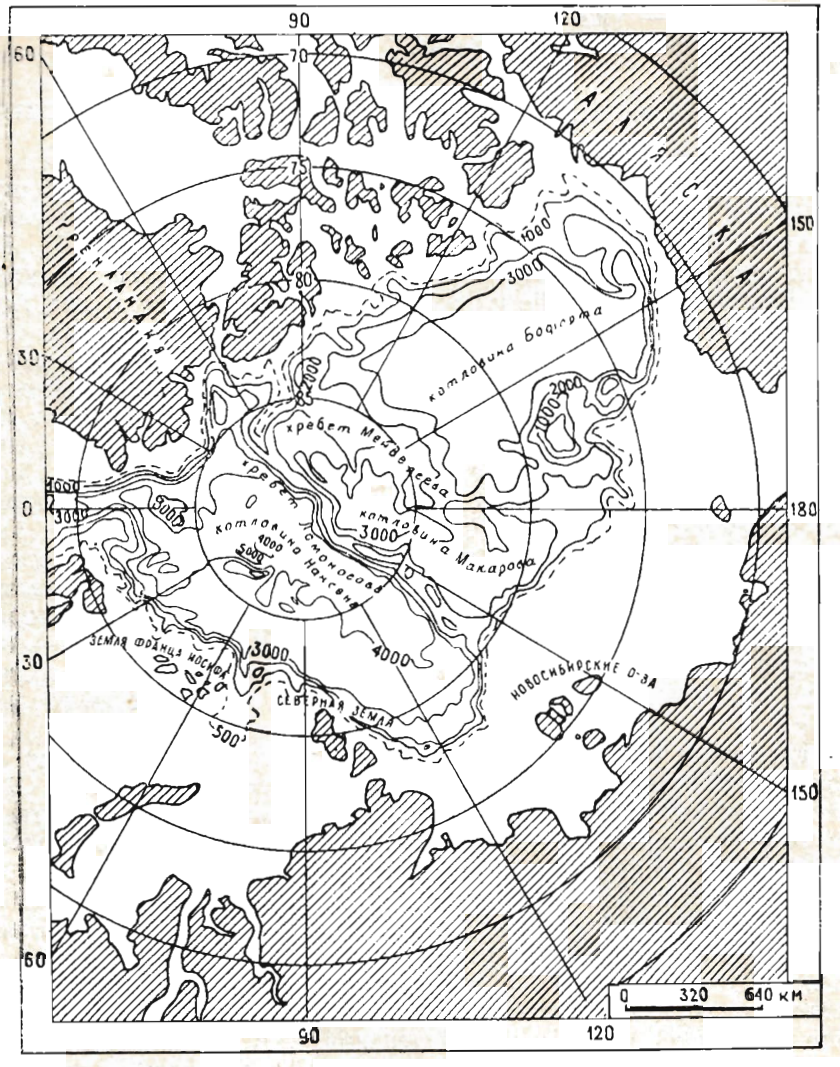


Рис. 82. Карта дна Арктического бассейна (по Н. А. Белову и Н. Н. Лапиной)

Наиболее крупным центром современного оледенения в Советской Арктике является Новая Земля (табл. 15, рис. 83).

Общая площадь оледенения достигает 22,6 тыс. $км^2$, то есть 28% от площади островов. Доля покровного оледенения — 19 тыс. $км^2$, сетчатого — 3200 $км^2$, а альпийского — 400 $км^2$ [46, 130]. Средняя мощность льда около 400 *м*, а максимальные мощности равняются 600—700 *м* [71]. Многие ледники спускаются в море и образуют айсберги. У края ледникового щита, сетчатых и долинных ледников местами описаны краевые морены и флювиогляциальные образования.

Значительно оледенение архипелага Земли Франца-Иосифа, где льдами занято 86,9% площади островов. Максимальные мощности льда более 200 *м*. Рельеф ледниковых покровов архипелага отражает

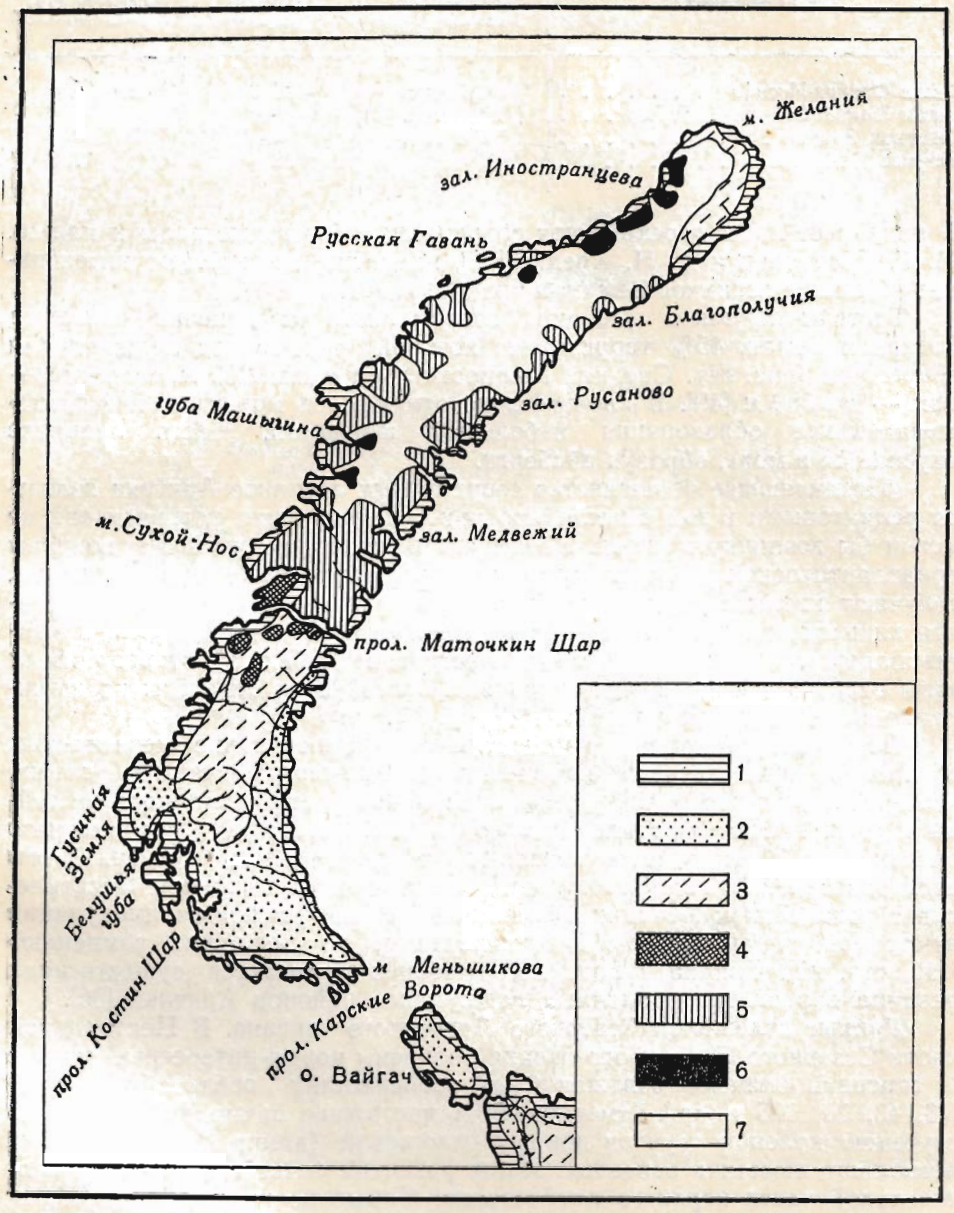


Рис. 83. Схематическая геоморфологическая карта Новой Земли и о. Вайгач (по Н. Г. Загорской):
1 — стрэндфлет; 2 — абразионные морские террасы; 3 — области ледниковой денудации; 4 — островные горные массивы; 5 — перигляциальные горные ландшафты; 6 — нунатаки; 7 — ледники

рельеф ледникового ложа, характерны нунатаки. В. Д. Дибнер [39] считает, что крупные ледяные покровы в настоящее время наступают. У края их не наблюдается конечных морен и краевых образований.

Таблица 15

Районы оледенения	Площадь оледенения в $км^2$	% площади, покрытой льдом	Максимальная мощность льда в $м$
Земля Франца-Иосифа	14,3 тыс.	86,9	Более 200
Новая Земля (Северный остров) . . .	22,4 тыс.	48	700
Северная Земля	16,6 тыс.	45	500
Острова Де-Лонга	67	52	150

В ряде мест льды перекрывают современные береговые валы и пляжи. М. Г. Гросвальд и А. Н. Кренке [36], напротив, доказывают интенсивное убывание ледников Земли Франца-Иосифа.

Третьим крупным районом современного оледенения является Северная Земля, 45% территории которой скрыто под ледниковыми покровами (рис. 84). Средняя мощность льда около 200 *м*, максимальная — до 500 *м* [49]. В краевой зоне отмечаются моренные и флювиогляциальные образования небольшой мощности. Часть ледников спускается в море, образуя айсберги.

«Подавляющее большинство современных ледников Арктики является реликтовыми в том смысле, что при существующих условиях они не могли бы возникнуть вновь. Но несмотря на это, ледниковые покровы приатлантических районов Арктики поднимаются выше снеговой линии, получают питание и, если не будет происходить дальнейшего изменения климата, смогут существовать неограниченно долгое время, в противоположность им ледяные щиты островов Де-Лонга оторвались от зоны вечного снега, лишены фирновых бассейнов и обречены на вымирание в ближайшем будущем» [130, стр. 85].

Потепление Арктики, наблюдавшееся в последние десятилетия, обусловило существенные изменения физико-географических условий (повышение температуры, уменьшение ледовитости Полярного бассейна и т. д.). Оно отразилось в сокращении площади современного оледенения, в отступании ледников, что отмечалось большинством исследователей. «Связь отступания оледенения в последние десятилетия с потеплением Арктики, вызванным общим усилением циркуляции атмосферы и активизацией Гольфстрима, не подлежит сомнению» [150, стр. 29]. Однако в новейших работах отмечается существенная разница в развитии различных ледниковых районов Арктики [36].

Донные отложения Северного Ледовитого океана. В Центральной части Северного Ледовитого океана получены новые интересные данные о строении донных отложений и особенностях осадкообразования [13, 43, 70, 125 и др.]. Имеющиеся в настоящее время материалы по изучению колонок грунтов донных отложений (длина до 80—90 *см*) позволяют наметить основные этапы развития бассейна в течение значительной части верхнего плейстоцена. Самые полные колонки достигают 412 и 352 *см*. По мнению Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной [13], в основании этих колонок вскрываются осадки конца среднего плейстоцена, формировавшиеся в заключительные фазы самаровского оледенения. Эти осадки имеются только в двух колонках (в котловинах Нансена и Макарова). За время накопления вскрытой части донных отложений неоднократно изменялись условия осадкообразования, обусловленные общими изменениями физико-географических условий. В колонках отмечается переслаивание коричневого ила (с повышенным содержанием марганца, железа, кальция, значительным количе-

ством микрофауны) и зеленовато-серого ила. В последнем марганец, железо и кальций содержатся в небольшом количестве, иногда встречается гравий и галька. Микрофауны почти нет. Как правило, коричневый ил отличается большей дисперсностью, а зеленовато-серый содержит довольно много механических взвесей.

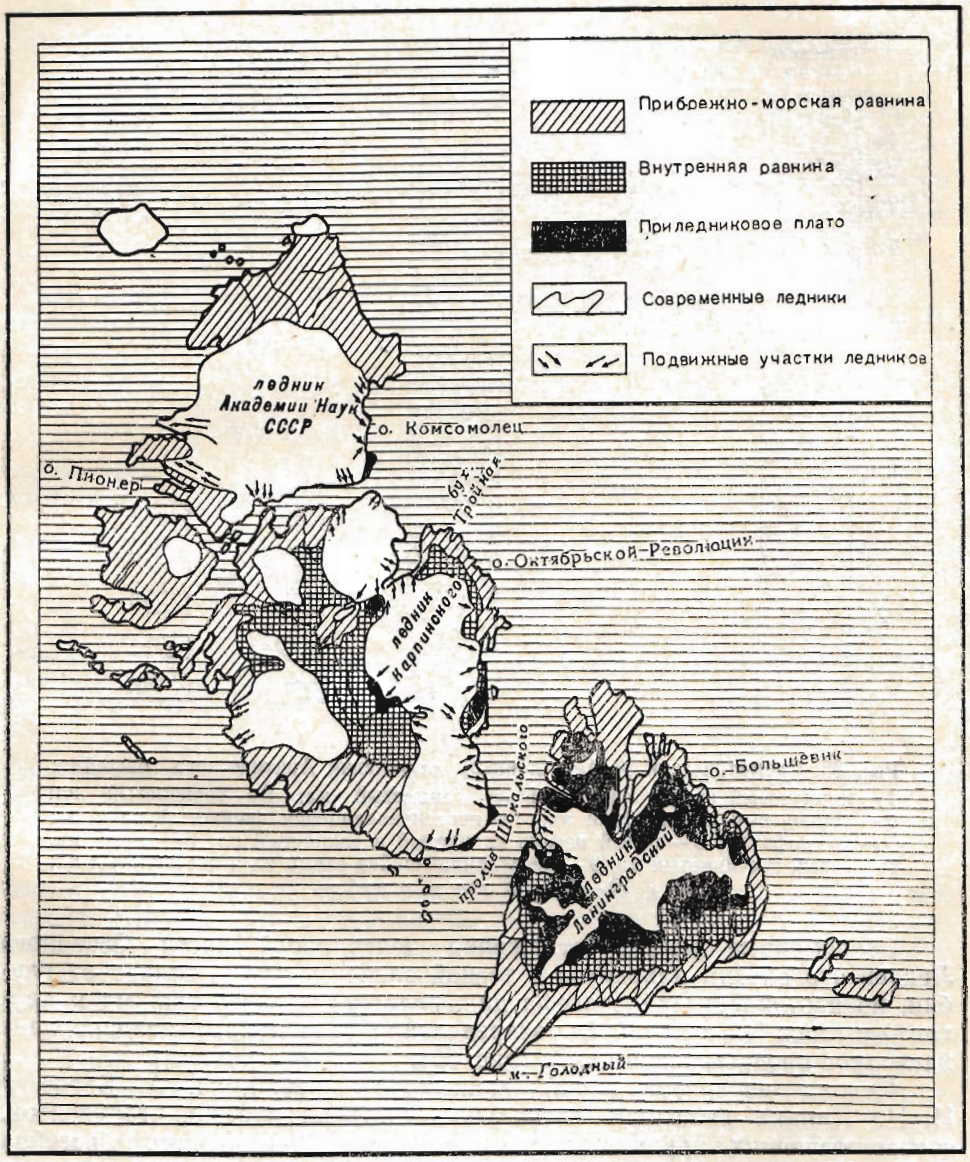


Рис. 84. Геоморфологическая схема архипелага Северной Земли (по Н. Г. Загорской)

Н. А. Белов и Н. Н. Лапина относят образование коричневых илов к теплым промежуткам времени. Присутствие в осадках значительного количества североатлантических видов микрофауны (особенно фораминифер) свидетельствует о свободном поступлении в Арктический бассейн атлантических вод. Повышенное содержание марганца и железа они объясняют усиленным выносом этих элементов реками Сибири

в связи с энергичным почвообразованием в условиях теплого климата. В холодные периоды, вследствие затухания почвообразования, содержание марганца и железа уменьшается. Отсутствие атлантических видов микрофауны Н. А. Белов и Н. Н. Лапина объясняют прекращением доступа атлантических вод в Северный Ледовитый океан.

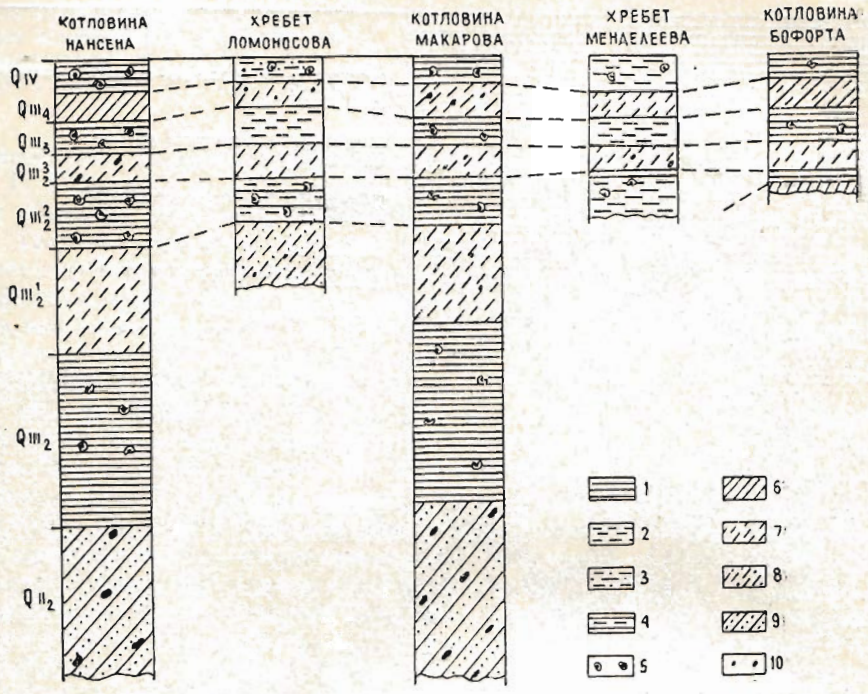


Рис. 85. Схематический разрез донных отложений Арктического бассейна:
1 — коричневый весьма глинистый и глинистый ил; 2 — коричневый ил; 3 — коричневый песчанистый ил; 4 — переслаивающийся глинистый ил и ил; 5 — микрофауну; 6 — серый весьма глинистый и глинистый ил; 7 — серый ил; 8 — серый песчанистый ил; 9 — переслаивающийся серый ил и песчанистый ил; 10 — гравий, галька и щебень

Современные донные отложения центральной части Северного Ледовитого океана находятся в тесной зависимости не только от глубин, но и от характера рельефа дна, гидрологического режима и других факторов [12, 13, 70]. О распределении современных осадков дает наглядное представление карта (рис. 85).

Исходя из особенностей донных отложений, Н. А. Белов и Н. Н. Лапина выделяют несколько стратиграфических горизонтов, соответствующих крупным этапам развития Арктического бассейна (табл. 16). Определение содержания в осадках радия вместе с анализом мощностей соответствующих стратиграфических горизонтов позволило им установить абсолютный возраст и скорость осадконакопления. По их мнению, наиболее длинные грунтовые колонки вскрыли осадки, синхронные самаровскому оледенению. Они перекрываются отложениями, которые образовывались в самаровско-зырянское межледниковье. Максимальная мощность этих осадков достигает всего лишь 80 *см*. Аккумуляция их происходила одновременно с образованием санчуговских и казанцевских отложений, мощность которых на Севере

Западной Сибири достигает почти 300 *м*. (Признавая эти осадки синхронными, нам кажется, очень трудно, а может быть даже и невозможно найти объяснение для таких несоответствий мощностей). События более близкого к нам времени (см. табл. 16), по мнению Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной, также нашли четкое отражение в особенностях донных отложений. При этом внутри зырянского оледенения выделяются две ледниковые фазы, разделенные эпохой межстадиального потепления. Однако заметим, что даже на суше преобладающим большинством исследователей не выделяются фазы зырянского оледенения.

Таблица 16

Сопоставление донных отложений и положения береговой линии Арктического бассейна с основными этапами развития Сибири (составлено по данным Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной [13])

Основные этапы развития Сибири	Литология и мощность отложений Арктического бассейна	Абсолютный возраст в тыс. лет. (от — до)	Положение береговой линии Арктического бассейна по отношению к современному уровню в *м*
Современная эпоха	Глинистые, весьма глинистые илы, песчаные илы, встречается галька и гравий; мощн. до 56 *см*	от настоящего времени до 10	0
Сартанское оледенение	Глинистый ил, ил, песчанистый ил, прослои песка, включения гравия; мощн. до 59 *см*	от 10 до 20	—100
Теплое (каргинское) время	Переслаивание глинистого ила и ила, изредка гравий; мощн. до 51 *см*	от 20 до 32	—20
Зырянское оледенение	Переслаивание песчанистого ила, ила и глинистого ила, с тонкими песчаными присыпками, с гравием и галькой; мощн. до 135 *см*	от 32 до 65	—250 —300
Теплое время (межледниковье, бореальная трансгрессия)	Переслаивание глинистого и весьма глинистого ила; мощн. до 80 *см*	от 65 до 105	+100 —200
Самаровское оледенение	Глинистый ил с прослоями песка, с гравием и галькой; вскрытая мощн. —65 —90 *см*	более 105	—500 —700

Н. А. Белов, Н. Н. Лапина [13], Н. Н. Куликов и В. Т. Мартынов [80] выделяют в истории Арктического бассейна несколько крупных регрессий и трансгрессий (см. табл. 16). При этом регрессии соответствуют эпохам оледенений, а трансгрессии — межледниковьям. В эпоху самаровского оледенения уровень бассейна находился на 500—700 *м* ниже современного. Допускается, что отдельные участки подводного хребта Ломоносова представляли острова. Во время зырянского оледенения уровень Арктического бассейна был на 250—300 *м* ниже современного. Даже в эпоху сартанского горно-долинного оледенения площади шельфовых морей Арктического бассейна до глубин в 100 *м* являлись сушей. С эпохами указанных регрессий они связывают выработку подводных береговых линий.

Предполагая правильными эти построения, необходимо будет признать, что суммарная величина вертикальных колебаний с конца

максимального оледенения до современности (то есть за 105 тыс. лет.) составила 2000—2200 *м* (!). Средняя же скорость этих колебаний должна была бы равняться 2 *см*/год (!). Нам представляется, что эти данные являются во много раз завышенными. Кроме того, выводы о неоднократных и значительных регрессиях Арктического бассейна не находят подтверждения в особенностях отложений и условиях их залегания на прилегающих участках Евразии. Указанные колебания уровня Арктического бассейна прежде всего должны были отразиться на характере эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, обусловив чередование эпох интенсивного глубинного врезания с эпохами повышенной аккумуляции аллювия. Однако геолого-геоморфологические особенности долин рек, впадающих в арктические моря, не отражают указанных этапов. Напротив, они свидетельствуют о том, что формирование их в послеказанцевское время происходило в основном при понижающемся уровне моря (см. выше).

По нашему мнению, имеющиеся данные об особенностях донных отложений и рельефа дна морей не противоречат тем выводам, которые были сделаны нами при рассмотрении четвертичной истории Западной Сибири. Наиболее низкое положение уровня Арктического бассейна было в конце неогена. В четвертичном периоде имела место длительная трансгрессия, достигшая своего максимума во время аккумуляции салехардских и санчуговских отложений. После этого была непродолжительная регрессия, сменившаяся казанцевской трансгрессией. После максимума этой трансгрессии наступила эпоха регрессивной стадии, сопровождавшаяся некоторыми задержками.

Четвертичные отложения островов Советской Арктики. Острова расположены на материковом шельфе. Четвертичные отложения островов сохранились далеко не полностью. Стратиграфические предположения в большинстве случаев проблематичны. Отложения нижнего и среднего плейстоцена нигде не известны. Они, вероятно, прикрыты ледниками.

К отложениям максимального, предположительно среднеплейстоценового оледенения Северной Земли Н. Г. Загорская относит эрратические валуны гранита, встречающиеся на поверхности приледникового плато и низменностей [49]. Она допускает радиальное растекание ледниковых потоков из одного центра, который находился на восточном побережье острова Октябрьской Революции. Наиболее распространены отложения предположительно верхнего плейстоцена и голоцена. Осадки бореальной трансгрессии залегают на различных гипсометрических отметках террас. Высота и количество террас, отвечающих времени бореальной трансгрессии, на различных островах различное. На островах Земли Франца-Иосифа (рис. 86) к рассматриваемым отложениям относятся осадки террас высотой от 35 до 150 *м* [39]. На Новой Земле со временем бореальной трансгрессии связывают образование уступов высотой до 410—420 *м*. На их поверхности встречается морская фауна и плавник [46].

Наиболее полные разрезы осадков бореальной трансгрессии известны на Северной Земле. К ним относятся отложения двух морских террас высотой в 80—100 и 60—70 *м* (рис. 87). Верхняя терраса сложена песками с раковинами: *Saxicava arctica* f. *pholadis* L., *Mya truncata* var. *uddevallensis* Hanck, *Astarte borealis* (Chemn.) var. *placenta* Mörch. «Общий облик фауны явно холодолюбивый, о суровости внешних условий говорит и бедность видами» [50, стр. 116]. Эту террасу Н. Г. Загорская относит ко времени санчуговской трансгрессии. Тогда 80—100-метровая терраса синхронна максимальному оледенению.

Отложения 60—70-метровой террасы архипелага Северной Земли содержат виды моллюсков, свидетельствующих о климатических условиях, более теплых по сравнению с современными (*Pecten islandicus* (Mull.), *Astarte borealis* (Chemn.). Образование этой террасы Н. Г. Загорская относит ко времени казанцевской (бореальной) трансгрессии.

На многих островах довольно широко распространены отложения предположительно зырянского оледенения, которые образуют ледниково-аккумулятивный рельеф. Помимо этого, воздействием зырянского ледника образованы фьорды и троги. Размер зырянского оледенения

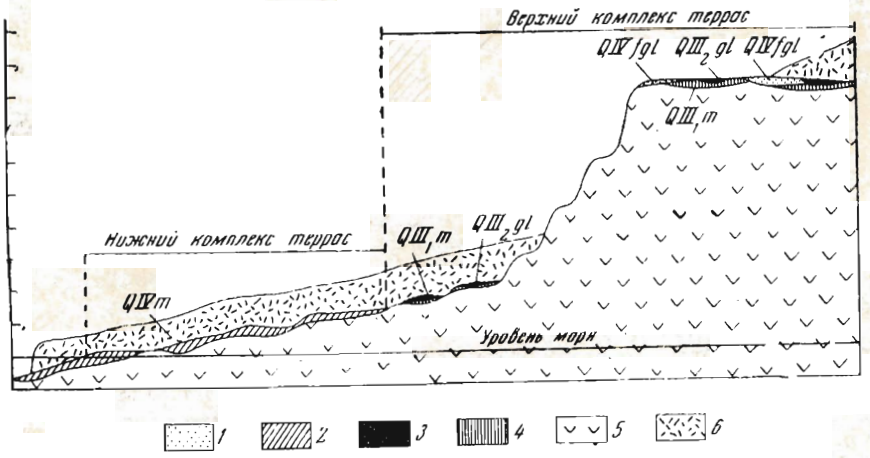


Рис. 86. Схема залегания четвертичных отложений на Земле Франца-Иосифа (по В. Д. Дибнеру):
1 — современные водно-ледниковые отложения; *2* — современные морские отложения; *3* — зырянские ледниковые отложения; *4* — межледниковые морские отложения; *5* — коренные породы; *6* — ледники

был значительно больше современного. В западном секторе Советской Арктики оледенение имело покровный характер. Восточнее интенсивность оледенения заметно уменьшалась.

В. Д. Дибнер считает, что в пределах западного сектора Советской Арктики «зырянское оледенение охватывало весь шельф Баренцевого моря и, по-видимому, сливалось на востоке с ледниковыми покровами Северной Земли и Таймыра» [39, стр. 18]. Однако достоверных доказательств такому обширному распространению льдов не приводится. Напротив, данные об осадках дна Баренцева и Карского морей позволяют утверждать, что отложения зырянского оледенения отсутствуют.

На преобладающей части островов отмечаются морские отложения, которые относятся к каргинскому времени. На Новой Земле к ним относят осадки террас высотой от 100 до 200 *м* с морскими моллюсками *Pecten islandicus* (Mull.), *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Astarte sulcata* Da-Costa, *Mytilus edulis* L. На Северной Земле Н. Г. Загорская указывает каргинские отложения на 30—40-метровой террасе. На Новосибирских островах широко представлены озерно-аллювиальные отложения каргинского времени. Палеонтологические данные свидетельствуют о сравнительно благоприятных климатических условиях, которые обусловливали произрастание древесно-кустарниковой растительности и обитание довольно многочисленной фауны млекопитающих.

Однако вопрос о том, являлось ли каргинское время межстадиальным или межледниковым, здесь также остается неясным. Более того, имеется крупное несоответствие выводов, полученных для островов Арктики, с выводами по Северу Русской равнины, где доказано отсутствие горизонта морских отложений, разделяющих валдайские отложения на две толщи, то есть каргинских отложений по терминологии исследователей Сибири.

Ледниково-аккумулятивный рельеф времени сартанского отдельного оледенения указывают на островах Новой Земли и Северной Земли.

Наиболее распространенными послеледниковыми отложениями являются осадки морских террас. Высота и количество морских после-

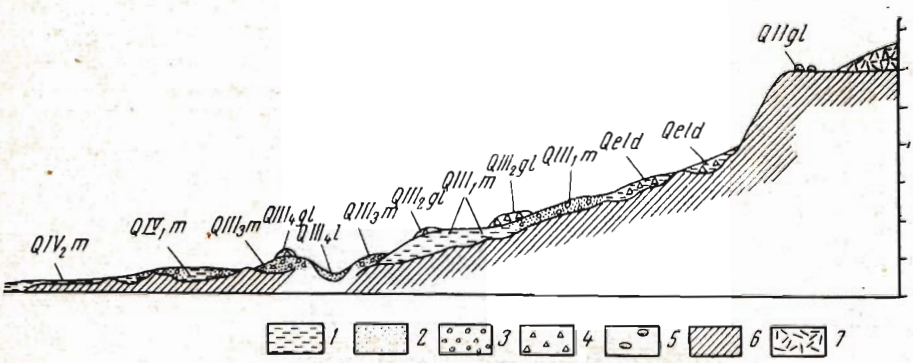


Рис. 87. Схема залегания четвертичных отложений на Северной Земле (по Н. Г. Загорской):
1 — глины и суглинки; *2* — пески; *3* — галечники; *4* — щебень; *5* — валуны; *6* — палеозойские и протерозойские породы; *7* — современные ледники

ледниковых террас на различных островах может быть очень различной: на Земле Франца-Иосифа 20—25 и 10-метровые террасы [39]. На Северной Земле 15—20 и 5—10-метровые [49]. На Новой Земле в послеледниковое время образовались террасы на высотах от 10 до 100 *м*. Значительная высота террас свидетельствует об интенсивном тектоническом поднятии Новой Земли в послеледниковое время. Величина поднятия на некоторых участках достигала одного сантиметра в год. Другие участки Новой Земли (например район Карских Ворот), по-видимому, испытывают в настоящее время погружение, о чем свидетельствуют эстуарии, затопленные русла речных долин [46].

Необходимо заметить, что хронология четвертичных отложений островов Советской Арктики не столько доказана, сколько построена на уже принятой ранее и в других районах хронологической основе. Подобный метод имеет серьезные недостатки, поэтому новые исследования четвертичных отложений островов Советской Арктики крайне необходимы. Они будут способствовать рациональному пересмотру сложившихся представлений.

Начало пересмотра названных дат положено детальными исследованиями морских террас соседнего Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, с датировками на основе радиоуглеродного метода. Террасы Шпицбергена (по исследованиям Р. Фрейлинг-Хансена и Я. Олсона в 1960 г. [93]) образуют ступени высотой до 90 *м*. Даже самые высокие террасы — не старше конца позднеледниковья. Например, возраст

90-метровой террасы 10 300—10 800 лет (время молодой дриас); 40-метровая терраса 8500—9400 лет (нижнеголоценовая) и т. д.

Между тем исследователи Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Северной Земли относили не только 100-метровые и еще более высокие террасы к бореальному (мгинскому) межледниковью, но также 60—80-метровые террасы и даже 30—40-метровые (каргинские) террасы. На Шпицбергене 90-метровая терраса гораздо моложе. Конечно, одновозрастные террасы всегда имеют различную высоту даже в пределах какого-либо одного острова, а тем более на различных группах островов. Но тем не менее сопоставление цифр приводит к мысли о необходимости понижения оценок возраста высоких террас для Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Северной Земли.

Пересмотр прежних оценок возраста морских террас осуществлен для Земли Франца-Иосифа [36]. Морские террасы Земли Франца-Иосифа оказались согласно новым данным только голоценовыми. Высота их 130—150 *м*, а не 30—35 *м*. Терраса высотой около 30 *м* образовалась всего 7500—8000 лет назад [35].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор четвертичных отложений района урало-сибирских ледниковых покровов позволяет сделать общие выводы об особенностях осадкообразования и палеогеографических условиях в пределах этой обширной территории.

1. Основные геолого-геоморфологические особенности обусловлены многими факторами, главные из которых: тектоника, оледенения, трансгрессии и эрозионно-аккумулятивные процессы. Роль каждого из этих факторов менялась не только во времени, но и в пространстве.

2. Несмотря на различия, которые свойственны каждому из рассмотренных территорий, в пределах всего обширного района выделяется несколько горизонтов, отвечающих эпохам оледенений и межледниковий. Вместе с этим отмечается в конце неогена — начале четвертичного периода этап врезания рек, обусловленный интенсивными положительными тектоническими движениями в пределах суши и отрицательными — в Полярном бассейне.

3. В четвертичном периоде можно выделить три крупных этапа, имеющих широкое пространственное распространение:

1) конец неогена — начало четвертичного периода — этап восходящего развития;

2) нижний плейстоцен — значительная часть верхнего плейстоцена — этап нисходящего развития;

3) часть верхнего плейстоцена — голоцен — этап восходящего развития.

Несмотря на дифференцированный характер тектонических движений, эти этапы имели место в пределах значительной части рассматриваемого района.

Первый этап соответствует времени формирования долин древней гидрографической сети, ныне погребенных под четвертичными осадками и находящихся значительно ниже уровня моря. Второй этап отвечает времени широкого развития на Севере Евразии морских трансгрессий Полярного бассейна. Третий этап привел к формированию современного рельефа.

Во время каждого из выделенных этапов происходили движения и обратного знака, но они не были главными. Так, на втором этапе,

в начале верхнего плейстоцена, имело место значительное поднятие, обусловившее регрессию на Севере Западной Сибири в предказанцевское время. В то время на крайнем Северо-Востоке (восточнее р. Анабара), вероятно, в течение значительной части второго этапа отмечались положительные тектонические движения. Они обусловили отсутствие здесь отложений санчуговской и казанцевской трансгрессий. На Севере Европейской части СССР в третий этап, на общем фоне восходящих движений, наблюдалась поздне-, послеледниковая трансгрессия. Отмечается и ряд других местных особенностей, которые, однако, не нарушают общую направленность тектонических движений.

4. Тектонические движения вносили местные особенности в ход трансгрессий и регрессий Полярного бассейна, несмотря на общий фон эвстатических движений уровня океана. Соотношения между оледенениями и трансгрессиями являлись поэтому тектонически обусловленными. Они имели местный, дифференцированный характер.

Максимальное оледенение в пределах значительной части рассматриваемой территории было синхронным максимальной четвертичной трансгрессии. Начало последнего крупного оледенения (валдайского, зырянского) на Севере Евразии совпало с конечными фазами бореальной трансгрессии.

5. Отложения бореальной (верхнеплейстоценовой) трансгрессии являются надежным маркирующим горизонтом. Он прослеживается на обширных пространствах Севера Евразии. Однако продолжительность бореальной трансгрессии является не всюду одинаково ясной. Некоторые исследователи относят к ней морские отложения более древней трансгрессии, синхронной максимальному оледенению. Особенно много сложного в этом отношении имеется для Северо-Востока Европейской части СССР. В Азиатской части СССР к ней иногда относят только осадки казанцевской трансгрессии. Отложения санчуговской трансгрессии, содержащие холодолюбивый комплекс морской фауны, более древние и соответствуют максимальному оледенению, отделены от бореальной трансгрессии размывом. На Европейском Севере нашей страны время и условия бореальной трансгрессии достаточно ясные (часть первая, глава I). Но на более обширной территории трансгрессия имела свои особенности, связанные с местными тектоническими процессами.

6. Площадь оледенения и мощность льдов при движении на восток уменьшается. Наибольшее по площади и мощности было оледенение Севера Европейской части СССР. В Сибири же не было единого большого ледникового покрова, а несколько покровов льда, которые развивались самостоятельно.

Дальше всего к югу вторглись льды на западе района. На востоке их южная граница отступает к северу. На Северо-Востоке Европейской части СССР ледниковый покров достиг 59° с. ш., на западе Средне-Сибирского плоскогорья только до 61°30′ с. ш., а еще восточнее — до 63° с. ш., после чего его граница круто поворачивала на северо-восток.

Указанные особенности могут быть объяснены только увеличением континентальности климата в восточном направлении, что создавало неблагоприятные условия для возникновения и роста ледников.

7. С запада на восток уменьшается также площадь и степень сохранности ледниковых отложений. На западе — это сплошные поля ледниковых отложений, на востоке — изолированные выходы в пределах небольших площадей. Очень часто ледниковые отложения уничтожены совсем. Мощность ледниковых отложений на Средне-Сибирском

плоскогорье в большинстве случаев измеряется несколькими метрами, в то время как на Севере Европейской части СССР и даже Западной Сибири мощности ледниковых отложений достигают 80—100 *м*.

8. Итак, анализ границы оледенения позволяет говорить, что в течение четвертичного периода происходило увеличение континентальности климата в восточном направлении, аналогичное современному. Однако довольно широкое распространение ледниковых отложений максимального оледенения в пределах Центральной Сибири (если только оно не преувеличивается) дает основание для вывода о меньшей континентальности климата Севера Западной и Центральной Сибири в эту эпоху. Вероятнее всего, что причиной этого явления была трансгрессия Полярного бассейна, совпавшая с эпохой максимального оледенения. В пределы погружавшейся Западной Сибири морской бассейн вдавался к югу обширным заливом, который оказывал значительное увлажняющее влияние на ближайшие восточные районы. Интенсивность материкового оледенения Арктики была невелика, и в пределах шельфа она ограничивалась островами.

9. Западная Сибирь испытывала несколько ледниковых и межледниковых эпох. Число ритмов, установленных палеоботаническим и геолого-геоморфологическим путем, достигает четырех. Ритмы ледникового периода Западной Сибири и Европейской части СССР сопоставимы.

10. Нет никаких оснований отрицать возможность стока великих сибирских рек Оби и Енисея в Карское море. Сток к северу был открыт между льдами уральского и сибирского центров оледенения даже в эпоху максимального оледенения.

Оценивая общие особенности изменения природы ледникового Севера Сибири, удается наметить закономерности, общие с закономерностями, установленными для района Европейского ледникового щита:

1. Направленные изменения (появление перигляциальной, исчезновение широколиственной флоры).

2. Ритмические изменения (ритмика ледниковых и межледниковых эпох, ритмика смен перигляциальной и лесной растительности).

3. Местные особенности (важнейшие из них — совпадение во времени оледенений и морских трансгрессий).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешинская З. В. К стратиграфии средне- и верхнечетвертичных отложений Северо-Востока Западно-Сибирской низменности (результаты диатомового анализа). В кн.: «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.

2. Альтер С. П. О южной границе зырянского оледенения на правобережье Енисея. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», нов. сер., 1960, № 32.

3. Амалицкий В. П. По Ледовитому океану и Печоре. Варшава, 1905.

4. Андреев А. В., Сталь З. С. Геологическое строение и геоморфология левобережья р. Пур в ее нижнем течении. «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 158. Л., 1960.

5. Андреев Ю. Ф. Многолетняя мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Западной Сибири. «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 158. Л., 1960.

6. Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисея. Автореф. канд. дис. М., 1957.

7. Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 30. М., 1960.

8. Архипов С. А. и Алешинская З. В. Новые находки фауны и флоры в тазовских слоях в долине Енисея между Игаркой и Подкаменной Тунгуской. «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 4.

9. Афанасьев Б. Л. Неотектоника плейстоцена и голоцена Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья. Автореф. канд. дис., Воркута, 1958.

10. Афанасьев Б. Л. Неотектоника Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока Европейской части СССР», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1961.

11. Баулин В. В. История развития многолетнемерзлых пород в районе нижней Оби в четвертичный период. Автореф. канд. дис., М., 1959.

12. Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения центральной части Северного Ледовитого океана. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 85, вып. 9. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1958.

13. Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1961.

14. Боч С. Г. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции (краткий обзор). В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

15. Боч С. Г., Краснов И. И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 8. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1946.

16. Боч С. Г. и Краснов И. И. О происхождении ярусности рельефа Урала. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 1.

17. Варсанофьева В. А. О следах оледенения на Северном Урале. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. III. М.—Л., 1933.

18. Варсанофьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. «Уч. зап. каф. геол. Моск. гос. пед. ин-та», 1939, № 1.

19. Варсанофьева В. А. Геоморфология. В кн.: «Производительные силы Коми АССР», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1953.

20. Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. Гостоптехиздат, М.—Л., 1946.

21. Воллосович К. К. О стратиграфии четвертичных отложений Европейского Севера. В кн.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. Европейской части СССР», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1961.

22. Воронов П. С. Новые данные об оледенении и четвертичных отложениях Центрального Пай-Хоя. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 19. М., 1951.

23. Воскресенский С. С. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Средне-Сибирского плоскогорья (бассейн Ангары). В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

24. Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований в Западной Сибири. В кн.: «Геологические исследования и развитие работы по линии Сибирской ж. д.», СПб., 1896.

25. Галеркина С. Г., Лазуков Г. И. Четвертичные отложения на участке станции Обская — поселок Саррото (по данным бурения). «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 158. Л., 1960.

26. Голубева Л. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 31. М., 1960.

27. Городецкая М. Е. Свидетели былой вечной мерзлоты в Павлодарской области. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1958, № 5.

28. Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы. «Тр. Сев. науч. Промысл. экспед.», вып. 22. М., 1924.

29. Гричук М. П. К истории растительности в бассейне Ангары. «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, № 2.

30. Гричук М. П. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

31. Гричук М. П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

32. Гричук М. П. О растительном покрове межледниковой и ледниковой эпох в средней части бассейна р. Оби. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1960, № 5.

33. Гричук М. П. Общие черты в истории природы средней части бассейнов Енисея и Оби и их значение для стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: «Сборник материалов по геологии Красноярского края». Госгеолтехиздат, М., 1960.

34. Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 3. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1934.

35. Гросвальд М. Г., Дервиц А. Л., Добкина Э. И. К истории голоцена Земли Франца-Иосифа. «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 5.

36. Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Исследования современного оледенения Земли Франца-Иосифа. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1961, № 2.

37. Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода бассейна р. Онеги. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1961.

38. Дибнер В. Д. Горная часть Таймырского полуострова и мелкие острова Карского моря. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

39. Дибнер В. Д. Земля Франца-Иосифа. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91, М., 1959.

40. Дибнер В. Д. Новые данные по палеогеографии антропогена Земли Франца-Иосифа в свете первых результатов радиокарбоновых исследований. «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 4.

41. Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. В кн.: «Вопросы физической географии Урала». «Тр. Совещ. по физич. геогр. Урала 9—10 дек. 1958 г.». Изд-во АН СССР, М., 1960.

42. Егорова И. С. Таймырская низменность. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

43. Ермолаев М. М. Проблема исторической гидрологии морей и океанов. «Вопр. геогр.» сб. 7. Географгиз, М., 1948.

44. Загорская Н. Г. Некоторые особенности зырянского оледенения на севере Сибири. «Тезисы докл. Всесоюзн. Межвед. совещ. по изуч. четвертичн. пер.». Изд-во АН СССР, М., 1957.

45. Загорская Н. Г. Некоторые данные по стратиграфии четвертичных отложений Коротаихинской депрессии. «Информ. бюл. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», № 8. М., 1958.

46. Загорская Н. Г. Новая Земля. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

47. Загорская Н. Г. Новосибирские острова. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

48. Загорская Н. Г. Остров Вайгач, Югорский полуостров и Полярный Урал. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

49. Загорская Н. Г. Северная Земля. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

50. Загорская Н. Г. Характер древнего оледенения почти-равнин по материалам современного оледенения архипелага Северной Земли. «Вопр. геогр.», сб. 46. Географгиз, М., 1959.

51. Земцов А. А. Распространение многолетнемерзлых пород Западной Сибири. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 3.

52. Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

53. Земцов А. А. Глубокозалегающие толщи многолетнемерзлых горных пород в Западной Сибири. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 4.

54. 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». Изд-во МГУ, 1959.

55. Зубаков В. А. К стратиграфии четвертичных отложений долины р. Енисея на участке Осиново-Туруханск. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

56. Зубаков В. А. Стратиграфия четвертичных отложений ледниковой зоны Приенисейской Сибири. «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 4.

57. Зубаков В. А. Геоморфологическое строение долины Енисея в среднем и нижнем течении. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 2. Изд-во АН СССР, Л., 1959.

58. Зубаков В. А. Новые данные о существовании межледниковых условий в Сибири в тобольское (миндель-рисское) время. «Информ. сб. Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 15. Изд-во АН СССР, Л., 1959.

59. Зубаков В. А. Новые данные о древнем оледенении Западно-Сибирской низменности. «Информ. сб. Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 39. Изд-во АН СССР, Л., 1960.

60. Зубаков В. А. О наличии межледниковых условий в Приенисейской Сибири в самбургское время. «Докл. АН СССР», 1960, т. 131, № 3.

61. Иорданский Н. Н. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям Пай-Хоя. «Уч. зап. каф. геол. Моск. гос. пед. ин-та», т. 1. Учпедгиз, М., 1939.

62. Калецкая М. С. О центрах оледенений на крайнем северо-востоке Европейской части СССР. «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 4.

63. Калецкая М. С. К стратиграфии четвертичных отложений Печорского бассейна. В кн.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. сев.-вост. Европейской части СССР», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1961.

64. Калецкая М. С. Четвертичные отложения и некоторые черты развития рельефа восточной части Печорского бассейна. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.», т. II. Изд-во АН СССР, М., 1961.

65. Калецкая М. С., Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 76. М.—Л., 1958.

66. Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР. Изд-во МГУ, 1957.

67. Карта четвертичных отложений Советской Арктики. Масштаб 1 : 2 500 000 (Гл. редактор С. А. Стрелков). Госгеолтехиздат, М., 1957.

68. Карта четвертичных отложений СССР. Масштаб 1 : 5 000 000 (Гл. редактор Г. С. Ганешин). Госгеолтехиздат, М., 1959.

69. Кирюшина М. Т. Анабарский массив и Анабаро-Хатангское междуречье. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

70. Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.

71. Коломыц Э. Г. О современном покровном оледенении Новой Земли. В кн.: «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 2. М., 1959 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

72. Кошелев П. Я. О возрасте рельефа территории Тургайского прогиба. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 39. Изд-во АН СССР, Л., 1960.

73. Коперина В. В. Геологические исследования в районе рек Хы-Яги и Юр-Яги, правых притоков р. Коротаихи. «Тр. Полярной комис. АН СССР», вып. 26. М.—Л., 1936.

74. Краснов И. И. Основные черты палеогеографии северо-востока Европейской части СССР. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37. М.—Л., 1946.

75. Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 9. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1947.

76. Краснов И. И. Новейшая тектоника. Сибирская платформа. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1958.

77. Краснов И. И. Сибирская платформа. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1958.

78. Кулаков Ю. Н. Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 107. М., 1958.

79. Кулик Н. А. О северном постплиоцене. «Геол. вестн.», 1926, т. V, № 1—3, Л.

80. Куликов Н. Н., Мартынов В. Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря. «Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР», т. VIII. Тарту, 1961.

81. Лаврова М. А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. «Уч. зап. ЛГУ», сер. геогр., 1949, № 6.

82. Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

83. Лаврушин Ю. А., Пермяков А. И., Трофимов Ю. М. К вопросу о самостоятельности тазовского оледенения Западной Сибири. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 7.

84. Лазуков Г. И. Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности. «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 158. Л., 1960.

85. Лазуков Г. И. О синхронности и метахронности четвертичных оледенений и трансгрессий. В кн.: «Палеогеография четвертичных отложений». Изд-во МГУ, 1961.

86. Лазуков Г. И., Рейнин И. В. Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья. В кн.: «Решения и труды Межведомств. совещ. по доработ. и уточн. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм.» Изд-во АН СССР, Л., 1961.

87. Лазуков Г. И., Соколова Н. С. Некоторые вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений низовий Оби. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

88. Лазуков Г. И., Хлебников В. К. О горизонте тазовской морены в бассейне реки Оби. «Геология и геофизика», 1961, № 4.

89. Ламакин В. В. Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1948.

90. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. «Тр. Геоморф. Ин-та АН СССР», т. 7. М., 1933.

91. Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). «Советская геология», 1955, № 4—5.

92. Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы. «Мат-лы Второго геоморф. совещ.». Изд-во АН СССР, М., 1959.

93. Марков К. К. Вопросы ледниковой морфологии и палеогеографии на XIX Международном географическом конгрессе в Стокгольме. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1961, № 1.

94. Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). М., 1961 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

95. Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

96. Мизеров Б. В. К вопросу о неоднократном оледенении северо-востока Западно-Сибирской равнины. «Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР», вып. 15. Новосибирск, 1956.

97. Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

98. Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских отложений Тургайского буроугольного бассейна. «Тр. Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», т. 24. Л., 1959.

99. Михайлов Н. И. Геоморфологические наблюдения в западной части гор Путорана. «Вопр. геогр.», сб. 3. Географгиз, М., 1947.

100. Нагинский Н. А. Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов. «Уч. зап. Туркм. ун-та», вып. 11. Ашхабад, 1957.

101. Нагинский Н. А. Взгляды академика В. А. Обручева на историю оледенения Западно-Сибирской низменности в свете общих вопросов динамики ледниковых покровов. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 19. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1959.

102. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд-во АН СССР, М., 1957.

103. Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. «Мат-лы по геол. Зап. Сибири», № 12. Томск, 1940.

104. Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», сер. геол., вып. 141, № 58. М., 1953.

105. Обручев В. А. Геология Сибири, т. 3. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1938.

106. Орлов В. И. О границе максимального четвертичного оледенения Западно-Сибирской низменности. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., 1959, вып. 3.

107. Острекин М. Е. Новейшие исследования Центральной Арктики. «Природа», 1954, № 12.

108. Пармузин Ю. П. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. «Вопр. геогр.», сб. 35. Географгиз, М., 1954.

109. Полькин Я. И., Стрелков С. А. Северо-западная часть Среднесибирского плоскогорья. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.

110. Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. «Вопр. геогр.», сб. 12. Географгиз, М., 1949.

111. Попов А. М. Вечная мерзлота в Западной Сибири. Изд-во АН СССР, М., 1953.

112. Попов А. И. Таймырский мамонт и проблема сохранения остатков мамонтовой фауны в четвертичных отложениях Сибири. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

113. Попов А. И. Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1961, № 6.

114. Попов А. И. Четвертичный период в Западной Сибири. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
115. Пуминов А. П. Бассейн реки Оленек, Анабаро-Ленское междуречье и северная часть бассейна реки Вилюя. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.
116. Равский Э. И. и Алексеев М. Н. Четвертичный период в Восточной Сибири. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.
117. Рагозин Л. А. и Сухов С. В. Обь-Енисейский водораздел между реками Орловской и Кольчимом. В кн.: «Вопросы географии Сибири», сб. 2. Томск, 1951.
118. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, М., 1959.
119. Решения межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1960.
120. Рейнин И. В. Новые данные о четвертичных отложениях бассейна р. Надым. «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 158. Л., 1960.
121. Сакс В. Н. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Карского моря. «Проблемы Арктики», 1940, № 5.
122. Сакс В. Н. О расчленении четвертичных отложений Севера Сибири. «Советская геология», 1941, № 5.
123. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 201. М., 1948.
124. Сакс В. Н. Условия образования донных осадков в Арктических морях СССР. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 35, 1952.
125. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 77, 1953.
126. Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири. «Тр. Научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 96, 1959.
127. Сидорова Н. П. Материалы к стратиграфическому расчленению четвертичных отложений района нижнего течения Оби. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, М., 1957.
128. Сирин Н. А. О следах двух оледенений на Приполярном Урале. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 10. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1947.
129. Соколов В. Н. Северная часть Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». Тр. научн.-иссл. ин-та геол. Арктики», т. 91. М., 1959.
130. Спижарский Т. Н., Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. В кн.: «Геология СССР», т. 26. М.—Л., 1947.
131. Софронов Г. П. Четвертичные отложения Воркутского района. «Тр. Ин-та мерзлотовед. АН СССР», т. 6. М., 1944.
132. Станкевич Е. Ф. О четвертичных отложениях района Ващуткиных озер и рек Лабочей-Ю и Мяртей-Яги. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.», т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1961.
133. Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений севера Западной Сибири и Таймырской низменности. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.
134. Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений побережья моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
135. Стрелков С. А. Главнейшие этапы развития современного рельефа севера Сибири. Изд-во АН СССР, М., 1960.
136. Стрелков С. А. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений северной части Средне-Сибирского плоскогорья. В кн.: «Сб. материалов по геологии Красноярского края». Госгеолтехиздат, М., 1960.
137. Суетова И. А. Площадь древнего оледенения территории СССР. «Природа», 1962, № 9.
138. Сукачев В. Н. Некоторые данные о доледниковой флоре севера Сибири. «Тр. геол. муз.», т. 4. СПб., 1910.
139. Сукачев В. Н. Исследования четвертичных отложений Нижнеиртышского края. В кн.: «Экспедиция АН СССР 1932 г.» Изд-во АН СССР, Л., 1933.
140. Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена. В кн.: «Мат-лы по четвертичному периоду СССР». Изд-во АН СССР, Л.—М., 1936.

141. Тихомиров Б. А. К характеристике растительного покрова эпохи мамонта на Таймыре. «Ботанический журнал СССР», 1950, № 5.
142. Тихомиров Б. А. Лес и тундра. «Природа», 1956, № 7.
143. Урванцев Н. Н. Четвертичное оледенение Таймыра. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 3. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1931.
144. Хахлов В. В. К стратиграфии четвертичных отложений правобережья р. Иртыша от села Утьма до села Демьянского. «Тр. Томск. ун-та», 1956, т. 133.
145. Цейтлин С. М. Особенности развития плейстоценовых оледенений на северо-западе Сибирской платформы. «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 4.
146. Чернов А. А. Четвертичные отложения. В кн.: «Производительные силы Коми АССР», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1953.
147. Чернов Г. А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 9. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1947.
148. Чернов Г. А. Четвертичные отложения и геоморфология Печорской гряды. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 25. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1960.
149. Чочиа Н. Г. Тектоническое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности. «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 158. Л., 1960.
150. Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. «Вопр. геогр.», сб. 4. Географгиз, М., 1947.
151. Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности. «Тр. Ин-та физич. геогр.», т. 20, № 2. М.—Л., 1936.
152. Яковлев С. А. О соотношениях ледниковых покровов четвертичного периода, исходивших из Скандинавского, Новоземельского и Уральского центров оледенений. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 18. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1953.
153. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Глава IV

РАЙОН НАЗЕМНОГО И ПОДЗЕМНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

ИСТОРИЯ ДВУХ КОНЦЕПЦИЙ

Восточная Сибирь вообще и ее северо-восточный угол в частности замечательны, прежде всего, как родина концепции П. А. Кропоткина и И. Д. Черского о древнем материковом оледенении. П. А. Кропоткин писал, что «гораздо более вероятным кажется покрытие Витимского плоскогорья сплошным ледниковым покровом» [48, стр. 223]. На эти слова часто ссылаются, желая видеть в них утверждение о сплошном (покровном) оледенении всей Восточной Сибири. Однако П. А. Кропоткин имел в виду ограниченный район, лично ему известный. Правда, и этот район не имел ледникового покрова [5], хотя оледенение его было значительным.

Другой крупнейший исследователь Восточной Сибири И. Д. Черский в отличие от П. А. Кропоткина изучал Северо-Восток, в климатическом отношении неблагоприятный для развития ледников. Может быть, это и повлияло на вывод И. Д. Черского: «Я становлюсь очевидно, так сказать, в разрез с мнением г. Кропоткина, автора известного крупного труда о ледниковом периоде» [84, стр. 28]. Далее он пояснял, что хотя ледники могли «образоваться в Олекминско-Витимских горах и в западных частях Саяна... но одинокие ледники» [84, стр. 57, 62]. Относительно малое развитие ледников было правильно подмечено И. Д. Черским. Это видно, например, из его слов о причине слабого развития былого оледенения, которая «лежит, очевидно, в континентальности климата, господствовавшей в Сибири, как известно, даже с весьма отдаленных геологических периодов, на что указал уже Воейков» [85, стр. 3]. И ссылка на А. И. Воейкова была вполне уместна, поскольку оледенение климатически обусловлено, что подчеркивал А. И. Воейков.

В своей основной работе о древнем оледенении [16] А. И. Воейков отметил заслуги П. А. Кропоткина, но что касается Восточной Азии, то он высказывался вполне решительно в духе И. Д. Черского: «Как бы не был холоден климат... ледников не будет, если количество снега, выпадающего в течение года, будет очень мало. ... Нагорная и восточная Азия с плиоценового периода не представляли удобных условий для ледников, так как предположено, что с того времени самые круп-

ные черты (поверхности Восточной Азии.— *К. М.*) остались те же» [16, стр. 322, 364].

Итак на фактах, собранных в Восточной Сибири, П. А. Кропоткин показал общее значение проблемы древнего оледенения суши, но И. Д. Черский первый оценил своеобразие древнего оледенения континентальной восточной Сибири.

Противоположные идеи выдвинул В. А. Обручев, сделавший попытку подвести итог многолетним спорам о распространении древнего оледенения на Севере Азии. Картина древнего оледенения, нарисованная им для Восточной Сибири, страдала преувеличениями. В. А. Обручев [57] не принял во внимание правильные теоретические выводы А. И. Воейкова о неблагоприятном влиянии континентального климата на развитие ледников, а вывод П. А. Кропоткина, являвшийся преувеличением и для Патомского нагорья, В. А. Обручев распространил на огромные пространства Восточной Сибири. Итак, концепция И. Д. Черского уже 30 лет лежит в основе представления о распространении древнего оледенения Восточной Сибири, хотя, конечно, многие факты подверглись пересмотру. Сознание своеобразия древнего оледенения Восточной Сибири являлось путеводной звездой для исследователей новейшего периода, сделавших наиболее крупный вклад в решение этой проблемы.

А. А. Григорьев, указав на связь проблем древнего оледенения и мерзлоты, предложил понятие эмбрионального оледенения, а также гипотезу атмосферной циркуляции в эпоху максимального оледенения [26]. И. П. Герасимов и К. К. Марков расширили представления А. А. Григорьева. Они разработали представления о европейском и восточно-сибирском типах древнего оледенения. Каждые типы оледенения характеризовались не только морфологией ледниковых систем, но и особенностями динамики, названными метахронностью оледенения [21]. Эти понятия изложены Д. М. Колосовым для восточносибирских типов древнего оледенения [46], а в дальнейшем детализированы В. А. Зубаковым [40].

В течение последнего десятилетия в изучении четвертичного периода развивалось несколько направлений. Мы ограничимся их перечислением, а наиболее важные результаты будут изложены ниже. Одно из главных направлений — палеогеографическое — развивает в своих работах А. П. Васьковский [11, 12, 13, 14]. С 1953 г. существенно изменились взгляды на происхождение ископаемых льдов и, следовательно, изменилась трактовка проблемы эмбрионального и пассивного оледенения [58, 59, 92, 93]. Ритмика климатических изменений, установленная на основании спорово-пыльцевых данных, существенно смягчает, но не отменяет прежнее представление о стабильности природных условий Восточной Сибири [28, 60].

Палеозоологи установили значительную изменчивость фауны Восточной Сибири и направление ее развития, напоминающее развитие фауны Европы, хотя сходные этапы развития далеко не синхронны в Европе и Восточной Сибири.

ВАЖНЕЙШИЕ СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Своеобразие палеогеографии Северо-Востока продолжается в своеобразии его географии, которая в некоторых отношениях необычна. Не уделив достаточного внимания современным географическим условиям Северо-Востока, мы не поймем истории его геологического развития в четвертичном периоде. Дело в том, что как современные природ-

ные условия Северо-Востока, так и природные условия четвертичного времени обусловлены одними и теми же постоянно действующими (в рамках новейшего геологического периода) факторами: большими размерами материка, соседством его с Полярным и Тихоокеанским бассейнами.

Северо-Восток Сибири в области древнего оледенения Севера СССР занимает асимметричное положение. Он расположен значительно ближе к Тихому, чем к Атлантическому океану. От берегов Охотского моря Северо-Восток удален не более, чем многие районы Русской равнины удалены от Балтийского моря. Однако природные условия районов Северо-Востока и Русской равнины глубоко различны, как различна и их ледниковая история.

В геоморфологическом отношении Северо-Восток состоит из двух главных орографических элементов [12]: Яно-Чукотского взгорья и Восточно-Сибирской низины (прибрежной). Главнейшей частью Яно-Чукотского взгорья является Лено-Чаунская горная дуга с хребтами Верхоянским, Сунтар-Хаята, Улохан-Чистайским, Буордахской горной группой, цепью Черского, хребтом Порожным и другими. Наиболее крупные возвышенности (от 2500 *м*) сосредоточены в верховьях Индигирки. Высшая точка Северо-Востока — гора Победа в хребте Улохан-Чистай достигает 3147 *м*, гора Мус-Хая в хребте Сунтар-Хаята — 2959 *м* и т. д.

Северо-Восток замечателен чередованием гор и депрессий. Наиболее пониженной частью обширной Лено-Вилюйской депрессии является Предверхоянский прогиб. На обширном сравнительно невысоком Яно-Оймяконском нагорье находятся впадины Средне-Янская и Оймяконская; среди Верхне-Колымского низкогорья — Верхне-Нерская впадина, в системе цепей Черского — Момо-Сеимчанская впадина.

Б. П. Алисов [1] относит Северо-Восток в климатическом отношении к Сибирской области субарктического и арктического поясов (побережье материка и острова). Но Якутско-Вилюйская равнина принадлежит к континентальной сибирской лесной области умеренного пояса. Несмотря на принадлежность к трем различным климатическим поясам (переходы между которыми постепенны), климат Северо-Востока глубоко своеобразен в целом. По словам Б. П. Алисова, это самый континентальный климат на Земле, Восточная Сибирь в этих широтах имеет самое теплое лето, самую холодную зиму, самые малые осадки и самую высокую годовую амплитуду температуры. Зимой над Северо-Востоком господствуют арктические воздушные массы и образуется зимний антициклон. Выхолаживание воздуха приводит к образованию сибирского зимнего полюса холода с абсолютными минимумами температуры, до —71° [44].

Зимой восточный сектор Полярного бассейна скован льдом и почти не оказывает влияния на климат. Над восточной частью Полярного бассейна, пишет Б. П. Алисов, «зима имеет почти вполне континентальный характер» [1, стр. 39]. Средние температуры воздуха над льдом Полярного бассейна опускаются в январе — феврале до —40° (средняя Якутска в январе —43°). Абсолютные минимумы несколько мягче, чем над материком, вследствие подтока тепла от морской воды снизу, через лед. Однако и над Полярным бассейном морозы все же достигают —50°.

Осадков выпадает мало, особенно на межгорных равнинах (200—350 *мм*). Годовое количество составляет: в Оймяконе — 172 *мм*, Верхоянске — 166 *мм*. В горах количество осадков возрастает до 400—700—1200 *мм*. Хотя последние (1959 г.) данные Н. К. Клюкина

заставляют несколько повысить указанные цифры, все же «наименьшая влагообеспеченность свойственна верховьям Яны, Оймяконской впадине, району Эльгена и Сеимчано-Буюндинской впадине в верховьях р. Колымы» [44, стр. 105].

В таблице 17 показано распределение осадков в хребте Сунтар-Хаята.

Зима внизу чрезвычайно холодная вследствие зимней инверсии температуры, а лето теплое. Кверху контрасты становятся менее резкими, как вообще в горах. Осадки увеличиваются до высоты 2000 *м*,

Таблица 17

Осадки в хребте Сунтар-Хаята

Температура и осадки	Местоположение		
	I Метеорологическая станция, 2063 *м*	II Нижняя база, 1130 *м*	III Агаякян (бассейн Верхней Индигирки), 777 *м*
Температура года	—14,1°	—14,1°	—16,1°
Температура января	—29,5°	—34,7°	—48,0°
Температура июля	— 6,6°	11,7°	14,6°
Абсолютная минимальная температура	—43,0°	—50,8°	—58,2°
Абсолютная максимальная температура	18,6°	24,8°	29,7°
Осадки (годовые) в *мм*	718,4	347,0	273,2
Осадки (лето) в *мм*	609,2	271,3	219,1

а по-видимому, и выше, но их сумма (700 *мм*) невелика по сравнению с другими горными районами нашей страны. Очень резко выступает контраст между летним максимумом и зимним минимумом осадков. Летние осадки приносятся циклональными ветрами северо-западного направления.

На побережье океана между Яной и Индигиркой осадков еще меньше — 100—200 *мм*, на острове Врангеля — 150 *мм*. Континентальность климата Северо-Востока усиливается в значительной степени ледовитостью Полярного бассейна. В климатическом отношении огромное пространство Азии, Полярного бассейна и Северной Америки представляет собой зимой как бы один материк. По Н. Н. Зубову [39] площадь Северного Ледовитого океана (Полярный + Северо-Европейский бассейн) составляет 13,1 млн. $км^2$, из которых зимой льдом покрыта площадь в 10,8 млн. $км^2$, а летом — 8,0 млн. $км^2$.

Следовательно, если в межледниковые эпохи ледовитость Полярного бассейна и площадь суши уменьшались (гляциоэвстатическая трансгрессия), то климат Северо-Востока становился более морским, с более мягкими и снежными зимами и менее теплым летом.

В условиях малоледовитого и неледовитого Полярного бассейна должно было беспрепятственно сказаться влияние атлантических и тихоокеанских вод Полярного бассейна на климат Северо-Востока. Помехой этому влиянию стал теперь круглогодичный ледяной покров современного Полярного бассейна. Атлантические воды в настоящее время ежегодно вносят в Полярный бассейн тепло в количестве более 214 тыс. *ккал*. Теплая атлантическая и тихоокеанская вода достигает берега Аляски, но ее климатическая роль в условиях современной ледовитой Арктики крайне ограничена [69].

Современное оледенение. Северо-Восток и горные районы арктической Америки имеют две формы оледенения: наземное оледенение —

ледники и подземное оледенение криолитосферы. Наземное оледенение мало, а подземное, — напротив, обширнее, чем в любом другом районе Земли.

Наземное оледенение Северо-Востока и Советской Арктики. Господство арктического континентального воздуха зимой создает необычайную суровость зимы и скудность зимних снежных осадков. Лето, напротив, теплое, даже жаркое. Все это является причиной исключительно слабого развития ледников.

В горах Северо-Востока ледники открыты сравнительно недавно, они невелики (до 11,2 *км* длины) и почти все (395 $км^2$) сосредоточены в хребте Сунтар-Хаята и цепях Черского.

Снеговая линия в горах Сунтар-Хаята лежит на высоте 2300 *м*. А. П. Васьковский [11] приводит следующую сравнительную характеристику современных ледников Северо-Востока и других районов. Высота снеговой границы в два раза больше средней на этой географической широте и соответствует ее высоте в горах Алтая, которая расположена на 10° южнее гор Северо-Востока. Площадь ледников Северо-Востока меньше, чем Скандинавии, в 8 раз и меньше, чем Аляски, — в 85 раз. Между тем Скандинавия, Аляска и Северо-Восток расположены в одинаковых широтах и имеют одинаковые размеры. Сочетание минимального наземного с максимальным подземным оледенением отражает крайнюю континентальность климата. Северо-Восток обладает и такими характерными чертами, как лёссовидные грунты, минерализованные озера и участки степи в цепи Черского и Момском хребте, то есть у северного предела лесной растительности. Кроме гор Северо-Востока ледники имеются еще на островах Де-Лонга: Беннетта, Генриетты и Жаннетты. Здесь находятся три небольших щита общей площадью в 67 $км^2$ и максимальной высоты до 450 *м*. Климатическая снеговая граница находится на высоте около 200 *м* [90]. Небольшой ледник указан в горах острова Врангеля. Вершины гор острова достигают высоты 1100 *м*. В незатененных местах и в нейтральной экспозиции они не имеют ни ледников, ни постоянных покровов снега.

Общая площадь ледников Северо-Востока, включая его арктическую часть, составляет всего 462 $км^2$.

П. А. Шумский (рис. 88) показал, что снеговая граница поднимается в Арктике к югу и востоку. Оптимальные условия для оледенения существуют на границе приатлантического и восточного секторов Арктики или, иначе говоря, на границе двух различных атмосферных режимов — циклонического и антициклонического (арктический ветроразде́л). Это зона оптимальных условий для развития оледенения Арктики, где минимальные температуры сочетаются с максимальными твердыми осадками. Она проходит через Землю Франца-Иосифа, север Новой Земли и Северную Землю. Снеговая граница опускается в зоне оптимальных условий оледенения до 300 *м*[1] и повышается от нее и к западу (острова Шпицберген) и к востоку (остров Врангеля — Аляска). Повышение снеговой границы к западу, несмотря на 900—1500 *мм* твердых осадков на высоте 1000 *м*, можно объяснить высокими температурами Шпицбергена.

Повышение снеговой границы к востоку (остров Врангеля $>$ 1100 *м*, Северная Аляска — 2500 *м*) можно объяснить только континентальным климатом, незначительным количеством твердых осадков и сравни-

[1] Согласно новым данным [29], высота линии нулевого баланса на куполе Чурляниса (Земля Франца-Иосифа) в настоящее время составляет 320 *м*.

тельно высокой летней температурой (температура самого теплого месяца острова Рудольфа на Земле Франца-Иосифа +0,4° и острова Врангеля +2,5°). Повышение снеговой границы в прямой зависимости от уменьшения количества выпадающих осадков и в обратной зависимости от понижения температуры классическим образом выражено по меридиональному профилю, пересекающему Аляску с юга на север. Тихоокеанский юг Аляски теплый и исключительно богатый осадками (до 5000 *мм* в горах; преимущественно зимние, то есть твердые осадки). Поэтому снеговая граница лежит очень низко (800 *м*). В северной

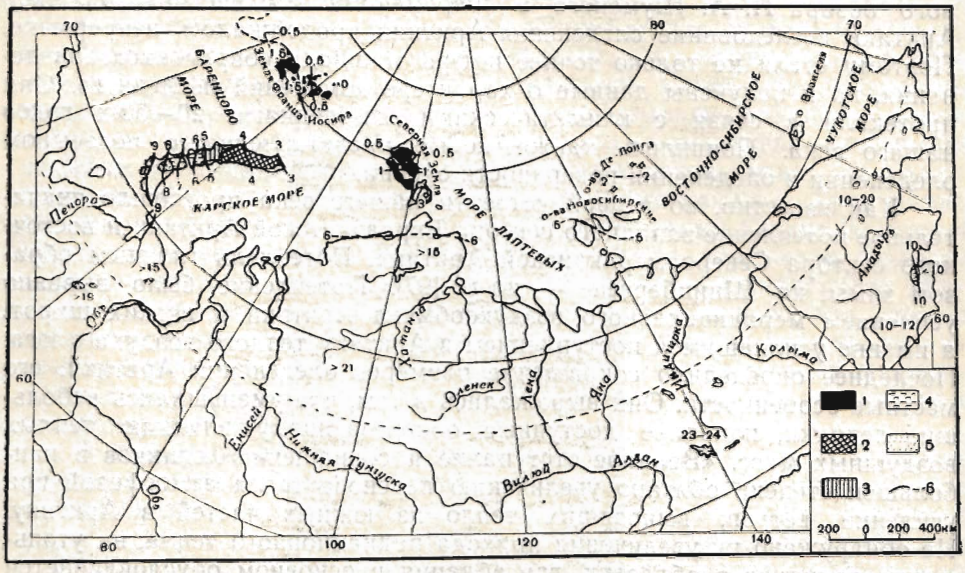


Рис. 88. Схема современного оледенения Советской Арктики (по П. А. Шумскому):

1 — реликтовое покровное оледенение устойчивое (с фирновой областью); 2 — реликтовое покровное оледенение неустойчивое (с редуцированной фирновой областью или без нее); 3 — сетчатое оледенение; 4 — районы альпийского оледенения; 5 — районы эмбрионального оледенения (каровые, висячие ледники, фирновые поля); 6 — изохионы (в сотнях метров над уровнем моря). Цифры — высоты снеговой линии в сотнях метров

Аляске на плато Юкон осадков только 200—375 *мм* и главным образом летних дождевых, а не снежных. Поэтому в хребте Брукса (2800 *м*) есть лишь совсем небольшие ледники, и климатическая снеговая линия повышается до 2500 *м*. Еще холоднее и суше зимой на севере Земли Элсмира, где имеются пункты, получающие менее 100 *мм* осадков (Эйрека — 41 *мм* осадков в год, с максимумом летом, временами идет дождь [100]).

Помимо того что осадков выпадает очень мало на уровне моря, количество их увеличивается с высотой медленнее, чем в странах морского климата, и хионосфера обладает столь малой «плотностью», что как бы прерывается [90]. Это позволяет говорить о засушливой зоне или арктической пустыне в Арктике: засушливая зона распространяется на северо-восток Гренландии и особенно на острова Канадского архипелага (дополним — также и на Северо-Восток Сибири. — *К. М.*). «Здесь находится и точка наибольшей сухости всего Северного полушария — Эйрека с 41 *мм* годовых осадков... Полюс сухости Эйрека почти не имеет снега» [100, стр. 90—91].

Итак, оледенение увеличивается в размере, когда твердых осадков выпадает больше, даже если летняя температура выше (Шпицберген), чем в районе, где лето холоднее (остров Врангеля), но твердых осадков очень мало (и поэтому оледенение меньше или его совсем нет). Можно выразить эту мысль еще и иначе. Оледенение может быть меньше там, где осадков меньше, хотя температура лета ниже. В другом районе, где лето теплее, но твердых осадков много, оледенение больше. Таковы современные, пространственные закономерности. Но они имеют также временно́е значение. После опубликования первого обзора П. А. Шумского о современном оледенении Советской Арктики исследование оледенения Арктики продолжалось непрерывно. Поэтому стали не только точнее цифры площади современного оледенения, но и получены данные о характере изменений последнего. Они протекали в связи с климатическими изменениями 20—50-х годов нашего века. Появились также новые представления о подземном оледенении и оледенении поверхности океана.

Как известно, во второй четверти нашего века произошло значительное потепление западного сектора Евроазиатской Арктики и восточного сектора Североамериканской Арктики. Потеплели главным образом зимы, на Шпицбергене — на 8° [97]. Потепление было вызвано усилением меридионального воздухообмена Арктики и низких широт, а именно усилившимся поступлением в Арктику теплого воздуха с юга. Последнее определило сокращение размеров оледенения Арктики, его местные особенности. Они выражались в том, что уменьшились небольшие ледники, наиболее доступные обогревающему влиянию теплых воздушных масс. «Великое отступание и сокращение ледников в наибольшей степени обязано увеличению переноса тепла атмосферой при усилении ветров, выносящих тепло из южных частей в Арктику. Не обнаружено ни увеличения прихода радиационного тепла, ни утоньшения ледников в областях, где абляция в основном обусловливается радиацией» [30, стр. 119]. Таким образом, сокращение ледников не было повсеместным даже в районе Арктики, испытавшем в общем значительное потепление.

Исследование ледниковых районов земли Франца-Иосифа, Новой Земли и Шпицбергена служат тому примером.

Оледенение Земли Франца-Иосифа и Новой Земли за время потепления Арктики сократилось неодинаково.

Обращает на себя внимание асимметрия оледенения Земли Франца-Иосифа, развитого более значительно в восточной части, чем в западной части архипелага. Помимо геоморфологических причин, эта асимметрия связана с местными условиями атмосферной циркуляции. Траектории циклонов, приносящих снежные осадки на Землю Франца-Иосифа, проходят главным образом между ней и Новой Землей. Циклоническая циркуляция направлена против часовой стрелки и выражается, следовательно, на Земле Франца-Иосифа в преобладании восточных ветров. Поэтому и осадков выпадает больше всего в восточной части архипелага, где и температуры ниже. Вместе с тем усиление притока (адвекции) теплого воздуха вызывает сокращение оледенения, хотя и протекающего пространственно неравномерно. Ежегодная убыль льдов оценивается в 3,8 *км*^{3}, что составляет 1/340 всего объема льдов Земли Франца-Иосифа [29].

Изменения оледенения Новой Земли имеют и другие особенности. На западном берегу Северного острова годовое повышение температуры за сорокалетие (к 1958 г.) достигало 3,4°, температура января повысилась даже на 7,4°, осадки несколько возросли и приносятся

западными ветрами, которые обильнее осадков восточных ветров, господствующих на Земле Франца-Иосифа. Поэтому оледенение Новой Земли сокращается вчетверо медленнее (на 1/1400 объема ежегодно), чем оледенение Земли Франца-Иосифа. Даже незначительное изменение климата способно вызвать увеличение оледенения Новой Земли, при сохранении процесса сокращения оледенения Земли Франца-Иосифа [86]. Различие темпа и даже знака изменения ледников обнаруживает оледенение Шпицбергена (вместе с Северо-Восточной Землей).

Изучение этого ледникового района является крупнейшей заслугой Х. Альмана. Приведем некоторые его выводы, заимствованные из заключительного обзора 1948 г. На Шпицбергене, вместе с Северо-Восточной Землей, в период потепления климата отрицательный бюджет имел небольшой ледник Четырнадцатого Июля. Но ледниковые покровы Северо-Восточной Земли не испытывали дефицита массы. «Нет никаких свидетельств или признаков какого-либо увеличения абляции и соответственно уменьшения фирновой зоны на плато Изахсен» [30, стр. 198], а также во внутренних районах Гренландии. Недавно В. Шютт показал, что бюджет оледенения Северо-Восточной Земли даже увеличился. Различное направление изменения бюджета ледников обнаружено в целом в североатлантической ледниковой области. «Следовательно,— пишет Х. Альман,— в условиях горных районов с их большими колебаниями высот различные ледники должны по-разному реагировать даже на незначительные климатические изменения: одни из них будут наступать, другие отступать, третьи — сохранять стационарность» [30, стр. 187].

Мы не располагаем достаточно определенными данными об изменениях ледников Северной Земли, но должны сказать несколько слов о своеобразном типе оледенения Новосибирских островов. Напомним, что во время написания монографий И. П. Герасимова, К. К. Маркова и Д. М. Колосова льды Новосибирских островов считали современными реликтами наземного, но «эмбрионального», пассивного оледенения. За это время взгляды совершенно изменились. Льды Новосибирских островов теперь считают (А. И. Попов, П. А. Шумский) современными повторно-жильными. Впрочем, они достигают возраста десятков тысяч лет и больше, что свидетельствует о значительном постоянстве географических условий Северо-Востока Сибири.

Небольшие современные ледники островов Беннетта не посещались гляциологами вновь. Восточным островным форпостом Советской Арктики является гористый остров Врангеля, где указано отсутствие явных следов современного и древнего оледенения, сочетающегося с исключительным видовым богатством его современной флоры. В последнее время сделаны усилия показать, что остров Врангеля имеет следы современного и древнего оледенения [64]. К сожалению, не приведены заслуживающие внимания факты. Более того, внимание отвлечено от главного. Не то важно, будут или не будут обнаружены на острове Врангеля отдельные ледники и истинные следы древнего оледенения (что возможно); значение имеет положение теоретической снеговой линии. Она в районе острова Врангеля поднята несомненно очень высоко (более 1000 *м*), то есть значительно выше, чем в Западной Арктике. Как известно, на Полярном Урале теоретическая снеговая граница лежит на 1000 *м* и более выше современных ледников Полярного Урала.

Таким образом, общеклиматическая обстановка оледенения в Восточной Арктике, как указывалось раньше, значительно менее благоприятна, чем в Западной Арктике. Это и является существенным.

Наконец, большая проблема современного оледенения Северной Евразии состоит в изменении ледовитости Арктического бассейна. Эта проблема имеет и прямое и косвенное значение. Морские льды Арктики представляют собой самостоятельный тип оледенения. Неледовитая и ледовитая морская Арктика совсем различно должны были влиять на оледенение северной части материка.

Неледовитые условия создавали климат более морской, ледовитые — более континентальный. Ход температуры надо льдом похож на ход температуры над сушей и совсем не похож на ход температуры над открытым морем, писал, например, Н. Н. Зубов [39]. Неледовитость Арктического бассейна в межледниковые и в послеледниковую эпохи четвертичного периода стало теперь возможным рассматривать более реально, чем прежде. На это обратили внимание К. Брукс [99], М. Ивинг [103] и другие. Эта проблема имеет особенно большое значение для бедной осадками Восточной Сибири.

Теперь известно, что даже кратковременное потепление 1937—1940 гг. вызвало значительное утоньшение морских льдов Арктического бассейна по сравнению с 1893—1894 гг. (от 231—250 *см* до 186—204 *см*). Уменьшение площади льдов составляло уже в 40-х годах для Советского сектора Ледовитого океана около 10%; в том числе для Баренцева моря — 12%, для Гренландского моря — 15—20%. Это хорошо иллюстрируется и сокращением продолжительности «ледниковой блокады» островов. За тридцать лет доступность берега Шпицбергена для судов увеличилась вдвое (с 94 до 175 суток), Исландии — еще больше. Неустойчивость ледяного покрова Ледовитого океана наиболее обстоятельно установлена А. П. Крери [101], зимовавшим на ледяном острове Т—3. Остров представлял собой обломок шельфового ледника Земли Элсмира. Изучение стратиграфии фирново-ледяного разреза острова, радиоуглеродные определения возраста отдельных его горизонтов позволили установить, что сам остров, еще как часть шельфа, образовался около 7200 лет назад, после чего было время, когда Северный Ледовитый океан становился неледовитым, а затем опять наступила волна ледовитости, продолжавшаяся последние 3000 лет и сменившаяся уменьшением ледовитости за последние несколько десятков лет.

Таким образом, резкие изменения ледового режима Арктического бассейна достаточно доказаны. С ними нужно считаться и при анализе истории оледенения северной части материка Евразии. Поэтому вполне понятен следующий, например, вывод одного из исследователей Земли Элсмира: «Прежнему сильному оледенению Севера Земли Элсмира в четвертичное время благоприятствовал сравнительно теплый и свободный ото льда Арктический океан» [105, стр. 45]. Неледовитость Арктического бассейна должна была иметь положительное значение и для Советского Северо-Востока.

Подземное оледенение. Понятие «оледенение» гляциологи применяли давно и только к ледникам, развивающимся на земной поверхности. Позже было введено понятие о подземном оледенении. В целях унификации терминологии целесообразно пользоваться названиями наземное оледенение и подземное оледенение.

Подземный лед сосредоточен в толще постоянно мерзлых грунтов, иначе в криолитосфере. Площадь последней составляет на территории СССР 10,7 млн. $км^2$, или 47% всей поверхности нашей страны. Криолитосфера достигает наибольшей мощности (600 *м*) на севере Восточной Сибири и, в частности, на Северо-Востоке. Температура ее под слоем летнего протаивания в районе Полюса холода Северо-Востока

около —15°. Холоднее только льды Антарктиды (—57°) и центральной Гренландии (—32°). Книзу температура криолитосферы постепенно повышается. Геотермический градиент в Восточной Сибири составляет от 5,1 до 10,1° на 100 *м*, больше, чем в Западной Сибири (от 2,9 до 5,1° на 100 *м*). Геотермический градиент в криолитосфере больше, чем в областях, где многолетней мерзлоты нет (в других районах СССР 0,89—8,3°). Таким образом, температура криолитосферы с глубиной увеличивается сравнительно резко. Однако в Восточной Сибири литосфера холоднее даже на глубине 1500 *м* от поверхности, чем в Западной Сибири [83].

Отрицательные температуры криолитосферы создают необходимые условия для образования и геологически длительного сохранения подземных льдов.

До середины нашего столетия господствовала гипотеза, что подземные льды имеют фирновое происхождение, представляя собой погребенные эмбриональные ледники, образовавшиеся на земной поверхности.

В настоящее время признано, что наиболее распространенной разновидностью подземных льдов являются жильные или, точнее, повторно-жильные льды, образовавшиеся в морозобойных трещинах криолитосферы (рис. 89). Накопление повторно-жильных льдов может происходить синхронно со вмещающим их осадком, то есть сингенетично, или же оно протекает после отложения осадков — эпигенетично. В условиях сингенеза жильные льды растут вверх и увеличиваются в ширину. Таким способом могли образоваться самые крупные ледяные жилы, достигающие глубины десятков метров (Новосибирские острова). Поэтому оптимальными условиями для образования повторно-жильных льдов следует признать поймы, где сочетаются водонасыщенность грунтов и поднятие поверхности вследствие аккумуляции пойменного осадка.

«На пойме или другой поверхности, периодически увлажняемой или осушаемой, накопившей торфяно-иловатый слой некоторой минимальной мощности, возникают первые морозобойные трещины и первые небольшие ледяные жилы... Если осадконакопление продолжается, то ледяные жилы нарастают вверх всей своей верхней поверхностью, наступают вверх широким фронтом, так как сверху все время приращивается ледяная линза» [58, стр. 20]. Пойменные вязкие илы часто являлись, кроме того, местами гибели мамонтов, трупы которых впоследствии замерзали и сохранялись. П. А. Шумский развивает мысли, подобные изложенным выше, и считает повторно-жильные льды основным по объему типом подземных льдов. Местами они занимают большие площади (рис. 90). Впрочем, общий объем льда невелик, всего 0,5 млн. *км*^{3}, или 2% от объема всех природных льдов Земли [94].

Граница распространения повторно-жильных льдов близка к границе многолетней мерзлоты.

Дисимметрия криосферы. П. А. Шумский выделил зоны (вертикального) льдообразования криосферы (рис. 91). Из них являются главными рекристаллизационная или проще снежная (лед — снежного происхождения) и конжеляционная водная (лед — водного происхождения). Первая получает наибольшее развитие в странах с морским климатом и обильными снежными осадками, создающими большую плотность и низкое положение хионосферы. Вторая зона характеризуется подземными, как мы видели, преимущественно повторно-жильными льдами. Они образуются из воды, замерзающей в морозобойных трещинах в криолитосфере. Эти условия возможны

только в областях с холодным континентальным климатом, где литосфера не имеет постоянного покрова льда, а снежный покров весьма тонок и мало препятствует промерзанию грунта во время жестоких зимних морозов. «Существование древних подземных льдов с абсолютным возрастом в несколько десятков тысячелетий[1] исключает на

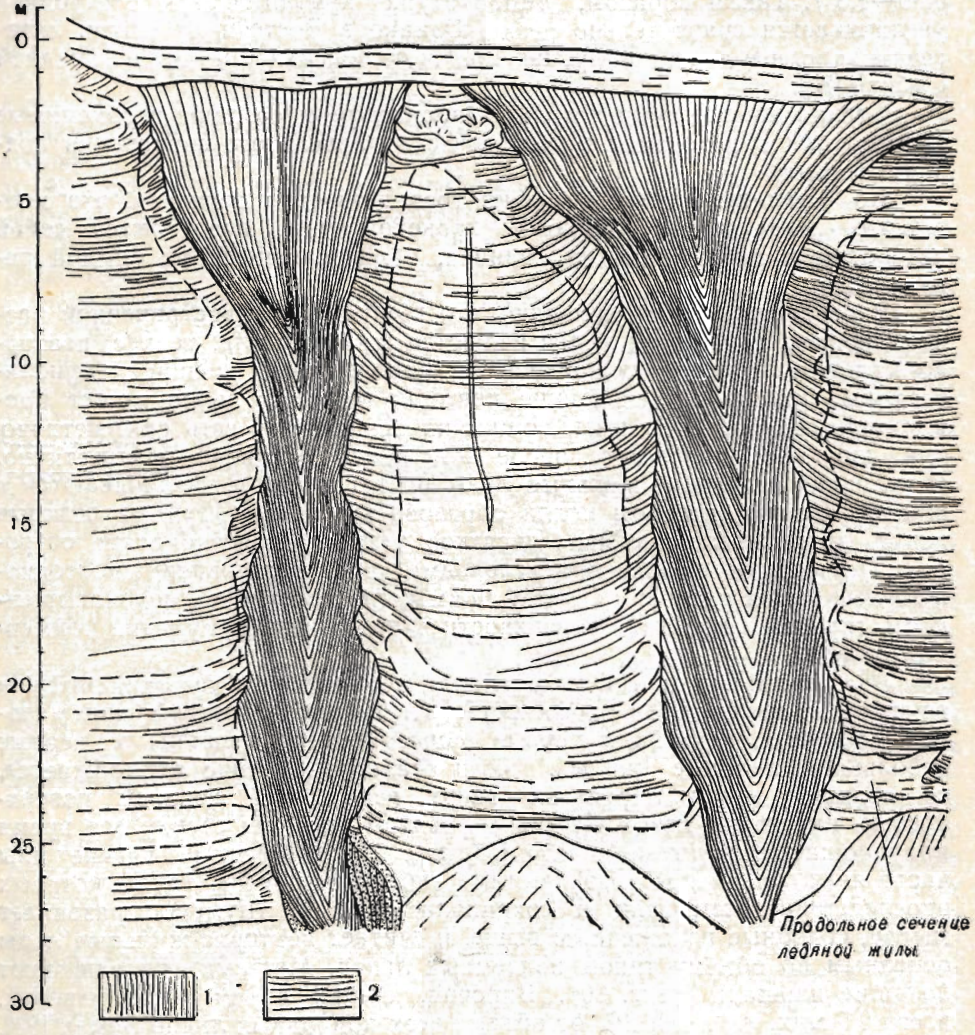


Рис. 89. Строение ледяных жил Восточной Сибири (по П. А. Шумскому и Б. И. Втюрину):
1 — годовые слои льда; 2 — слоистость вмещающих пород

обширных территориях их развития распространение покровного оледенения» [36, стр. 62].

Таким образом, льды покровные наземные и подземные в пространстве чередуются так же, как порождающие их режимы морского и континентального климатов умеренного и арктического поясов. В широтном разрезе Евразии эта закономерность льдообразования была

[1] В бассейне Индигирки возраст повторно-жильных льдов достигает 28 000 лет [36].

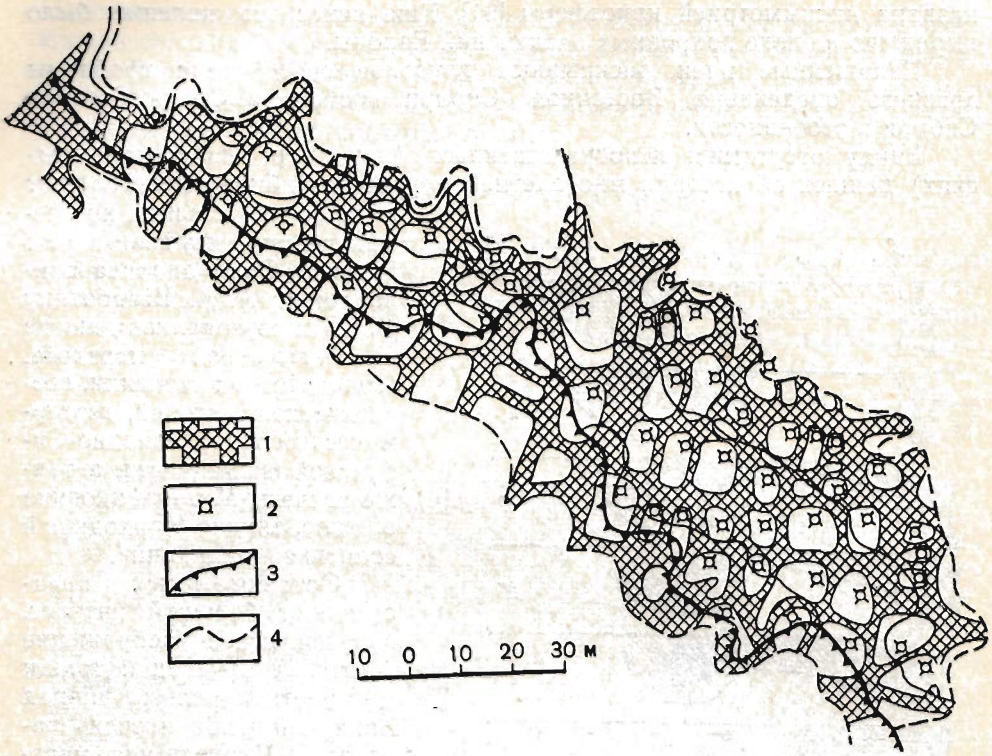


Рис. 90. План залежи жильных льдов Мус-Хая на р. Яне (по Б. И. Втюрину и П. А. Шумскому):
1 — ледяные жилы; 2 — вершины байджерахов; 3 — бровка обрыва; 4 — граница между обнаженной термокарстовой поверхностью с задернованной поверхностью и грязевыми потоками

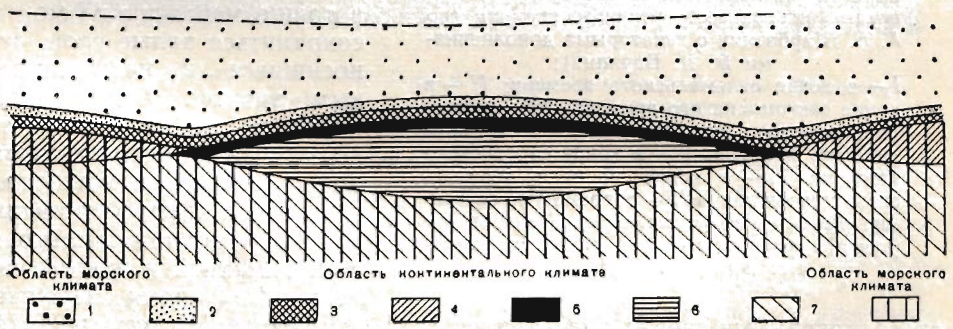


Рис. 91. Дисимметрия криосферы (по П. А. Шумскому). Схематический вертикальный широтный разрез криосферы:
1 — рекристаллизационная зона; 2 — рекристаллизационно-инфильтрационная зона; 3 — холодная инфильтрационная зона; 4 — «теплая» инфильтрационная зона; 5 — инфильтрационно-конжеляционная зона; 6 — конжеляционная зона; 7 — сезонная конжеляционная зона; 8 — теплый режим в толще горных пород

названа дисимметрией криосферы [91]. Еще яснее это явление было выражено в эпохе покровных оледенений Европы.

Изложенные идеи раскрывают глубокое своеобразие проблемы древнего оледенения Восточной Сибири вообще и Северо-Востока Сибири в особенности.

Ввиду отсутствия непосредственных (например, палеонтологических) данных об истории многолетней мерзлоты Сибири представляют интерес тщательные, но косвенные пути изучения этого вопроса. Опыт анализа принадлежит А. А. Шарбатяну [87]. Использовались данные о современной мерзлоте, геологическом строении, геологической истории, геотермическом тепле Западно-Сибирской низменности, а также расчеты М. Миланковича о колебаниях приходящей солнечной радиации [1].

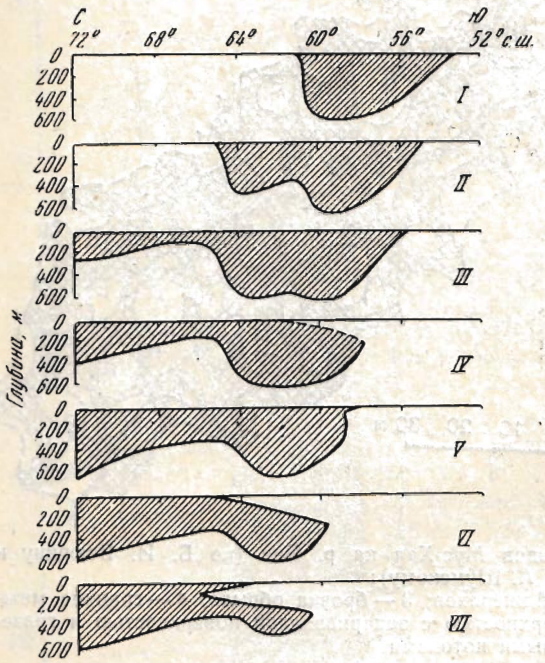


Рис. 92. Схема распространения многолетнемерзлых пород на Севере Западно-Сибирской низменности в различные этапы средне- и верхнечетвертичного времени (по А. А. Шарбатяну с некоторыми дополнениями В. В. Баулина):
I — в конце салемальского времени; *II* — в конце сангомпанского времени; *III* — в конце зырянского времени; *IV* — в конце каргинского времени; *V* — в конце сартанского времени; *VI* — в конце времени термического максимума; *VII* — современное состояние многолетнемерзлых пород. Штриховкой указано распространение многолетнемерзлых пород в каждом этапе

Основные выводы представляют большой интерес, а графическое изображение (рис. 92) изменений толщи многолетнемерзлых пород Западной Сибири очень наглядно. Многолетняя мерзлота изменяется довольно быстро (полностью за 10—20 тысяч лет), в зависимости от условий подтока геотермического тепла снизу и изменения условий на дневной поверхности. Поэтому в толще мерзлоты не могли сохраниться талые слои, относящиеся к межледниковым эпохам. Вся толща мерзлоты едина и за четвертичный период изменялись только ее мощность, северная и южная граница, а стратификация только в самой верхней и южной частях. Во время термического максимума сверху образовался слой незамерзавшей породы (VI), на котором за время послеледникового ухудшения климата возник слой мерзлой породы (VII). Присутствие мерзлоты в более северной части низменности (I—II) он объясняет распространением морской трансгрессии. Следует, однако, обратить внимание, что в Антарктиде признают наличие мерзлоты под водами Южного океана (на шельфе). Нельзя в дальнейшем оставить в стороне вопрос и о мерзлоте под покровными

[1] А. А. Шарбатян сам отметил, что вынужден был упростить действительные условия. Он не использовал новые расчеты М. Миланковича.

льдами низменности. Пространственное развитие мерзлоты в северной и южной частях низменности протекало метахронно (сравнить I и III, III и IV). Метахронно было развитие мерзлотной толщи и льдов наземного оледенения низменности. Первая существовала непрерывно, а вторая — с перерывами в межледниковые эпохи.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ В НЕОГЕНЕ

Плиоценовая тайга на Севере Сибири. В нижнем течении Алдана находится обнажение Мамонтова Гора (рис. 93), открытое около полувека назад. Мамонтова Гора лежит среди лиственничной тайги, состоящей из *Larix dahurica*. Стратиграфия обнажения получила правильное объяснение только в последние годы. Горизонт песков в основании обнажения содержит плоды ореха *Juglans acuminata* A. Braun и остатки других представителей широколиственного леса: *Alnus* cf.

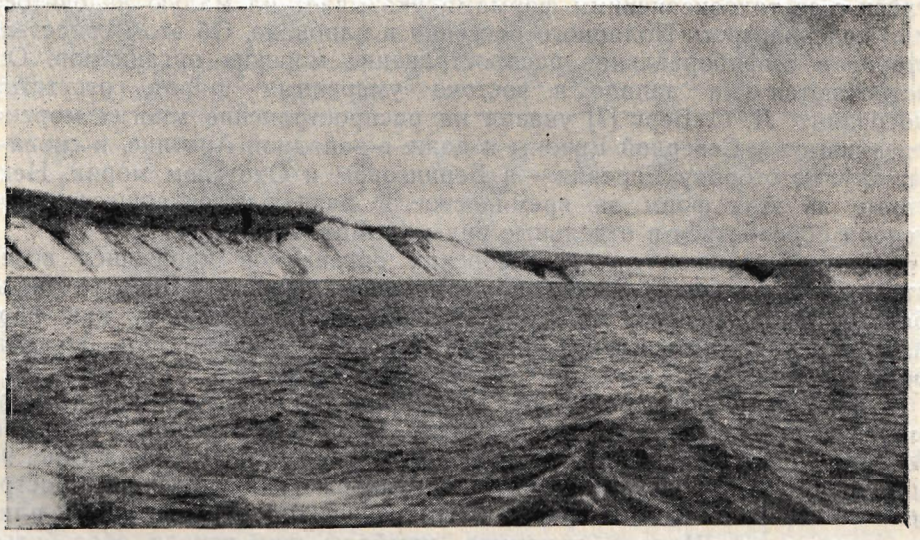


Рис. 93. Обнажение Мамонтова Гора в нижнем течении р. Алдана. Неогеновые и четвертичные отложения. Фото К. К. Маркова

Kefersteinii (Goepp.) Ung., *Corylus turgaica* Pojark., *Carpinus grandis* Ung., *Acer disputabilus* Holl., *A. trilobatum* (Stern.) A. Braun. Этот горизонт считают олигоценовым, миоценовым или плиоценовым-эоплейстоценовым. Выше следуют пески, содержащие остатки уже таежной, но все еще экзотической растительности: *Pinus radiata* Dougl., *P. monticola* Dougl. А. П. Васьковский [14] относит этот горизонт к плиоцену. Климат стал более прохладным и континентальным, чем раньше, но еще далеко не достиг современной его суровости.

Третичные отложения широко известны в районе дельты Лены и на Новосибирских островах. Но они принадлежат к палеогену. Более молодые отложения описал А. И. Гусев [31] на Лено-Индигирской прибрежной равнине. На железистых песчаниках, возраст которых не может считаться точно определенным, лежат пески омолойской свиты, вероятно, плиоценовые (по А. И. Гусеву [31] — древнечетвертичные). В низовьях р. Омолой сборы ископаемой омолойской флоры были определены В. Н. Сукачевым [67]. Омолойская флора состоит из пред-

ставителей экзотической тайги, произраставшей на прибрежной равнине: *Pinus monticola* Dougl., *Picea wollosowiszi* Suk., *Larix* ex. gr. *sibirica* Ldb. (fossilis), а также *Picea obovata* Ldb. (fossilis) и *Pinus silvestris* L. Трудно только представить себе произрастание в этой плиоценовой тайге на берегу моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря ореха — *Juglans cinerea* L. (fossilis). Может быть, последний найден здесь во вторичном залегании. *Pinus monticola* и *Picea wollossowiszi* (или близкая к ней форма) произрастают в настоящее время в Кордильерах и Каскадных горах Северной Америки [41]. Произрастание их на прибрежной равнине Северо-Востока в плиоцене, совместно с сибирскими и европейскими хвойными деревьями, свидетельствует о более теплом и влажном климате плиоцена.

Если омолойская тайга действительно плиоценовая, то тундра как зональное явление между Леной и Колымой на берегу Полярного бассейна еще отсутствовала в плиоцене.

Неледовитый Полярный бассейн. Произрастание плиоценовой тайги с ее тихоокеанскими формами указывает на малую ледовитость или неледовитость Полярного бассейна в плиоцене. Об этом свидетельствует и амфибореальное распространение морских организмов. Они встречаются на западе и востоке умеренных широт, отсутствуя посредине. Л. С. Берг [7] указал на распространение многих морских организмов у Северной Европы и даже в западной Арктике, и снова — по другую сторону Евразии — в Беринговом и Охотском морях. Некоторые из этих форм за время своего раздельного существования успели обособиться в отдельные виды (камбалы).

Разрыв единых ареалов морских организмов произошел вследствие похолодания климата в ледниковом периоде. Вокруг южных берегов Евразии связь была невозможной для этих форм, как бореальных, субарктических и бореально-арктических, то есть холодноводных.

В качестве примеров Л. С. Берг приводил рыб — миногу, акулу, морскую сельдь, лосося, угря, камбалу, треску; моллюсков — например *Mytilus edulis*; морских млекопитающих — тюленя и дельфина (рис. 94) и т. д. «Многие современные амфибореальные виды были распространены в северных частях Тихого и Атлантического океанов еще в плиоценовое время. Многие, например, камбалы уже успели обособиться в том и другом океане в особые виды. Поэтому большая часть амфибореальных видов ведет свое начало из плиоценового моря» [7, стр. 126]. Конечно, некоторые формы могли общаться вокруг северного берега Евразии и позднее — в межледниковые и послеледниковую теплые эпохи. Напомним, что даже бореально-лузитанский моллюск *Cardium edule* L. преодолел почти половину этого расстояния и во время мгинской межледниковой эпохи мигрировал от Западного Мурмана до Таймыра. Многие зоологи объяснили амфибореальное распространение морских организмов сходным образом с Л. С. Бергом.

Для нас важно сейчас то, что сквозное распространение организмов в плиоцене вокруг северных берегов Евразии прекрасно гармонирует с произрастанием тайги у берегов Полярного бассейна (см. выше). Оба явления были возможны в равной мере, потому что Полярный бассейн был еще неледовит или мало ледовит.

Климат неогена (миоцена и плиоцена) с приближением к четвертичному периоду становится контрастнее, суше, прохладнее.

Увеличение местных контрастов природы. Местные контрасты суши возрастали. Во-первых, климат становился все более континентальным (см. выше), что выражалось в противоположностях между зимой

и летом, ночью и днем, вообще свойственных климатам континентальным. Во-вторых, увеличивались контрасты местных климатов, отчасти в связи с усилением зимнего антициклона, а вместе с ним и зимних инверсий температуры в котловинах между горами. Кроме того, местные климатические контрасты в течение неогена и четвертичного периода не могли не увеличиваться и потому, что новейшие тектонические движения усиливали контрасты в рельефе. Вершины гор повыша-

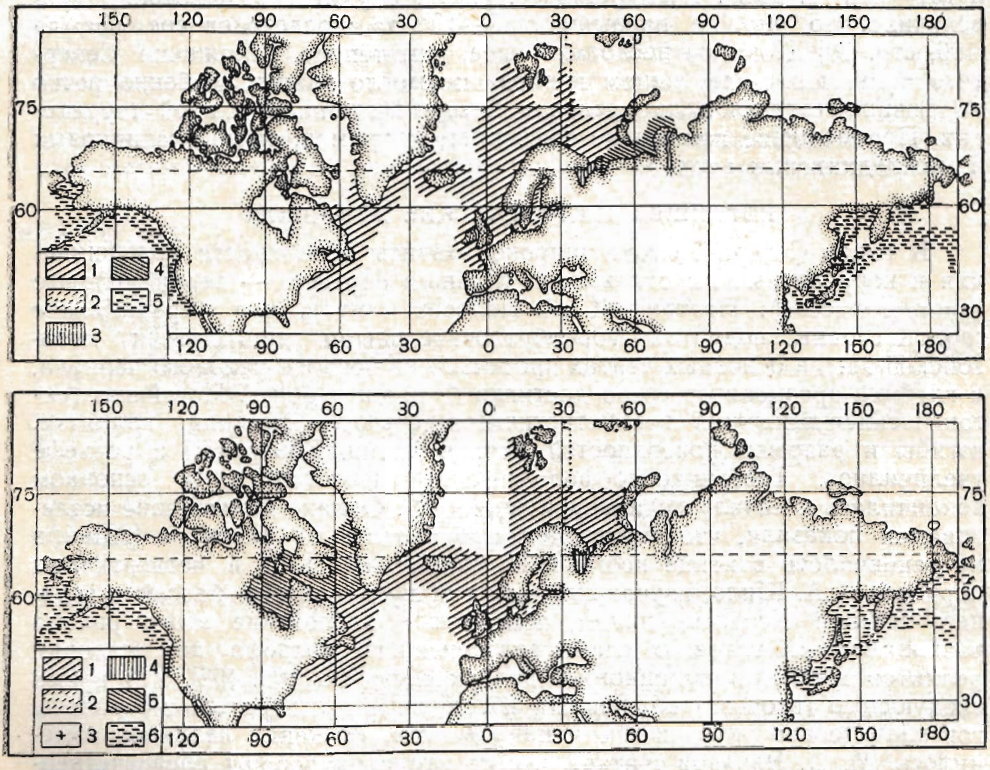


Рис. 94. Амфибореальное распространение морской фауны в Северном полушарии (по А. Н. Светловидову и Л. С. Бергу). Одно из доказательств неледовитости Полярного бассейна в плиоцене.

Верхняя схема: 1—5 — амфибореальное распространение различных подвидов сельди (*Clupea harengus*). Нижняя схема: 1—6 — амфибореальное распространение трески (*Gadus morhua*) и ее подвидов

лись быстрее, чем днища котловин, или последние погружались. На это обратил внимание Д. М. Колосов [46]. Он писал, что вследствие поднятия периферического пояса гор в Северо-Восточной Сибири, более благоприятные условия оледенения в начале четвертичного периода были в Центральной Якутии. В горах они установились в конце четвертичного периода.

Прежде чем закончить анализ общих вопросов изменения предчетвертичных и четвертичных климатов Северо-Востока, необходимо остановиться на роли перемещений географических полюсов.

О ВЛИЯНИИ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПОЛЮСОВ

Почти сорок лет назад (1924 г.) это объяснение для Северо-Востока предлагали В. Кеппен и А. Вегенер [108]. Затем в связи с непопулярностью гипотезы А. Вегенера оно было забыто. Но в последние годы па-

леомагнитные исследования приводят к выводу о подвижности магнитных и географических полюсов Земли. Следует, однако, сказать, что перемещения полюсов хотя и предполагаются, но не имели столь стремительного характера, как думали В. Кеппен и А. Вегенер. Согласно Е. Г. Гуськовой [32] в неогене северный геомагнитный полюс уже находился в Арктике в пункте с координатами 80° с. ш., 330° в. д., по А. Н. Храмову [81] координаты полюса в неогене были 72—81° с. ш. и 162—225° в. д. Д. Хуспер пишет: «Если блуждание полюсов и происходило, то оно не превышало 5—10° за послеэоценовое время» [106, стр. 59]. Поэтому несколько иное, чем теперь, положение Северного полюса в четвертичном периоде не могло влиять особенно резко на физико-географические условия Северо-Востока или иной территории. Перемещение полюса не объясняет, например, смены ледниковых и межледниковых эпох.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

В горах Северо-Востока широко развиты поверхности выравнивания и коррелятные им отложения, главным образом — верхнемеловые (типа молассов). Поэтому Д. М. Колосов считал, что выравнивание горной страны, поднятой горообразовательными движениями мезозойской эры, в основных чертах протекало не позднее мелового периода, а глубина эрозионного среза достигла 4—5 *км* и более. Новейшие тектонические движения верхнетретичного времени вызвали поднятие, изгибы и разрывы поверхностей выравнивания. Контрасты в рельефе увеличились. Тектонико-морфологическая перестройка в основном закончилась к началу ледниковой эпохи [46]. Однако дальнейшие исследования показали, что тектонически-обусловленное развитие рельефа не закончилось в конце неогена, а продолжалось и в четвертичном периоде. Н. А. Шило, изучавший четвертичную геологию бассейна верхнего течения Колымы, пишет, что первое оледенение этого района развивалось «в условиях слабо расчлененного рельефа при наличии реликтов древней денудационной поверхности» [88, стр. 452], а во время следующего (второго) оледенения абсолютные и относительные высоты гор значительно увеличились и направление движения ледников изменилось. М. Д. Эльянов считает, что со второй половины древнечетвертичного времени произошла «весьма существенная перестройка всего рельефа Северо-Востока, который испытал чрезвычайно интенсивное тектоническое поднятие» [96, стр. 450]. О величине относительных поднятий гор и погружения котловин в четвертичном периоде, а может быть и в плиоцене можно судить по тому, что врез речных долин за четвертичный период достиг 450 *м*, а мощность наносов Джелканской впадины (бассейн р. Неры, притока Индигирки) достигает 615 *м* [89]. Толщи галечника, песка, глины, бурого угля, выполняющие котловину, содержат пыльцу тсуги, древних елей и сосен, единично — ореха, лапины, граба. Мощность неогеновых и четвертичных отложений Предверхоянского прогиба еще больше и достигает 800 *м* [3]. Общий анализ новейшего тектонического развития Северо-Востока дает карта новейшей тектоники (неоген + четвертичный период) территории Советского Союза [56]. Эта карта оценивает амплитуду общего поднятия гор от 500 до 2000 *м*. Плоскогорья и низменности в среднем и нижнем течении Индигирки и Колымы поднялись всего на 50—400 *м*, а некоторые межгорные или предгорные впадины (Зырянская, Алданская) представляют собой прогибы с амплитудой погружения до 200 *м*.

Итак, за неогеновый и четвертичный периоды контрасты рельефа увеличились.

ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения Северо-Востока достигают большого разнообразия, а в котловинах и значительной мощности.

В бассейне Верхней Колымы генетические типы четвертичных отложений разнообразны. В высокогорной зоне на водоразделах и склонах гор — это элювий и делювий, а ниже — аллювий речных долин. Встречаются ледниковые и флювиогляциальные отложения, на низкогорьях — солифлюкционные отложения, а на равнинах — аллювиальные и озерные осадки. Большой интерес имеют делювиальные осадки склонов. Они образуют два разновозрастных покрова (горы Анначаг, Нетеджек). В эпохи оледенений преобладали делювиальные процессы накопления, а в межледниковые эпохи — процессы сноса делювия. Ледниковые отложения этого района пользуются ограниченным распространением, хотя горы Анначаг принадлежат к числу наи-

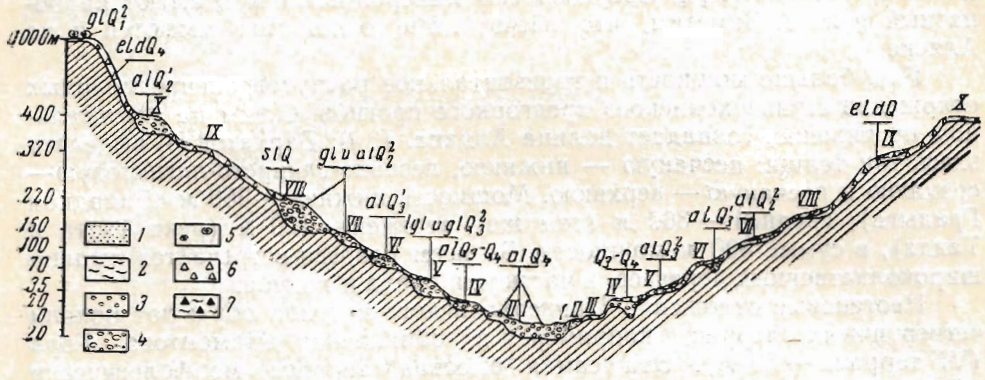


Рис. 95. Схема террас предпорожной (верхней) части р. Индигирки (по М. Д. Эльянову):

1 — песок; *2* — суглинок; *3* — галечник; *4* — валуны и галька; *5* — эрратические валуны; *6* — щебень и глыбы; *7* — щебень с глиной; *al* — аллювиальные отложения; *eld* — элювиально-делювиальные отложения; *Sl* — солифлюкционные отложения; *gl* — ледниковые отложения; *Lgl* — озерно-ледниковые отложения; *I—X* — номера речных террас

более высоких (пик Абориген — 2586 *м*). Первое оледенение «имело довольно скромный масштаб и не выходило за пределы возвышенностей» [88, стр. 452]. Но ледники второй эпохи оледенения были очень невелики, хотя горы стали выше. Оледенение носило альпийский характер с каровыми и долинными ледниками, которые занимали еще меньшую площадь, чем в первую эпоху оледенения. Между горными кряжами и пиками продолжали и в эпохи оледенения разрабатываться речные долины с многочисленными террасами. Число террас достигает десяти, и даже наиболее древние террасы (VIII, IX и X) являются четвертичными (рис. 95). Во впадинах (Сеимчано-Буюндинской и Талонской) «наблюдается сходное многоярусное строение отложений, позволяющее говорить о нескольких эпохах формирования рыхлой толщи четвертичных отложений впадин» [88, стр. 455]. Удается выделить три горизонта отложений, отличающихся в геохимическом отношении (особенно ясно различаются тонкие фракции):

I горизонт и этап аккумуляции. Синевато-серые галечники; главным образом глинистые минералы, которые ближе всего к каолиниту и гидрослюде — каолиновый тип выветривания; нижний отдел четвертичной системы.

II горизонт и этап аккумуляции. Красные песчаники; большое

количество окислов железа, которые придают песчаникам интенсивно красный цвет; в глинистой фракции гидрослюды, гидрогетит, лимонит — железистый тип выветривания; средний отдел четвертичной системы.

III горизонт и этап аккумуляции. Серовато-желтые суглинки; в глинистом цементе гидрослюды и монтмориллонит; холодные климатические условия, мерзлота[1]; верхний отдел четвертичной системы.

Не менее интересны в палеогеографическом отношении отложения Якутско-Вилюйской депрессии. Здесь на обширных пространствах залегают лёссовые породы в виде лёссовидных карбонатных суглинков. Они описывались многими исследователями, которые правильно отмечали, что лёссовидные отложения на широте Якутска являются продуктом местного наиболее континентального в мире климата. Лёссовидные карбонатные отложения особенно распространены в бассейне Лены, Алдана, Вилюя (например, по его притоку р. Тюнг). Мощность их большей частью незначительна, но между Леной и Амгой достигает 18—25 *м* [6]. Озера сильно минерализованы и имеют карбонатный режим. Заметим, что лёссовидные отложения имеются и на Аляске.

Еще больше мощность и горизонтальное распространение молодых отложений Приверхоянского предгорного прогиба. С ним на значительном протяжении совпадает долина Алдана. Г. В. Бархатов [3] выделяет здесь три толщи: песчаную — нижнюю, песчано-глинисто-лигнитовую — среднюю и песчаную — верхнюю. Мощность нижней — 380 *м* (Западная Градыга); средней — 300 *м* (там же), верхней — 120 *м* (реки Татта и Танда), в сумме 800 *м* мощности. Во всем разрезе встречается пыльца широколиственных деревьев, в частности ореха и падуба.

Неогеновые отложения Приверхоянского прогиба образуют цоколи четвертичных террас, например, в обнажении Мамонтова Гора (VI терраса — 80 *м*). Эта самая высокая терраса морфологически оформилась в нижнечетвертичное время. На Лене между Витимом и Вилюйском описаны морфологически выраженные неогеновые террасы [82]. Северо-Восток поражает нас незначительными размерами древнего оледенения, преобладанием внеледниковых участков склонов и дна долин и внеледниковых типов осадков: делювиальных и солифлюкционных плащей, аллювия многочисленных речных террас. Более полное представление о древних ледниках можно получить из работы А. П. Васьковского [13]. Но прежде необходимо описать стратиграфию четвертичных отложений.

Палеоботанические данные. Граница плиоцена и плейстоцена. Северо-Восток и Дальний Восток известны многочисленными плиоценовыми и четвертичными ископаемыми флорами. Следовательно, имеются большие возможности обосновать положение границы плиоцена и плейстоцена. В частности, необходимо обсудить вопросы о положении слоев синхронных виллафранку, об эоплейстоценовом бореальном этапе эволюции климата и растительности. Вместе с тем надо иметь в виду новизну постановки этих вопросов для Северо-Востока. Инициатива ее принадлежит А. П. Васьковскому, который относит [14] «орехоносный» нижний слой песков обнажения Мамонтова Гора к эоплейстоцену. Он же предполагает, как это делается для Европы, эоплейстоценовую «экспансию ледников на Северо-Востоке, происходившую, по-видимому, при сравнительно умеренных температурах, но при большом количестве осадков» [14, стр. 100]. Нам пред-

[1] Климатические условия образования I и II горизонтов Н. А. Шило не указывает. Думается, что в пределах Северо-Востока нельзя предполагать каолиновый тип выветривания (I этап) в четвертичное время.

ставляется, что предположение о произрастании ореховых лесов в районе Полюса холода в четвертичном периоде (пусть даже в эоплейстоцене) парадоксально и опрокидывает общепринятые понятия о четвертичном периоде.

Р. А. Баскович [4] систематически описала спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока:

нижнечетвертичные,
среднечетвертичные (?) межледниковые,
верхнечетвертичные межледниковые,
верхнечетвертичные ледниковые,
современные.

Нижнечетвертичные спорово-пыльцевые комплексы. Эти спорово-пыльцевые комплексы изучены в нескольких пунктах, и в частности в бассейнах рек Балахапчан и Джелкан. Флора представлена главным образом шишками хвойных деревьев из семейства сосновых [14]:

Picea Bilibinii Vassk.,
P. rubra Link.,
P. hondoensis Mayr. var. *tripartita* Vassk.,
P. wollosoviczii Suk.,
Pinus monticola Dougl.,
P. Nagajevii Vassk.,
Tsuga cf. *heterophylla* (Rasin) Sarg.,
Tsuga minuta Vassk.,
Pseudotsuga magadanica Vassk.,
Larix occidentalis Nutt.

Р. А. Баскович указывает, что в этом перечне нет ореховых и таксодиевых. Их нет вообще в четвертичных отложениях Северо-Востока. Орех (*Juglans cinerea*) в изобилии встречается в нижнем слое песков обнажения Мамонтова Гора на Алдане. Но возраст этого слоя оценивают, как эоплейстоценовый или плиоценовый (в обычном понимании) или даже как миоценовый и олигоценовый. Р. А. Баскович предлагает проводить нижнюю границу четвертичного периода между слоями, содержащими остатки ореха и таксодиума, и слоями, которые эти остатки больше не содержат. Это предложение гораздо естественнее, чем предложение А. П. Васьковского.

Нижнечетвертичный комплекс спор и пыльцы состоит главным образом из пыльцы деревьев (70—89,5%), преимущественно сосновых (до 95%), сосен подродов — *Haploxylon* и *Diploxylon*, елей — секций *Eupicea* и *Omorica*, тсуги. Второе место занимают сережкоцветные, то есть ольхи, березы, ивы, орешник. В растительном покрове были сфагнумы, папоротники, вересковые. Единично встречались реликты широколиственной растительности (граб, сумах, бук, ильмовые, липы). Возможно также, что пыльца указанных деревьев переотложена из третичных отложений.

Итак, уже в нижнечетвертичное время господствующим типом растительности на Северо-Востоке была тайга. Она состояла из елей, сосен, тсуги. В ней присутствовали отдельные горные североамериканские и японские хвойные. Климат стал суровее плиоценового, но еще оставался значительно мягче современного климата Северо-Востока.

Среднечетвертичные межледниковые спорово-пыльцевые комплексы. Р. А. Баскович отмечает находки, сделанные в бассейне р. Эльги (приток Индигирки) и на высокой (400 *м*) террасе самой Индигирки (определения А. П. Васьковского):

Tsuga sp.,
Picea anadyrensis Kryscht.,
P. e sect. *omorica*,
P. canadensis B.S.P.,
P. e. sect., *Eupicea*,
Pinus e sect. *cupitus*,
P. cf. *silvestris* L.,
Larix sibirica Ldb.,
L. dahurica Turcz.,
Betula sp.,
Alnus sp.,
Salix sp.,
Corylus sp.,
Populus sp.

Пыльца деревьев (до 72,5%), и в особенности хвойных (до 78%), по-прежнему преобладает, но не так резко, как в нижнечетвертичном комплексе. Преобладает (до 60%) пыльца менее архаичного подрода сосен — *Haploxylon*. Пыльцы березовых больше (до 35%), чем в нижнечетвертичной флоре. Встречается пыльца лещины, единично липы. Заметно участие сфагнумов и папоротников (до 56%).

Среднечветвертичная и нижнечетвертичная флоры «качественно почти не отличаются друг от друга» [4, стр. 441]. Произрастала тайга, состоявшая из сосен, елей, тсуги. Лиственница была представлена современными сибирскими видами.

Растительность теряла свой архаический облик. Но трудно понять, почему эта флора трактуется Р. А. Баскович как межледниковая, а не доледниковая.

Верхнечетвертичные межледниковые спорово-пыльцевые комплексы. Соответствующие находки сделаны в террасах (высотой 30—100 *м*) Индигирки, ее притока р. Эльги, на р. Берелех (один из истоков р. Колымы) и т. д. В составе этих комплексов, по определению А. П. Васьковского, есть

Picea obovata Ldb.,
P. e. sect *omorica*,
Larix sibirica Ldb.,
L. dahurica Turcz.,
Pinus silvestris L.,
P. pumila Rgl.,
Betula,
Alnus.

Этот учуро-киренский (южноякутский) комплекс А. П. Васьковского напоминает южносибирскую тайгу. В тех же слоях найдены остатки мамонтовой фауны. Содержание пыльцы древесных еще ниже, чем в среднечетвертичной флоре. Много пыльцы сосен подрода *Haploxylon*, включая и кедровый стланик. Уже нет североамериканских и южноазиатских форм хвойных (тсуга и др.), а также орешника. Сережкоцветные представлены пыльцой ольхи, березы и ивы (до 35%). Много спор, особенно сфагновых мхов (до 93%). Таежная растительность состояла из елово-сосновых лесов с лиственницей, березой, ольхой, сфагнумовым моховым покровом. Климатическая обстановка стала более суровой, но все еще была мягче современной.

Верхнечетвертичные ледниковые спорово-пыльцевые комплексы. Их сопоставляют с верхнечетвертичным оледенением Северо-Востока. В аллювии террас (20—70 *м*) в ледниковых и флювиогляциальных отложениях рек Индигирки, Эльги, Берелех,

Яны и т. д. вместе с мамонтовой фауной найдены (определения А. П. Васьковского) остатки:

Pinus pumila Rgl.,
Larix Cajanderii Mayr.,
Betula e sect. *alba*,
B. Middendorfii Trautv.,
B. exilis Suk.,
Salix rossica Nas.,
Selaginella sibirica (Milde) Hieron,
Vaccinium uliginosum L.,
Alnaster glutipes,

много травянистых растений и т. д.

Этот так называемый колымский комплекс флоры состоял из смешанного тундро-лесостепного типа растительности, которая мало отличалась от современной растительности Северо-Востока.

Обращает на себя внимание обилие спор (до 84%) и недревесной пыльцы (до 83%). Много спор плаунка сибирского (в том числе — в морене), пыльцы гвоздичных, крестоцветных, злаков, полыни, сложноцветных.

Древесно-кустарниковая пыльца составляет напротив лишь 13—36% всего спорово-пыльцевого комплекса. Это главным образом пыльца кустарниковых разновидностей березы, ольхи, редко — ивы, кедрового стланика и единично — лиственницы.

Итак, в верхнечетвертичную ледниковую эпоху «исчезают сравнительно теплолюбивые представители семейства сосновых — ели и сосны подрода Diploxylon, которые принимают большое участие в современном древостое юго-западной части Якутии, резко уменьшается содержание спор сфагновых мхов при широком развитии спор плаунка сибирского, зеленых мхов, хвощей, пыльцы недревесной группы и присутствии кустарниковых разновидностей ольхи и березы» [4, стр. 447].

Растительность этого времени напоминала современную, но она свидетельствует о еще более суровом климате Северо-Востока, чем современный климат. Растительность морен напоминала современные остепненные растительные комплексы субальпийского пояса, а растительность флювиогляциальных и аллювиальных пространств походила на современные долинные предтундровые и лесотундровые леса Северо-Востока.

Современные спорово-пыльцевые комплексы. В настоящее время Северо-Восток — область горно-таежных лиственничных лесов и горной тундры. В современных отложениях встречается пыльца кедрового стланика, лиственницы, березы, ольхи, ивы, споры зеленых мхов и сфагнумов, лишайников, плауновых, плаунковых, хвощевых. Много пыльцы недревесных растений — вересковых и трав. В долинах больше (60—70%) древесно-кустарниковой пыльцы. На южных склонах гор много пыльцы гвоздичных, лебедовых, полыни.

Распределение современной пыльцы изменяется зонально. На прибрежной равнине преобладают споры и пыльца трав, а в южной горной и лесной части Северо-Востока — много пыльцы стланика, березы, ольхи, лиственницы.

Направленные изменения растительного покрова. Сравнение описанных выше комплексов (области Полюса холода) полно глубокого интереса. Вскрывается направленный характер изменений (развитие) флоры и растительности Северо-Востока. Это процесс одновременно и регрессивного и прогрессивного развития. Регрессивное развитие выражается:

1) в непрерывном обеднении растительности, из состава которой исчезали относительно тепло- и влаголюбивые элементы, 2) в постепенном общем уменьшении роли лесов в растительном покрове.

Прогрессивное развитие выражалось в постепенном увеличении в составе растительного покрова представителей сибирской и европейской светлохвойной тайги — сосны *P. silvestris* и лиственниц. Увеличилась также роль кустарниковых и травянистых растений, приспособленных к суровым условиям климата, как-то: кустарниковых берез и ив, плаунка сибирского и т. д.

Непрерывная перестройка растительного покрова свидетельствует в целом о похолодании и континентализации климата.

Ритмические изменения растительного покрова. Этот тип изменений растительного покрова был иллюстрирован в главе III для Сибири на примере разрезов Томского Приобья.

Для района Якутско-Вилюйской равнины имеются аналогичные, хотя и не столь полные данные А. И. Поповой [60]. Ею выделены следующие фазы развития растительности.

1. Конец третичного периода — преобладание хвойно-широколиственного леса.

2. Раннечетвертичное время — елово-сосновые леса с незначительным участием широколиственных пород.

3. Темнохвойная тайга (ель, сибирский кедр, пихта).

4. Открытые пространства и лиственничные леса.

5. Еловые леса.

6. Открытые остепненные пространства, леса из лиственницы и березы.

7. Господство светлохвойной тайги.

Можно также видеть направленную эволюцию растительного покрова с увеличением роли холодостойких растительных форм, светлохвойной тайги и травянистых степных группировок. Такая же по существу ритмика в сочетании с направленными изменениями растительного покрова видна на диаграмме М. П. Гричук [28] для Приангарья (рис. 96). Дважды чередуются волны темнохвойных лесов (фазы 3 и 5) и возникают дважды волны светлохвойных остепненных лесов (фазы 4 и 6).

Изменения растительного покрова Северо-Востока можно назвать направленно ритмическим. Ритмические изменения климата и растительности Восточной Сибири являются, таким образом, вполне доказанными для четвертичного периода. Но они (в ослабленном виде) начались еще в плиоцене, как показал К. В. Боголепов [10] для Приангарской части Енисейского кряжа. Залегающая здесь плиоценовая карнаевская свита отлагалась в условии лесостепи и луговой степи. Однако дважды отмечено усиление позиции мезофильных лесов с каштаном, орехом, грабом, дубом и кленом. Приведенные данные показывают, что ритмы изменения природы в Сибири, как и в Европе (см. главу I), устанавливаются не только в четвертичном периоде, но, более слабые, и в неогене.

Стратиграфическое и геоморфологическое положение ископаемых флор. А. П. Васьковский приводит следующие данные о стратиграфическом положении описанных выше ископаемых флор. Эти данные относятся к тому же классическому горному району верховьев Индигирки и Колымы. Особенно интересной оказалась долина р. Эльги около Тобычана, Оймяконское плоскогорье. В этом районе «находки флоры в отложениях многих разновозрастных высоких террас соче-

таются с наличием ясных и резких следов, оставленных древним оледенением» [13, стр. 519].

Следы самого древнего оледенения сохранились только в виде разрозненных эрратических валунов на склонах гор, на высоте 1200—1750 *м*. Валуны древнее высоких речных террас. Оледенение носило предгорный характер. Следы второго (эльгинского) оледенения встречаются на выровненных поверхностях до 150 *м* над р. Табычан (формы ледниковой эрозии и эрратические валуны).

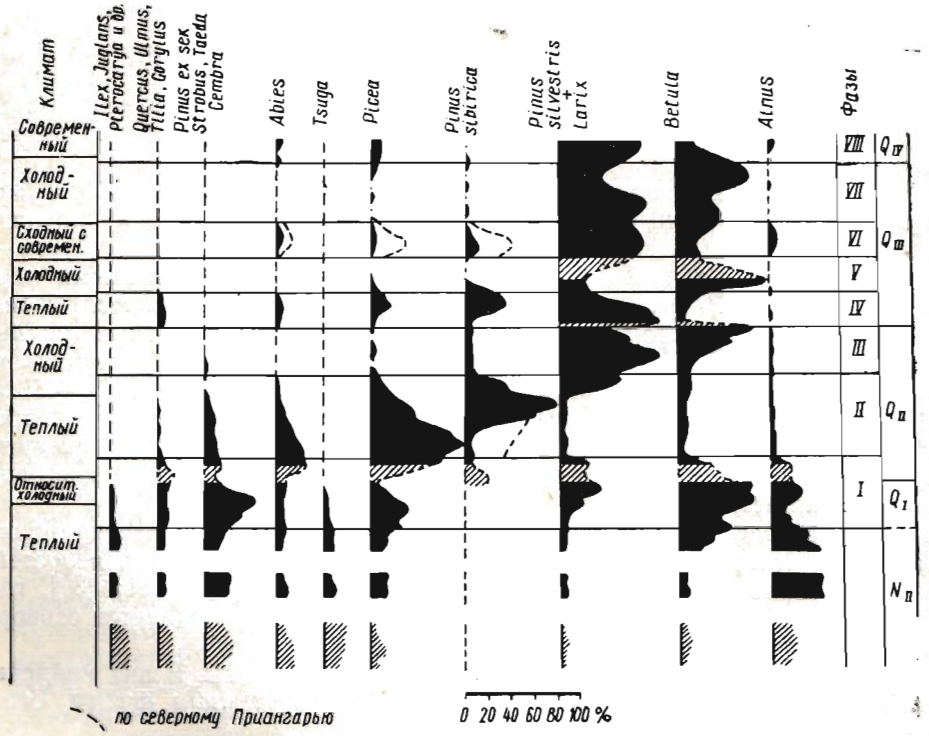


Рис. 96. Схематизированная пыльцевая диаграмма, составленная для бассейна р. Ангары (по М. П. Гричук). Диаграмма иллюстрирует направленные и ритмические изменения растительного покрова Восточной Сибири

Следы третьего (бохапчинского) наиболее молодого оледенения многочисленны. Много трогов, в том числе древний трог Тобычана, из которого река была вытеснена ледником. Среднечетвертичная флора залегает в аллювии, выполняющем древний каньон, на высоте 370 *м* над р. Эльга. А. П. Васьковский [13] относит эту флору к первому межледниковью, так как по условиям ее залегания она моложе эрратических валунов первого (древнего) оледенения, но старше следов второго оледенения, спускающихся ниже к р. Эльге. Пыльца из отложений, синхронных второму оледенению, известна только в одном пункте — в верховьях Колымы, в 125-метровой террасе. Пыльцевой спектр свидетельствует о климате «не менее суровом, чем современный» [13, стр. 523].

Верхнечетвертичная флора второго межледниковья найдена в отложениях 80—100-метровой террасы р. Эльги. Флора древнее последнего оледенения, морены которого местами лежат ниже, даже на днищах современных долин. С другой стороны, отложения этой

80—100-метровой террасы р. Эльги моложе второго оледенения, следы которого встречаются только выше террасы до 850 *м* над руслом р. Эльги. Наконец, стратиграфическое положение верхнечетвертичной флоры в течение третьей ледниковой эпохи установлено там, где сборы производились непосредственно из моренных отложений или из синхронных им флювиогляциальных отложений. Такие сборы удалось сделать во многих пунктах в бассейнах Колымы и Индигирки [13].

НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА

Новосибирские острова давно привлекали внимание исследователей четвертичного периода. Они расположены среди обширного шельфового мелководья. Уже первых исследователей этих островов поражали подземные льды и остатки ископаемой фауны и флоры. Обзор четвертичной геологии Новосибирских островов составлен Н. Г. Загорской [37].

Новосибирские острова (36 тыс. *км*^{2}) имеют низменный, а местами — платообразный рельеф. Высшая точка всего архипелага достигает высоты всего 374 *м* (остров Котельный). Земля Бунге — низкая песчаная терраса, типичная песчаная пустыня с эоловыми формами рельефа. В группе Новосибирских островов выделяются своим рельефом острова Де-Лонга. Они представляют собой голые скалы, покрытые небольшими ледниковыми куполами. Площадь ледников на островах Беннетта и Генриетты — 67 *км*^{2}, наибольшая высота — 450 *м*. Высота климатической снеговой границы — около 200 *м* [90]. Современное оледенение островов Де-Лонга представляет большой интерес. Это единственные ледники, находящиеся выше климатической снеговой границы на островах восточного сектора Арктики.

Стратиграфия, палеонтология, палеогеография Новосибирских островов весьма своеобразны и вместе с тем имеют много неясностей. Это отчетливо видно при чтении описания этого архипелага [37], где почти каждое определение возраста отложений сопровождается оговорками, лишающими выводы определенности.

1. В основании береговых обрывов — серые глины. В них найдены раковины морского арктического моллюска *Portlandia arctica* Gray и некоторые другие, тоже арктические формы.

2. На поверхности коренных пород и под ископаемыми льдами встречаются гальки, щебень и валуны (до 30 *см*). Генезис их не выяснен, но, по-видимому, они местного происхождения.

3. Ископаемый лед достигает 80 *м* мощности. Одна из особенностей — земляные жилы, пронизывающие толщу льда.

В образце ископаемого льда с острова Котельного Б. Н. Городков [23] определил пыльцу: древесную — далекого заноса (сосна, пихта, ель, береза, ольха); недревесная пыльца относилась к полыням (52%), злакам, маревым, вересковым. Имеются споры мхов, плаунов и папоротников. Интересно, что полынь в настоящее время не растет на Новосибирских островах (но растет на острове Врангеля). С другой стороны, в образце льда не оказалось пыльцы ивы, хотя полярная ива в настоящее время произрастает на островах архипелага. Б. Н. Городков характеризует растительность Новосибирских островов «времени ископаемого льда» как полярную пустыню и тундру. К югу от них находилась лесная зона, и ботанико-географическая зональность сохранялась.

4. Озерно-аллювиальные и морские отложения. В первых констатирована мамонтовая фауна млекопитающих: *Elephas primigenius* Blum., *Bison priscus* Boj., *Equus caballus* L., *Ovibos moschatus*, а также *Felis.*

Морские отложения представляют собой, по-видимому, фацию одного и того же горизонта с озерно-аллювиальными отложениями. Морские отложения содержат фауну *Portlandia arctica* Gray, var. *aestuarium* Moss., *Astarte borealis* Chemn. var. *placenta* Morch. и т. д.

5. На озерно-аллювиальных отложениях образовались клиновидные льды и льды водного происхождения, которые связывают с новой эпохой оледенения. Выше залегают различные отложения, определяемые как современные.

Положение указанных горизонтов в общем стратиграфическом разрезе четвертичных отложений Северо-Востока неясно. Невозможно понять, почему именно ископаемые льды Новосибирских островов следует отнести к зырянской эпохе оледенения или считать отложениями бореальной трансгрессии нижний горизонт глин с морскими моллюсками [37]. Д. М. Колосов разработал концепцию пассивного оледенения Новосибирских островов, реликтом которого он считал подземные льды архипелага, однако за последние десятилетия взгляды на происхождение подземных льдов изменились.

ОСТРОВ ВРАНГЕЛЯ

Площадь острова 7500 *км*^{2}, горы достигают высоты 1100 *м* и являются наивысшими среди островов Советской Арктики.

В 1938 г. Б. Н. Городков [23, 24] и К. К. Марков обратили внимание на следующие основные черты его географии и палеогеографии.

На острове, несмотря на большую высоту, не видно современных и древних следов ледников. Остров пересекают две продольные субсеквентные долины, параллельные тектоническим структурам. Обе долины древние, только частично используются реками, они сквозные и своими концами подходят к береговой черте острова. Современная флора острова оказалась очень богатой. Она состоит из 160 видов сосудистых растений, не беднее и даже своеобразнее флоры северных побережий Чукотского полуострова и Аляски и неизмеримо богаче флоры западных островов. Причина флористического богатства острова — отсутствие сплошного покрова льда в четвертичном периоде. «Бывшие свободные от льда площади сохранили относительно богатую и древнюю флору» [24, стр. 23]. Последнее утверждение Б. Н. Городкова представляет собой вывод из геоморфологических исследований. Мы считаем, что нет никаких оснований предполагать значительное, тем более покровное оледенение острова Врангеля в четвертичном периоде.

Наконец, весьма важная особенность острова Врангеля, так же, как и Новосибирских островов, — это нахождение многочисленных костных остатков мамонтов (на острове Большом Ляховском был найден труп мамонта). Таким образом, острова были частями материка Евразии. В настоящее время ширина пролива между материком и островом Врангеля 100 *км*, а глубина до 50 *м*.

После Б. Н. Городкова и К. К. Маркова остров исследовался неоднократно. В его западной части обнаружен был небольшой ледник, и предполагается, что остров пережил горно-долинное оледенение. У нас нет никаких оснований возражать против этих выводов. Новые данные, таким образом, не внесли принципиального изменения в выводы Б. Н. Городкова и К. К. Маркова. Впрочем, ледниковое происхождение мореноподобных отложений так и не было доказано обстоятельными описаниями. Как известно, псевдоморены вообще широко распространены в горных районах.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Палеогеография Северо-Востока своеобразна так же, как и география этого района, его геоморфология и четвертичные отложения. В особенности интересны четыре палеогеографические проблемы:

1. Эоарктика.
2. История наземного оледенения.
3. История подземного оледенения.
4. Метахронность оледенения.

Первая проблема рассматривает природу Северо-Востока конца третичного — начала четвертичного периодов. Вторая, третья и четвертая проблемы заключают характеристику своеобразной истории оледенения Востока Сибири.

Эоарктика. Термин «Эоарктика» предложил в 1938 г. зоолог А. Я. Тугаринов [77]. Мы видели, что палеогляциологи начиная с И. Д. Черского выдвигали тезис об ограниченном оледенении Севера Сибири и совершенно правильно обосновали его исторически устойчивой континентальностью климата района. Значительно позднее, но совершенно самостоятельно этот взгляд поддержали ботаники и зоологи. Они показали, что, лишь допустив возможность развития растений на Севере Сибири в ледниковом периоде, можно объяснить ее видовое богатство и наличие эндемов. Идею Эоарктики развил уже в 1927 г. А. И. Толмачев: тундровый ландшафт на Востоке и оледенение на Западе — синхронны [72]. Тундровый ландшафт сложился в четвертичном периоде сначала на Севере Сибири и Северной Америки. Только затем тундровые растения могли распространиться в Европу, и тундра стала зональной и циркумполярной. В целом арктическая флора молода. Доказательством общей молодости тундровой флоры является отсутствие эндемичных родов растений при наличии эндемичных видов. К сожалению, палеоботанические данные, позволяющие установить геологическое время появления арктической флоры, отсутствуют [73]. Приходится ограничиваться вероятными соображениями. Ископаемые миоценовые флоры Земли Гриннеля (81°40′ с. ш.), Новосибирских островов, Анадыря были лесные и частично даже вечнозеленые. «К сожалению, после оставившей столь богатые остатки эпохи смешанных лесов Арктики, в фито-палеонтологических доказательствах из ее пределов, имеется громадный перерыв и в большинстве случаев мы встречаемся здесь лишь с осадками, содержащими остатки таких же растений, которые мы находим в Арктике и теперь» [73, стр. 35]. Правда, можно думать, что на Севере Сибири хвойно-широколиственные леса сменились (к эоплейстоцену) тайгой, постепенно флористически обеднявшейся и приспособлявшейся к суровым климатическим условиям обитания (см. выше). Распространяются ивы, березы, возможно, и их кустарниковые тундровые формы. Процесс этот мог начаться еще в неогене. Его нарастание установлено Р. А. Баскович и А. П. Васьковским по конкретным палеонтологическим данным (см. выше).

В настоящее время альпийскую флору считают древнее арктической, первая могла выработаться и в альпийских условиях в Арктике на таких возвышенностях, как горы Бырранга и Брукса. Альпийские растения могли также мигрировать в Арктику и с юга по горам. Однако и первый и второй процессы были возможны на обширных пространствах континентальной Арктики, от Таймыра на западе до Земли Пири на востоке. В конце концов возникали циркумполярные ареалы (рис. 97). Видовая насыщенность Эоарктики очень велика. Мы

упомянули видовое богатство острова Врангеля. Э. Хультен [107] приводил численность арктических евроазиатских видов для различных групп:

Западная Европа	Северо-Восток
0	55—21
21	37—21 и т. п.

Концепцию Эоарктики кроме уже упомянутых ученых поддерживают ботаники Б. Н. Городков [24], В. Б. Сочава [66], Б. А. Тихомиров [70, 71] и зоологи П. Я. Кузнецов [50], Л. А. Портенко [61]. Послед-

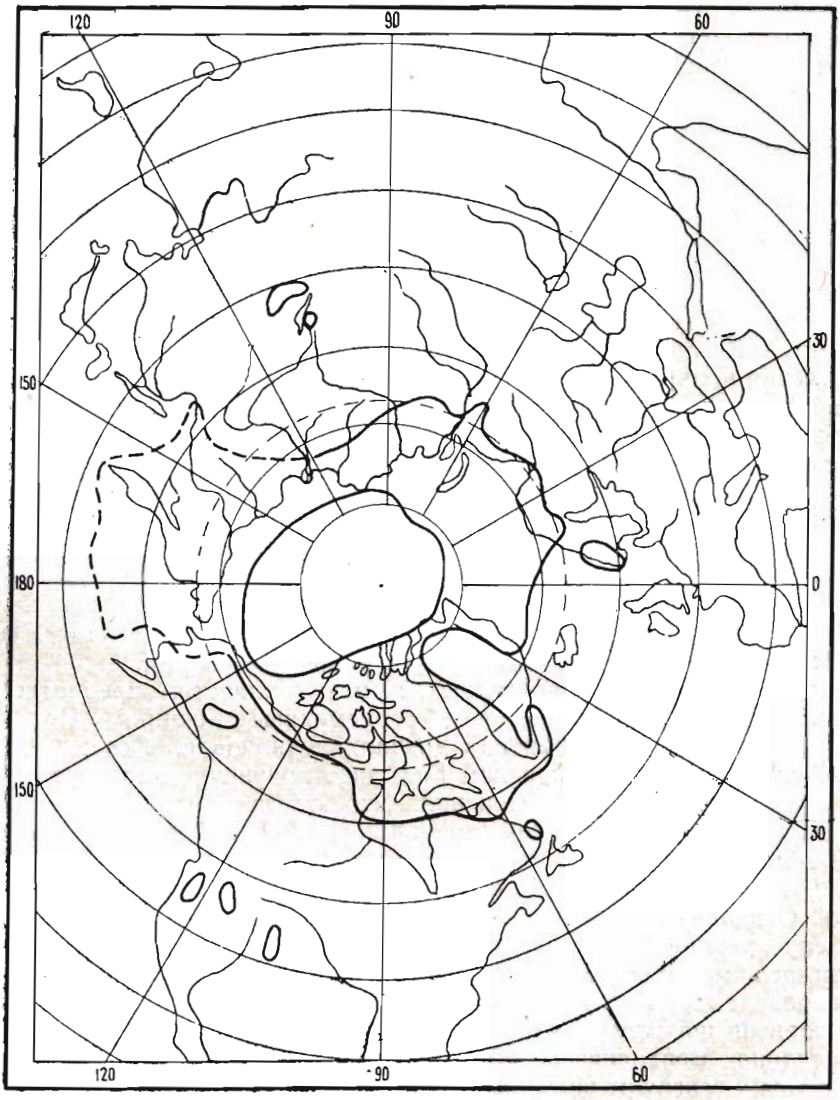


Рис. 97. Циркумполярное распространение эоарктического мака полярного (*Poa arctica*). По А. И. Толмачеву (упрощено)

ний писал: «Фауна (острова Врангеля. — *К. М.*) оказалась относительно богатой и характерной обилием эварктов, причем эварктов высокоширотных. Эта черта указывает на ее древнюю автохтонность... Фауна

острова Врангеля — древняя, доледниковая» [61, стр. 101]. Несмотря на убедительность изложенных взглядов, необходимы некоторые дополнительные пояснения.

Следует различать Эоарктику и Берингию. Вторая — гипотетическая единая суша, остатком которой являются Чукотско-Анадырский район, Аляска, остров Врангеля и т. д. Берингия (не Эоарктика) характеризуется древними третичными лесными видами, но молодыми арктическими пришельцами (не автохтонными!).

Возникает вопрос, не вырабатывалась ли арктическая флора кроме Эоарктики также у края ледниковых щитов [66], тем более что в древних перигляциальных районах известно много находок перигляциальных флор. Вероятно, обе точки зрения совместимы. Далее, определение четвертичного возраста эоарктической формы не исключает третичного возраста ее отдельных представителей. В. Б. Сочава [66] называет представителей аркто-альпийского рода камнеломок (Saxifraga), известного еще с середины третичного периода.

По-видимому, массовое развитие арктической флоры — процесс действительно молодой и относящийся к четвертичному времени. Что касается пояса тундр и арктических пустынь как циркумполярных законченных пространств, то они еще моложе, что впервые указал в 1927 г. А. И. Толмачев [72]. В главе первой мы уже предложили считать одним из определяющих процессов развития прогрессивное развитие флоры и растительности; особенно велико значение его (появление полярной флоры) для проведения нижней границы плейстоцена. Данные, положенные в основу представления об Эоарктике, указывают также на относительную стабильность природных условий Севера Сибири в течение четвертичного периода, что согласуется с выводом о сравнительно скромных размерах древних ледников Северо-Востока. Последние, конечно, не могли внести во флору Северо-Востока опустошений, подобных тем, которые внес Европейский ледниковый щит в органическую природу Северной Европы.

Наземное оледенение. Распространение древнего оледенения. Ограниченные размеры древнего оледенения Северо-Востока являются его наиболее характерной чертой.

Конечно, ледники последнего и, в особенности, предпоследнего ледниковий были больше, чем современные ледники. Но карта максимального распространения древних ледников на Северо-Востоке, составленная А. П. Васьковским [13], дает преувеличенное представление о размере и типе оледенения. Это отмечает сам автор карты. Внутри заштрихованного контура, пишет А. П. Васьковский, оледенение не было сплошным. Ледники были долинными, кое-где они спускались в предгорья, как образования предгорного типа (типа Маляспина). Отдельные долинные ледники достигали большой длины. Ледник, спускавшийся к югу от главного центра оледенения, гор Сунтар-Хаята, распространялся вниз по долине р. Юдомы на 300 *км* (до района перевала Джугджур), а к северу — по р. Сунтар — на 150 *км*. Предгорный тип оледенения был характерен для южного и юго-западного склонов Верхоянского хребта. Один из таких ледников подножия находился к северу от поселка Хандыга.

Морены верхоянских ледников подступали к Лене и даже отжимали ее к западу от района села Жиганска [52]. Здесь развиты озерные осадки (конорские). В них найдены кости мамонта.

Оледенение вдоль внешнего склона Верхоянского хребта было, вероятно, более интенсивно, чем внутри горного барьера, где осадков выпадало особенно мало. Оледенение было асимметричным.

Сведения относительно морфологии шельфа Восточной Сибири дополняют наши представления о древнем оледенении суши [33]. Западная, или Баренцево-Карская, часть шельфа была покрыта льдом. Он смыкался со льдом Балтийского ледникового щита. Но к востоку оледенение уменьшалось не только на суше, но и на шельфе. Признаком уменьшения оледенения шельфа служит погружение морских террас к востоку, из чего можно заключить, что к востоку уменьшалось изостатическое поднятие материка, а значит, и ледниковая нагрузка.

Наилучший способ сравнения древнего и современного оледенений заключается в определении величины депрессий фирновой границы. Цифры, полученные А. П. Васьковским, очень малы. Древняя фирновая граница в последнюю эпоху оледенения занимала наивысшее положение: 1900 *м* на северном склоне и 1800 *м* на южном склоне хребта Сунтар-Хаята. От хребта Сунтар-Хаята снеговая граница опускалась во всех направлениях: до 1800—1300 *м* в горах Черского, 1500—1400 *м* в северной части Верхоянского хребта, 1100 *м* на берегу Охотского моря, всего до 200—300 *м* на южном берегу Чукотского моря.

Положение древней и современной фирновых границ принципиально одинаково. Они выше всего там, где континентальность климата наибольшая и больше массивность гор. Депрессия снеговой границы достигала всего 400—600 *м*. Это очень небольшая величина, которую констатируют только в районах, где условия для древнего оледенения были и остались особенно неблагоприятными вследствие сухости климата (Памир, Центральный Тянь-Шань).

Новейшие обзоры [2, 9, 80] показывают, что размеры древнего оледенения были даже скромнее, чем предполагалось еще недавно, не говоря уже о взглядах В. А. Обручева. Оледенение Верхоянья не было никогда «полупокровным». Оно было сетчато-долинным и долинным. Авторы обзоров различают только две эпохи оледенения: средне- и верхнечетвертичную. Ледники, выходившие за пределы Верхоянского хребта к Алдану и Лене, принимали вид ледников подножия. Они доходили до Лены, но не подпруживали ее.

К сожалению, в этих обзорах не сообщаются данные о межледниковых отложениях и об изменениях высоты снеговой линии.

О двукратном оледенении Омолоно-Чукотской области сообщает С. Ф. Бискэ [9]. Подобно многим сибирским исследователям, он выделяет еще одно новейшее оледенение или стадию. Размеры оледенения были невелики даже на Чукотском полуострове и в районах довольно высоких и относительно близких к Чукотскому и Беринговому морям. Отмечаются древние долинные ледники и ледники подножия. К сожалению, палеонтологические данные почти не сообщаются.

Таким образом, спор о размере и типе древнего оледенения, продолжавшийся несколько десятков лет, решен окончательно в пользу И. Д. Черского и А. И. Воейкова — Восточная Сибирь была страной только горных и предгорных ледников.

Физико-географические условия древнего оледенения. Древнее оледенение Северо-Востока развивалось в условиях континентального климата так же, как и современное оледенение. Но почему ледники последней и предпоследней эпох оледенения все-таки были больше, чем современные ледники Северо-Востока?

Этот вопрос обстоятельно рассмотрен А. П. Васьковским на основании изучения пыльцы и спор в самих моренах ледников новейшей эпохи оледенения. Спорово-пыльцевой спектр этих морен и синхронных

им флювиогляциальных отложений содержит, как было указано выше, споры сибирского плаунка *Selaginella sibirica*, пыльцу полыней, а также пыльцу *Pinus pumila*, более мелкую, чем обычно. В моренных и флювиогляциальных отложениях нет пыльцы ели, сосен, «не говоря уже о более теплолюбивых хвойных и лиственных деревьях» [13, стр. 528]. В долинах и межгорных котловинах на высоте 700 — 800 *м*, на 300 — 400 *м* ниже современного уровня (1100 *м*) произрастали растения, аналогичные современным: лиственница, кедровый стланик, кустарниковые виды березы, ивы и ольхи и т. д. Горизонтальная граница лиственницы отодвинулась южнее ее современной границы.

Поэтому можно принять, что условия на высоте 800 *м* в последнюю эпоху оледенения напоминали современные условия на 300—400 *м* выше в горах, где климат менее континентальный. Уменьшение континентальности климата по мере увеличения высоты представляет собой общую закономерность и наблюдается на Северо-Востоке. Это видно по данным, которые были приведены для метеорологических станций, расположенных в горах Сунтар-Хаята на высоте 2063 *м*, 1130 *м* и в долине р. Агакяна (приток р. Сунтар, бассейн р. Индигирки) на высоте 777 *м*. В особенности характерно сравнение наблюдений двух нижних станций, расположенных на высотах верхних пределов распространения древесной растительности: 1) в настоящее время (1130 *м*) и 2) на 300—400 *м* ниже в последнюю эпоху оледенения (р. Агакян, 777 *м*).

На высоте 1130 *м* зимние и годовые температуры выше, амплитуда температур меньше, осадков больше, чем на высоте 777 *м*. Следовательно, климат верхнего уровня можно действительно считать менее континентальным, чем климат нижней станции. На нижнем уровне, как следует из палеоботанических данных, в последнюю эпоху оледенения господствовал климат верхнего уровня, менее континентальный климат. Но только на Верхоянском хребте менее континентальный климат (ледниковья) на одном и том же высотном уровне сменился современным более континентальным климатом.

В последнюю эпоху оледенения у верхней границы леса у концов ледников «июль был холоднее чем сейчас, на 2—2,5°. Что касается зимы, то она была менее холодной чем сейчас, но все же чрезвычайно суровой» [13, стр. 529]. Среднеянварские температуры были выше современных примерно на 10°, среднегодовые — выше на 2°. «Количество осадков должно было несколько возрасти... главным образом за счет увеличения количества зимних осадков» [13]. Общее количество осадков на уровне морен последнего оледенения тоже возросло, но незначительно. Оно достигало предположительно 350—400 *мм*, а сейчас — 270 *мм* (р. Агакян). Приведенные данные свидетельствуют «об усилении влияния океанического климата (в последнее ледниковье. — *К. М.*) по сравнению с нашим временем» [13, стр. 538]. Впрочем, хотя климат ледниковья был несколько мягче современного, это был все же резко континентальный и холодный климат. Вследствие более холодного лета условия для произрастания лиственницы были на одинаковой высоте еще менее благоприятны, чем в настоящее время. Общий характер растительного покрова, несмотря на депрессию границы леса, не изменился. В низинах произрастали те же редкостойные лиственничные леса, и ледники спускались до лиственничного редколесья. Как в настоящее время, так и в эпоху последнего ледниковья элементы леса, степи и тундры соприкасались, образуя горную «тундро-лесостепь» Северо-Востока (лиственница, ковыль, полынь, плаунок сибирский, березки из секции нана, ивы из арктических секций).

Тундро-лесостепь двух последних ледниковий и последнего межледниковья была средой для обитания мамонтовой фауны. Условия существования мамонта очень хорошо изучены. Фауна Северо-Востока так же, как и растительность, характеризовалась присутствием степных и горно-степных животных, генетически связанных с южными нагорьями Азии: горных баранов (*Ovis*), пищух (*Ochotona*), сусликов (*Citellus*), сурков (*Marmota*).

Итак, рассматривая природную обстановку последнего ледниковья Северо-Востока Сибири, нужно отметить два главные отличия от обстановки последнего ледниковья Европы:

1) количественные отличия (относительную очень большую стабильность природных условий ледниковья);

2) качественные отличия (изменения климата в значительной мере противоположного характера).

Европа	Северо-Восток
Понижение годовой температуры; осадки неизменны или меньше современных;	Повышение годовой температуры; осадки больше современных;
понижение температуры зимы;	повышение температуры зимы;
понижение температуры лета.	понижение температуры лета.

Природные условия последнего межледниковья. Природные условия последнего межледниковья напоминали современные условия юга Якутии (р. Учур). В это время в верховьях Индигирки (поселок Усть-Нера) из деревьев росли кроме свидетельницы ледниковья — лиственницы даурской и другие деревья, более требовательные к теплу: лиственница сибирская (найдено 200 шишек), ель сибирская (30 шишек), сосна обыкновенная (15 шишек) и возможно (пыльца) кедр (*Pinus cembra*), ель американская, ольха и береза (древесные формы). Учурокиренская флора свидетельница климата значительно менее сурового, чем современный (табл. 18).

Таблица 18

Условия произрастания учурокиренской флоры (Усть-Нера)		Современные условия (Агакян)	Различия
Среднегодовая температура	—6°	—16,1°	10,1°
Средняя температура января	—30°	—48,0°	18°
Средняя температура июля	+18°	+14,6°	3,4°
Осадки годовые	350 *мм*	273 *мм*	77 *мм*

И лето и зима были тогда теплее, чем в настоящее время и чем в последнее ледниковье; осадков выпадало больше, и столько же, сколько во время последнего ледниковья.

Это означает смещение природных границ к северу на 1000 *км*, величина хотя и большая, но менее значительная, чем смещение природных границ между аналогичными отрезками времени в районе Европейского ледникового щита.

Голоцен. В тундре Северо-Востока имеются остатки леса. По мнению А. П. Васьковского [13], лес проникал в тундру на 100—200 *км* севернее современной лесной границы. Вертикальная граница леса повышалась в горах на 100—200 *м* над ее современной

границей. Таким образом, Северо-Восток в голоцене пережил эпоху оптимума развития лесной растительности.

Подземное оледенение. История подземных льдов неразрывно связана с историей многолетней мерзлоты. Эта проблема обсуждается свыше 30 лет А. А. Григорьевым [26], П. И. Колосковым [45], М. И. Сумгиным [68], И. П. Герасимовым и К. К. Марковым [21].

Впоследствии ее также освещали неоднократно. В. Ф. Тумель [78] высказал мысль (впоследствие развитую П. А. Шумским), что вечномерзлая толща — разновидность оледенения [91].

П. А. Шумский в 1955 г. сопоставил подземные (конжеляционные) льды с наземными (рекристаллизационными). К. К. Марков в 1956 г. предложил упростить терминологию и называть конжеляционные льды водными, а рекристаллизационные льды снежными [54]. Там же дан обзор проблемы. А. И. Попов [59] высказал следующие соображения. Вечная мерзлота появилась раньше, чем образовались наземные ледниковые покровы. Ее образование энергично происходило перед фронтом ледниковых покровов вследствие охлаждающего влияния последних. Что касается существования мерзлоты под ледниковыми покровами Евразии, то А. И. Попов считает этот вопрос невыясненным. Он считает мерзлоту всей Евразии образованием в общем синхронным, но в то же время делает к этому заключению оговорку: «...как в плейстоцене, так и в голоцене динамика (появление и исчезновение, усиление и ослабление) вечной мерзлоты на западе рассматриваемой территории и на ее востоке была существенно различной» [59, стр. 60]. На западе Евразии границы мерзлоты и ее температуры изменялись очень резко, а на востоке Евразии эти изменения были «весьма малые» [59].

Последний взгляд подтверждает и П. А. Шумский: «...изменение климата в течение четвертичного периода в восточной континентальной области было несравненно меньше, чем в западной, приатлантической» [92, стр. 421]. Во время оледенения граница многолетней мерзлоты и жильного льдообразования распространялась в Восточной Европе от ее современного положения на 25° к югу, а в Сибири — всего на 8° к югу. «При повторных оледенениях Европы в Восточной Сибири условия изменялись сравнительно очень мало» [92, стр. 421].

Выделение двух форм оледенения страны — наземного и подземного — ставит вопрос о связях, существующих между ними. Первые сведения по этому вопросу опубликовал М. М. Корейша для района Сунтар-Хаята. Здесь кроме ледников много наледей (тарынов), образование которых связано с наличием мерзлоты. Площадь ледников и тарынов зимой почти одинакова, ледники — 246 $км^2$, тарыны — 250—300 $км^2$. Какова же динамика этих различных образований? М. М. Корейша отмечает различное направление изменения ледников и тарынов за последние годы. Ледники «очень медленно отступают, оставаясь в отдельные годы стабильными или даже несколько наступая. Тарыны же скорее проявляют тенденцию к некоторому увеличению размеров» [47, стр. 130].

Метахронность оледенения. Эта концепция была высказана К. К. Марковым в 1938 г. [53], в 1939 г. — К. К. Марковым и И. П. Герасимовым [21] и повторена К. К. Марковым в 1956 г. [54]. Суть ее заключается в попытке связать две искусственно разделенные закономерности: р а с п р о с т р а н е н и е и р а з в и т и е природных условий, в особенности льдов.

Нельзя не придать проблеме метахронности оледенения весьма большого значения, которое возрастает при анализе условий развития оледенения больших территорий.

На больших территориях пространственные (местные) различия климата становятся очень большими. Сравнение истории оледенения удаленных районов нельзя осуществить, игнорируя влияние местных контрастов на процесс развития ледников. Вообще синтез истории оледенения территории СССР окажется безуспешным, если мы будем игнорировать эту закономерность.

Что касается термина «метахронность», то он был введен в двадцатых годах скандинавскими исследователями для других, но аналогичных явлений четвертичного времени. Поэтому нецелесообразно заменять его новым термином («асинхронность», «разнофазность оледенения» и т. д.).

Конкретное содержание концепции [21] заключается в следующем.

1. Оледенение развивается под влиянием общих причин — астрономических, общетеллурических [21, стр. 104].

2. Одна из причин вызвала общее (для средних широт) понижение температуры, преимущественно летней [21, стр. 104].

3. «Понижение температуры лета и зимы (следовательно и годовой температуры) способствовало оледенению Европы» [21, стр. 104]. Таково положение, которое разделяется большинством исследователей древнего оледенения. Обстановка морского климата с преимущественно циклоническим типом атмосферной циркуляции.

4. «Малое количество снежных осадков в сочетании с теплым летом создают комбинацию условий, мешающих устойчивому накоплению снежных и ледяных масс», то есть оледенению [21, стр. 105]. Обстановка преимущественно континентального климата Восточной Сибири с зимним антициклоном.

5. Повсеместное одновременное понижение температуры, усиление циклонического режима в Европе и антициклонического режима в Восточной Сибири — причина неодновременности максимумов оледенений в Европе и Восточной Сибири. «Понижение температуры не способствовало образованию льдов в Восточной Сибири, но вызвало их сокращение, — в то самое время, когда в Западной Сибири и Европе развивались ледниковые покровы» [21, стр. 106].

6. Изменчивость ледниковых явлений в этих двух «полярных» районах была различной. «Огромному размаху ледниковых явлений в Европе отвечало скорее некоторое сокращение, а полному исчезновению ледяных масс Европы — некоторое их увеличение в Восточной Сибири» [21, стр. 107].

7. «Ледниковые покровы и мерзлота — антагонисты. Развитие мерзлоты Восточной Сибири есть следствие того, что низины и плато не покрывались льдом значительной мощности, т. е. покровное оледенение в Восточной Сибири отсутствовало» [21, стр. 39].

Перечисленные положения являются главными, и они характеризуют гипотезу климатической метахронности оледенения. В целом же проблема еще шире. Метахронность оледенения вызывалась не только климатическими, но и тектоническими причинами. На это первым указал Ю. А. Скворцов [65].

Метахронно развивались и другие явления природы, например местные типы растительности. Расширенная трактовка проблемы метахронности дана в одной из глав монографии И. П. Герасимова и К. К. Маркова [21] и в статье К. К. Маркова [54]. Проблема метахронности оледенения охватывает закономерности развития оледенения всей земной поверхности в целом, а не только Евразии. Поэтому мы надеемся вернуться к анализу этой проблемы в конце нашего труда.

Возражения против гипотезы метахронности оледенения довольно многочисленны. Однако ни одно из возражений, направленных против основных положений этой гипотезы, невозможно признать правильным.

Когда было выяснено, что развитие фауны и растительности Европы и Сибири имеет общие черты, стали делать вывод, что сходные явления природы в Европе и Сибири возникали синхронно. Например, А. П. Васьковский [13] думает, что мамонтовые фауны Восточной Сибири и Европы одновозрастны. Но сходство (гомотаксис) не означает еще синхронности явлений. Не синхронное развитие одинаковых растительных формаций показано М. П. Гричук [55]. Таким образом, палеонтологические данные, прямо указывающие на синхронность оледенения Северо-Востока Сибири и Европы, теперь, как и четверть века назад, отсутствуют. Напротив, появляются палеонтологические данные, свидетельствующие о метахронности оледенения. Согласно А. П. Васьковскому [13, 14], древнейшее оледенение Северо-Востока развивалось в климате теплом и влажном, а последняя ледниковая эпоха — в климате несколько более теплом и влажном (менее континентальном), чем современный климат Северо-Востока. Такой вывод несовместим с обычной, то есть формальной синхронизацией оледенений на основе вывода о повсеместном похолодании климата в эпохе оледенения.

Критические замечания в адрес гипотезы метахронности оледенения поражают своей необоснованностью. Например, В. Н. Сакс возражал в разное время И. П. Герасимову и К. К. Маркову, указывая, что принцип синхронности оледенения является постулатом. Но постулат еще не доказательство. В. Н. Сакс писал против антагонизма мерзлоты и оледенения, указывая, что они могут быть и синхронны (мерзлота у края ледникового покрова). Но это не является возражением против тезиса антагонизма, который относился к подледной мерзлоте. Наконец, В. Н. Сакс утверждал [63], что климат межледниковый был в Сибири континентальнее, чем климат ледниковый, что неверно; это мы показали выше и, в частности, показал А. П. Васьковский [13].

Также обстоит дело с возражением П. А. Шумского [94]. Метахронность оледенения, пишет он, это очевидная истина. Но зачем же спорить с тем, что, по словам самого критика, является очевидной истиной? Столь же несостоятельны и другие возражения. Например, как справедливо пишет П. А. Шумский, размеры оледенения могут уменьшаться, если уменьшаются осадки. Но это пересказ одного из наших положений.

Третий и последний пример. С. С. Воскресенский писал, что «не дополнительное увлажнение вызвало оледенение Северо-Востока, а достаточно существенное похолодание» и что поэтому «потеряло почву и представление о метахронности оледенения» [17, стр. 28]. Но первое утверждение опровергается данными А. П. Васьковского. Следовательно, неверно и второе утверждение, являющееся выводом из первого.

Итак, критика основных положений концепции метахронности оледенения (примеры могут быть умножены) оказалась беспочвенной. Трудно понять, почему критики, известные исследователи древнего оледенения Сибири, не захотели взять на себя труд внимательного анализа этой концепции, чтобы указать на ее действительные слабые стороны, которые, вероятно, имеются.

Антагонизм наземного и подземного оледенений. Ряд замечаний был сделан в адрес тезиса об антагонизме покровного оледенения и

мерзлоты (например, С. С. Воскресенский [17]). К сожалению, эти замечания не сопровождались даже попытками доказательств. Поэтому позволим себе самым кратким образом осветить современное (1961 г.) состояние проблемы.

А. И. Попов [58] писал, что вопрос — есть ли мерзлота под ледниковыми покровами или ее нет — неясен; но специалист по вопросам термики мерзлоты В. А. Кудрявцев высказался определенно уже в 1954 г. [49]. Температура в ледниковом покрове с глубиной повышается как вообще в земной коре, подчиняясь универсальному закону температурного градиента. В. А. Кудрявцев считает повышение температуры в 3° на 100 *м* (30° повышения с глубиной для ледникового покрова толщиной в 1000 *м*). Еще раньше, в 1947 г., П. А. Шумский высказал такие же соображения: «При достаточной мощности ледника на некоторой глубине достигается точка плавления при данном давлении, и ниже лед находится в состоянии предельного термического режима. Тогда мерзлота под ледником отсутствует» [90, стр. 27—28]. П. А. Шумский выделил ледники предельного термического режима (под которыми мерзлота отсутствует) и промороженные до дна ледники. К первым он отнес новоземельский ледниковый покров.

Таблица 19

Автор и год		Температура у основания гренландского ледникового покрова
Хольтшерер	1954	—10°
Робин	1956	—12°
Болл	1957	Предельная температура —1,5°

Таким образом, после 1939 г., были высказаны взгляды, аналогичные нашим об антагонизме мерзлоты и оледенения. Но имеются указания на большую сложность вопроса. Температуру у основания ледниковой толщи определяют кроме закона геотермического градиента движение льда, которое способствует повышению температуры льда, и снежные осадки, приносящие дополнительный запас холода и понижающие температуру льда. Поэтому некоторые гренландские исследователи, признающие принципиальный антагонизм покровного оледенения и мерзлоты, замечают, что температура у основания ледникового покрова хотя и выше, чем на его поверхности, но все же остается отрицательной. Другие же считают, что температурный режим у основания предельный и мерзлоты нет, во всяком случае под северным (!) куполом, где осадков выпадает мало (табл. 19).

А. Кайе считает, что под гренландским ледниковым покровом мерзлота отсутствует (устное сообщение 1959 г.).

Современные исследователи области многолетней мерзлоты в большинстве своем также признают антагонизм мерзлоты и покровного оледенения [36]. Дж. Дженнис сообщает, что «Одно кажется бесспорным, а именно, что постоянно — мерзлые толщи не могут образоваться под большими массами снега и льда» [34, стр. 27]. Д. Гопкинс пишет, что в Аляске «значительные площади были защищены от низких температур воздуха ледяным покровом, тогда как в свободных от льда низменностях промерзание охватывало грунт до больших глубин» [22, стр. 44]. Наибольший интерес представляет, однако, Антарктида. Температурный градиент для ее ледниковой толщи установили П. А. Шумский [95] и П. В. Крон [102]. Градиент очень велик (4,5°/100 *м* по П. А. Шумскому). Поэтому под антарктическим ледниковым покровом мерзлоты нет там, где лед толще 160 *м*, то есть всюду, кроме узкой краевой зоны. П. А. Шумский пишет также, что в случае

сокращения ледникового покрова мерзлота будет прогрессировать. В последнее время в связи с предположением об отсутствии мерзлоты под антарктическим ледниковым покровом обращают внимание на подледниковый антарктический жидкий сток [62].

Таким образом, подавляющая часть исследователей проблемы «оледенение-мерзлота» или «наземное-подземное оледенение» развивают идею, которую мы назвали в 1939 г. антагонизмом мерзлоты и покровного оледенения и которая является одним из аспектов концепции метахронности оледенения.

Разнофазность истории наземного и подземного оледенения. Если наземное оледенение Восточной Сибири было мало изменчиво (см. выше), то еще более постоянны многолетняя мерзлая толща и включенные в нее льды. Это верно во всяком случае для центральных районов области мерзлоты, к которым принадлежит Северо-Восток. Так, П. А. Шумский считает, что подземные льды существуют «в течение всего времени существования достаточно холодного климата, начиная с конца третичного — начала четвертичного периода» [94, стр. 317]. Мерзлота сохранялась и на Приморской низменности Северо-Востока в течение всего четвертичного периода [8, 18]. В Анадырской низменности мерзлота изменялась в зависимости от совершенно особого фактора — трансгрессий и регрессий моря [25]. Таким образом, подземное оледенение не имело межледниковий, как наземное оледенение. Эта разнофазность развития подземного и наземного оледенения — также один из составных процессов метахронности оледенения.

Вывод совершенно очевиден: температура мерзлой толщи — 10—15°, а межледниковья, даже в Европе, были теплее современной эпохи всего на 2°.

Образование подземных повторно-жильных льдов требует не только низких температур, но и достаточного количества наземных, грунтовых вод, следовательно, и осадков. В противном случае морозобойные трещины долго остаются зияющими, а потом заполняются не льдом, а земляными массами (земляные жилы). Итак, развитие подземного, как в равной степени и наземного оледенения, зависело не только от низких температур, но и от достаточно обильных осадков.

На это обращали внимание: для Сибири — Б. Н. Достовалов [36], А. И. Попов [59], П. А. Шумский [95], а для Антарктиды — Т. Л. Певе [109]. Таким образом, Северо-Восток Сибири пережил в четвертичном периоде две-три эпохи наземного, но только одну эпоху подземного оледенения.

Итак, концепция метахронности оледенения получила много подтверждений. Главные из них:

1. Наземное оледенение Северо-Востока развивалось в условиях хотя и суровых, но менее жестких, чем современные, в отличие от Европы, где менее жесткими были климаты межледниковых эпох.

2. Покровное оледенение и мерзлота — антагонисты.

3. Северо-Восток отличался относительной стабильностью ледниковых явлений от более динамичного оледенения Европы. С другой стороны, наземное оледенение Северо-Востока было более изменчиво, чем подземное оледенение.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Главные массы материковых льдов нарастали — растаивали в областях морского климата, типа климата Европы. К этим областям и должны быть применены термины ледниковые и межледниковые

эпохи, как хронологические понятия. Так как оледенение развивалось метахронно, во всяком случае в определенных своих проявлениях, время максимумов и минимумов оледенений в области резко континентального климата надо называть иначе. Мы предлагаем применять к последним название ледниковья и межледниковья, как не имеющие хронологической определенности.

ВЫВОДЫ

История четвертичного периода Северо-Востока особенно замечательна в трех отношениях.

1. Рельеф, литогенез, фауна, флора, климат изменялись направленно и неповторимо, в чем и выражался процесс развития перечисленных компонентов природы и всей природы Северо-Востока в целом.

2. Растительность, климат, наземное оледенение изменялись ритмически.

3. Местные особенности развития природы были выражены с исключительной яркостью. Растительность и ледники не только изменялись другими темпами, чем, например, в Европе, но, вероятно, и в иных направлениях, чем в Европе, в синхронные отрезки времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климат СССР. Изд-во МГУ, 1956.
2. Баранова Ю. П. История развития рельефа Верхоянской горной группы. В кн.: «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Новосибирск, 1962.
3. Бархатов Г. В. Третичные отложения долины р. Алдана. В кн.: «Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
4. Басковичр. А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР. «Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
5. Башенина Н. В. О роли ледникового периода в формировании рельефа Патомского нагорья и Восточного Забайкалья. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 2.
6. Берг Л. С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования. В кн.: «Климат и жизнь». Географгиз, М., 1947.
7. Берг Л. С. Об амфибореальном распространении морской фауны в Северном полушарии. В кн.: «Климат и жизнь». Географгиз, М., 1947.
8. Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности. В кн.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. сев.-вост. СССР», вып. 11. Магадан, 1957.
9. Бискэ С. Ф. Очерк истории развития Омолоно-Чукотской области. В кн.: «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Новосибирск, 1962.
10. Боголепов К. В. К вопросу о развитии третичной растительности в Приангарской части Енисейского кряжа. «Докл. АН СССР», 1955, т. 100, № 5.
11. Васьковский А. П. Размеры современного оледенения на Северо-Востоке СССР. «Колыма», 1955, № 10.
12. Васьковский А. П. Обзор горных сооружений крайнего Северо-Востока Азии. В кн.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. сев.-вост. СССР», вып. 10. Магадан, 1956.
13. Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
14. Васьковский А. П. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними. В кн.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. сев.-вост. СССР», вып. 14. Магадан, 1960.
15. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитость арктических морей. В кн.: «Доклады юбилейной сессии Арктического научн.-иссл. ин-та Главсевморпути при СНК СССР». Изд-во Главсевморпуть, Л., 1945.
16. Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших (1881 г.). Избр. соч., т. III. Географгиз, М., 1952.

17. Воскресенский С. С. Вопросы геоморфологии Сибири. Автореф. дис. МГУ, 1958.

18. Втюрин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М., Кузнецова Т. П., Швецов П. Ф., Шумский П. А. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири». Госгеолтехиздат, Л., 1957.

19. Вышемирский В. С., Варламов И. П. О фазах четвертичного оледенения в Западном Верхоянье. «Докл. АН СССР», 1956, т. 109, № 1.

20. Герасимов И. П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1952, № 5.

21. Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939.

22. Гопкинс Д. и др. Постоянномерзлые породы и грунтовые воды Аляски. В кн.: «Мерзлые породы Аляски и Канады». Географгиз, М., 1958.

23. Городков Б. Н. Приледниковые ландшафты плейстоцена на Севере Азии. «Докл. АН СССР», 1948, т. 61, № 3.

24. Городков Б. Н. Материалы для познания четвертичных ландшафтов Арктики. «Ботанический журнал СССР», 1954, № 1.

25. Граве Н. А. Основные черты и закономерности развития толщ мерзлых пород на крайнем Северо-Востоке Азии. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 6.

26. Григорьев А. А. Вечная мерзлота и древнее оледенение. «Мат-лы Комис. по изуч. естеств.-производ. сил АН СССР», вып. 80. М., 1930.

27. Григорьев А. А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37. М.—Л., 1946.

28. Гричук М. П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

29. Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Исследования современного оледенения Земли Франца-Иосифа. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1961, № 2.

30. Гросвальд М. Г., Каневский З. М., Котляков В. М., Кренке А. Н. Хроника обсуждения. В кн.: «Материалы гляциологических исследований». Изд-во АН СССР, М., 1962.

31. Гусев А. И. Стратиграфия четвертичных отложений Лено-Индигирской прибрежной равнины. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем сев.-вост. СССР». Магадан, 1959.

32. Гуськова Е. Г. Палеомагнитные исследования осадочных пород юго-восточной Туркмении. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 3.

33. Дибнер В. Д. Основные особенности рельефа и четвертичной истории арктического шельфа Евразии INQUA Internat. Assoc. on Quaternary Rescarch VI th Congress Abstracts of Papers Poland, 1961.

34. Дженнис Дж. Постоянномерзлые грунты в Канаде. В кн.: «Мерзлые породы Аляски и Канады». Географгиз, М., 1958.

35. Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин в развитии трещинных льдов в рыхлых мерзлых породах. В кн.: «Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике». Изд-во АН СССР, М., 1952.

36. Достовалов Б. Н. Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в естественных породах. В кн.: «Перигляциональные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.

37. Загорская Н. Г. Новосибирские острова. В кн.: «Четвертичные отложения Советской Арктики». Изд-во Главсевморпуть, М., 1959.

38. Зольников В. Г., Попова А. И. Палеогеографическая схема четвертичного периода равнины Центральной Якутии. «Тр. Ин-та биол. Якутск. фил. АН СССР», вып. 3. Якутск, 1957.

39. Зубов Н. Н. Льды Арктики. Изд-во Главсевморпуть, М., 1945.

40. Зубаков В. А. Ископаемые льды и пассивное оледенение. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М.—Л., 1951, № 4—6.

41. Караваев М. Н. Новые находки серого ореха Juglans в древнеаллювиальных отложениях бассейна р. Алдана. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Госгеолтехиздат, М., 1955.

42. Караваев М. Н. Палеогеографическая реконструкция ландшафтов Центрально-Якутской равнины в кайнозое. «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, № 4.

43. Клюкин Н. К. Осадки на территории Северо-Востока СССР. «Тр. Дальневосточн. научн.-исслед. гидромет. ин-та», вып. 3. Гидрометеоиздат, Л., 1955.

44. Клюкин Н. К. Климатический очерк Северо-Востока СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1960.

45. Колосков П. И. Опыт классификации объектов криосферы. «Тр. Комис. по изуч. вечной мерзлоты», т. 1. М.—Л., 1932.

46. Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. Изд-во Главсевморпуть, М., 1947.

47. Корейша М. М. О соотношении современного оледенения и тарынов (наледей) хребта Сунтар-Хаяты. В кн.: «Гляциологические исследования», вып. 5. Изд-во АН СССР, М., 1960.

48. Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. «Зап. Рус. геогр. о-ва», СПб., 1873, вып. 3.

49. Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Изд-во АН СССР, М., 1954.

50. Кузнецов П. Я. Арктическая фауна Евразии и ее происхождение (на основе материалов по чешуекрылым). «Тр. Зоол. ин-та АН СССР», т. V. М., 1938.

51. Куприна Н. П. Новые данные об оледенении Западного Верхоянья. «Докл. АН СССР», 1958, т. 121, № 6.

52. Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы. «Мат-лы Второго геоморф. совещ.». Изд-во АН СССР, М., 1959.

53. Марков К. К. О метахронности оледенений. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1938, № 1.

54. Марков К. К. Типы оледенения. Распространение и развитие. «Тр. Томск. ун-та», т. 133. Томск, 1956.

55. Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы — территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене), ч. 1. М., 1961 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

56. Николаев Н. И. и Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд-во М-ва геол. и охраны недр СССР, АН СССР, М-ва высш. образов. СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.

57. Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 3. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1931.

58. Попов А. И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда. В кн.: «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. 2. М., 1955.

59. Попов А. И. История вечной мерзлоты в СССР в четвертичный период. «Вестн. Моск. ун-та», 1957, № 3.

60. Попова А. И. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений центральной Якутии в связи с историей развития растительности ее в послетретичное время. «Тр. Ин-та биол. Якутск. фил. АН СССР», вып. 1. Якутск, 1955.

61. Портенко Л. А. П. Я. Кузнецов как зоогеограф и палеогеограф. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М.—Л., 1949, вып. 2.

62. Савельев Б. А. Об особенностях строения ледяного покрова краевой зоны Антарктиды в районе Мирного. «Инф. бюл. Сов. Антарктич. экспед.», № 18. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1960.

63. Сакс В. Н. Некоторые соображения о геологической истории Арктики. В кн.: «Проблемы Севера», т. I. Изд-во Главсевморпуть, М., 1958.

64. Сватков Н. М. Современное оледенение острова Врангеля. В кн.: «Материалы гляциологических исследований». Изд-во АН СССР, М., 1962.

65. Скворцов Ю. А. К вопросу синхронизации четвертичных отложений. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 4. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1938.

66. Сочава В. Б. О происхождении флоры северных полярных стран. «Природа», 1944, № 4.

67. Сукачев В. Н. Некоторые данные о доледниковой флоре севера Сибири. «Тр. Геол. музея АН СССР», т. 4, вып. 4. М., 1960.

68. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1937.

69. Тимофеев В. Т. Атлантические воды в Арктическом бассейне. «Проблемы Арктики», 1959, № 2.

70. Тихомиров Б. А. Обзор новейших сводных карт четвертичного оледенения Севера Евразии. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М.—Л., 1946, вып. 5—6.

71. Тихомиров Б. А. О значении избежавших плейстоценового оледенения частей евразиатской Арктики для формирования ее флоры и растительности. «Природа», 1946, № 10.

72. Толмачев А. И. О происхождении тундрового ландшафта. «Природа», 1927, № 9.

73. Толмачев А. И. Реликты во флорах Советской Арктики. «Советская ботаника», 1938, № 2.

74. Толмачев А. И. К истории развития флоры Советской Арктики. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1952.

75. Толмачев А. И. Значение биоценотических условий как фактора эволюции. «Вопр. биостратиграфии континентальных толщ», «Тр. III сессии Всесоюзн. палеонтологич. о-ва». М., 1959.
76. Троицкий Л. С. Гляциологические исследования в период МГГ на Полярном Урале. В кн.: «Материалы гляциологических исследований». Изд-во АН СССР, М., 1962.
77. Тугаринов А. Я. Реликты орнитофауны Союза и их вероятная история. В кн.: «Проблемы реликтов во флоре СССР». Изд-во АН СССР, Л., 1938.
78. Тумель В. Ф. К истории вечной мерзлоты в СССР. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37. М.—Л., 1946.
79. Федоров Е. Е. Влияние солнечных пятен на температуру и давление воздуха. «Изв. Главн. физ. обсерват.», 1920, № 3.
80. Хворостова З. М., Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки. В кн.: «Четвертичная геология и геоморфология Сибири». Новосибирск, 1962.
81. Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. «Тр. Всесоюзн. нефтян. научн.-иссл. геол.-развед. ин-та», вып. 116. Л., 1958.
82. Чеботарева Н. С., Куприна Н. П. и Хорева И. М. Геоморфология и стратиграфия четвертичных отложений среднего течения Лены и низовий Алдана. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1957, № 3.
83. Череменский Г. А. Результаты геотермических исследований в Сибири. В кн.: «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». Изд-во АН СССР, М., 1959.
84. Черский И. Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири. «Изв. Геол. ком.», 1882, № 4—5.
85. Черский И. Д. О послетретичных образованиях Сибири. «Тр. СПб. о-ва естествоиспыт.», т. XVIII. СПб., 1887.
86. Чижов О. П. Гляциологические исследования на Новой Земле. В кн.: «Исследования ледников и ледниковых районов». Изд-во АН СССР, М., 1961.
87. Шарбатян А. А. К истории развития многолетнемерзлых горных пород (на примере севера Западно-Сибирской низменности). «Тр. Ин-та мерзлотоведения», т. XIX. М., 1962.
88. Шило Н. А. Схема стратиграфии четвертичных отложений золотоносных районов Колымы и положение в ней россыпей. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
89. Шило Н. А. и Орлова З. В. Верхне-Нерская впадина и возраст ее отложений. В кн.: «Материалы по геол. и полез. ископ. сев.-вост. СССР», вып. 12. Магадан, 1958.
90. Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. «Вопр. геогр.», сб. 4. Географгиз, М., 1947.
91. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, М., 1955.
92. Шумский П. А. Гляциологические методы изучения четвертичного периода и некоторые результаты их применения. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XIII. М.—Л., 1957.
93. Шумский П. А. Очерк истории исследования подземных льдов. Якутск, 1959.
94. Шумский П. А. Подземные льды. В кн.: «Основы геокриологии», ч. I. Изд-во АН СССР, М., 1959.
95. Шумский П. А. Основные результаты исследования Антарктического ледникового покрова. «Инф. бюл. Сов. Антарктич. экспед.», № 9. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1960.
96. Эльянов М. Д. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы и Индигирки. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
97. Ahlmann H. Glaciological Research on the Norh Atlantic Coasts. «The Royal Geographical Society». Research — Series, 1948, No. I.
98. Borge F. Recent invertigations of the Greenland. «Ice Cap. Geografiska Tidskr», 1939, Bd. 58.
99. Brooks C. E. P. Post-Glacial climatic changes in the Light of recent glaciological Research. «Geogr. Ann.», 1949, vol. 31, No. 1—4.
100. Corbel J. Le climat des regions voisines du Pole Nord. 1956, «Norois», n° 12.
101. Crary A. P., Laurence Kulp. J., Marschall E. W. Ewidences of climatic change from Ice Island Studies. «Science», 1955, vol. 122, No. 3181.
102. Crohn P. W. The geology and glaciology of Mac — Robertson Land and adjoning portion of Australian Antarctic Territory. «Bull. geol. and geophys.», vol. 52. Camberra, 1960.

103. Ewing M., Donn W. L. A Theory of Ice Ages. «Science», 1956, vol. 123, No. 3207.
104. Fristrup B. Die Klimaänderungen in der Arktis und ihre Bedeutung, besonders für Grönland. «Erdkunde», 1952, Bd. 6, Nr. 4.
105. Hattersley-Smith. G. Some remarks on Glaciers and climate in Northern Ellesmere Island. «Geogr. Ann.», 1960, vol. 16, No. 1.
106. Hospers J. Rock magnetism and polar Wandering. «J. Geol.», 1955, vol. 63, No. 1.
107. Hulten E. Outline of the History of arctic and boreal biota during the Quaternary Period. Stockholm, 1937.
108. Koppen W. A., Wegener A. Die Klimate der Geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.
109. Pewe Troy L. Sand-Wedge polygons in the Mac — Murdo sound region, Antarctica — a progress report. «J. Sci», 1959, vol. 257.

Глава V

РАЙОН ГОРНОГО И ПРЕДГОРНОГО ТИХООКЕАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

ВАЖНЕЙШИЕ СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Район Дальнего Востока тяготеет по своему географическому положению к Тихому океану. Он имеет некоторые особенности тектонической истории и климата, обусловленные географическим положением. Вместе с тем огромная протяженность района, достигающая 4000 *км* в юго-западном — северо-восточном направлениях, создает разнообразие его природных особенностей.

Географические и палеогеографические особенности Дальнего Востока таковы, что любой порядок его описания имеет и свои положительные и свои отрицательные черты. Мы рассматриваем Дальний Восток после Северо-Востока, руководствуясь, во-первых, крайним восточным положением района на материке Евразии. Во-вторых, это дает возможность выяснения палеогеографических контрастов приокеанского Дальнего Востока и резко континентального Северо-Востока. В-третьих, мы получаем ценную возможность усилить наши стратиграфические позиции, использовав данные по стратиграфии донных отложений Тихого океана. По изложенным выше соображениям район Дальнего Востока мы отнесли к области древнего оледенения. Но в сущности подавляющая часть его южной половины никогда ледниками не покрывалась. Поэтому имеется достаточно оснований рассматривать последнюю как часть внеледниковой области Советского Союза.

На Дальнем Востоке было только горное и предгорное оледенение. Следовательно, имеются основания рассматривать весь район как часть области горного оледенения. По указанным соображениям, нам придется возвращаться к четвертичной истории Дальнего Востока и в последующих частях этого тома монографии.

Рельеф и новейшая тектоника. Дальний Восток представляет собой в орографическом отношении горную страну, переходящую к востоку в шельфовое мелководье Берингова, Охотского и Японского морей и в океанические глубины, заканчивающиеся Курильской впадиной. Наибольшая высота гор: на Чукотском полуострове — 1508 *м*, в хребте Гыдан — 2320 *м*, Корякском взгорье — 2552 *м* (гора Ледяная), на Камчатке — 4850 *м* (Ключевская сопка). В системе возвышенностей, образующих границу Дальнего Востока и Северо-Востока, наивысшие — это

упомянутые ранее вершины хребта Улохан-Чистай с пиком Победы (3147 *м*), в истоках бассейна р. Охоты. Значительной высоты достигают горы также в истоках р. Маи (Охотской) и р. Зеи в хребте Джугджур (голец Скалистый 2520 *м*). В истоках бассейна р. Амгунь: в хребте Ям-Алинь — 2295 *м*, а в хребте Баджанском — 2640 *м*. Высшая точка хребта Сихотэ-Алинь — 2078 *м*, а Восточно-Сахалинских гор на острове Сахалин — 1608 *м*. Из Курильских островов самый северный остров Атласова является и самым высоким (2339 *м*).

Между горами расположены обширные низменности: Анадырско-Пенжинская, Центрально-Камчатская, Зейско-Буреинская, Средне- и Нижне-Амурская. Батиметрию краевых морей характеризует прежде всего полоса шельфового мелководья. Ее ширина в Охотском море — до 200—300 *км*. Большая часть дна Берингова и Охотского морей представляет собой предельную аккумулятивную равнину, рельеф которой, однако, нарушается значительными впадинами (Дерюгина, Тинро) и подводными возвышенностями (хребет Ширшова в Беринговом море до 3000 *м* относительной высоты) [46]. К востоку от Курильской гряды лежит глубоководная Курильская впадина [4] глубиной до 10 320 *м*.

В то время как северо-западная часть района является тектонически сравнительно стабильной, восточная отличается крайней тектонической подвижностью.

С. С. Шульц [50] относит западную часть района к орогенической области, а восточную часть (Корякско-Камчатское взгорье, Курилы, Сахалин) рассматривает как часть современной геосинклинали. Первая в новейшем тектоническом этапе характеризуется преобладанием поднятий, достигающих амплитуды 1—2 *км*. В геосинклинальной части поднятия достигают в отдельных местах также указанных только что величин, но опускания еще значительно большие — до 5—6 *км* в пределах современной суши и до 10 *км* в Камчатско-Курильской впадине [38].

Новейший тектонический этап развития рельефа в Приамурье и Приохотье начался в неогене или в олигоцене. Тектонические движения образовали своды (хребет Сихотэ-Алинь, Буреинский хребет), горсты (хребты Тукурингра, Джагры), синклинали (Средне-Амурская депрессия) и грабены [49]. Курильская гряда — двойная геоантиклиналь; внутренняя гряда совпадает с глубинным разломом. Средний хребет Камчатки — верхнеплиоценовый. В начале четвертичного периода Камчатка была островом. Южные части Охотского и Берингова морей существовали уже в неогене, северные части этих морей гораздо моложе. Море наступало на сушу еще в голоцене. Для всего района характерны молодой и современный (Камчатка, Курилы) вулканизм и обширное распространение вулканогенных отложений.

Таким образом, даже крупнейшие части рельефа Дальнего Востока геологически исключительно молоды, а масштаб вертикальных движений поверхности огромен. Подобный размах выражения новейших тектонических движений в рельефе встречается нами впервые.

Климат. Район растянулся в меридиональном направлении от 42 до 70° с. ш. и, конечно, в климатическом отношении разнообразен. Преобладает муссонный климат. Муссонный континентальный климат характерен для берега Охотского моря и внутренней части района. Зима здесь холодная и относительно сухая, с преобладанием ветров северного и северо-западного направлений, из области сибирского антициклона. Лето дождливое вследствие преобладания восточных ветров, дующих с Тихого океана. Режим осадков Дальнего Востока иной, чем на американском побережье Тихого океана в тех же широтах и чем на атланти-

ческом побережье Европы, где максимум осадков падает на зиму и преобладают твердые осадки, благоприятствующие развитию ледников. Что касается муссонного климата Дальнего Востока, то он менее благоприятен для развития ледников и по характеру распределения осадков в течение года и по их меньшему обилию, чем на тихоокеанском берегу Аляски.

Муссонный морской климат (Камчатки, Курил, Сахалина, Приморья, низовьев Амура) характеризуется летним и зимним максимумами осадков, но они не обильны и уменьшаются к северу: Приморье — 1000 *мм*, Камчатка — 800—1000 *мм* на восточном побережье и только 350—400 *мм* на западном побережье полуострова, Охотское побережье — 350—500 *мм*, юг Чукотского полуострова — 500—600 *мм*, север полуострова получает менее 200 *мм* осадков в год [26, 27].

Климат Анадыря и Чукотки уже нельзя назвать муссонным. Зимой здесь господствует арктический воздух северной части Тихого океана, часты циклоны. Летом осадки приносятся главным образом арктическими циклонами.

Дальний Восток значительно теплее, чем Северо-Восток в тех же широтах: средняя температура января в Нагаево — 19,8°, в Марково —28,4°, а в Якутске —43,3° и в Оймяконе —47,8°. Снега выпадает больше, чем на Северо-Востоке: а Нагаево — 59 *см*, в Марково — 119 *см*. Климат носит морской характер. Например, в районе Магадана наблюдается «в узкой прибрежной полосе, ширина которой обычно не более 100 *км*, переход от морского варианта климата тайги... к континентальному варианту климата тайги, представленному в центральных районах Северо-Востока СССР» [27, стр. 44]. Перелетки снега можно видеть на любых высотах. Следовательно, условия для развития ледников сравнительно благоприятны.

Современное оледенение. Фирновая граница очень заметно понижается к берегу моря от хребта Сунтар-Хаята (2300 *м*).

В Корякской горной системе, находящейся на той же географической широте, что и горы Северо-Востока, снеговая граница вдали от Берингова моря лежит на высоте 1600 *м*, а к берегу моря она понижается до 600 *м* [33]. Положение этой границы на Камчатке очень своеобразно; она поднимается от Корякских гор (600 *м*) и севера полуострова (1020—1100 *м*) к средней части полуострова (сопка Ключевская, 2700 *м*), после чего в южной части полуострова опять понижается до 1300 *м*. Понижение снеговой границы к югу следует объяснить главным образом сужением полуострова и уменьшением континентальности климата — от средней части полуострова к югу. Еще ниже положение снеговой границы на восточном океаническом берегу Камчатки. На Кроноцком полуострове она опускается до 700 — 800 *м* [23].

В южной половине района современные ледники отсутствуют, и, следовательно, положение современной фирновой границы установить невозможно. В кодарском ледниковом районе (Восточное Забайкалье), находящемся в 1000 *км* западнее Охотского моря и в 1000 *км* южнее гор Северо-Востока, снеговая граница поднимается только до высоты, что и в хребте Сунтар-Хаята (2100—2400 *м*) [42]. Она лежит так низко, вероятно, вследствие проникновения муссонных осадков. Таким образом, на всем протяжении от северной части Корякской горной системы до Южной Камчатки высота снеговой границы не испытывает общего поднятия с севера на юг. Зато в зависимости от континентальности климата высота снеговой границы изменяется в самых широких пределах (до 2000 *м*).

Площадь современных ледников Дальнего Востока составляет

1046 км², из которых 866 км² приходится на Камчатку и 180 км² на Корякские горы (отдельные ледники есть еще на острове Парамушир). Приведенная цифра довольно велика. Но нельзя не отметить, что только 0,3% площади Камчатки покрыто ледниками и что оледенение Севера Дальнего Востока в 50 раз меньше оледенения равновеликой Аляски, лежащей на той же географической широте, но у восточного берега Тихого океана. Это различие — свидетельство огромного влияния континентальности климата на оледенение. Заметим, что многолетняя мерзлота с подземными льдами развита в северной половине района.

ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Существующие различия климата отличали районы Дальнего Востока и Северо-Востока и в течение всего четвертичного периода. Об этом свидетельствует различие характера отложений обоих районов.

На Севере Дальнего Востока сравнительно большим развитием пользуются ледниковые отложения, распространяющиеся с гор вниз даже до уровня моря, что не наблюдается в пределах континентального Северо-Востока. Ледниковым отложениям сопутствуют флювиогляциальные, а также солифлюкционные и другие склоновые отложения. Появляются морские отложения, которые не обнаружены на Северо-Востоке в пределах материковой суши.

В южной половине района генетические типы отложений весьма разнообразны. Среди них ледниковые отложения занимают ничтожную площадь (60 тыс. км²). На отложениях разнообразного происхождения есть общий отпечаток влажных климатических условий. Это выразилось в особом типе процессов выветривания рыхлых осадков, который привел в третичном периоде к образованию коры выветривания каолинового типа. Образование каолиновой коры выветривания продолжалось еще в плиоцене. Так как климат в четвертичном периоде стал холоднее и суше, чем в плиоцене, характер литогенеза также изменился. Но несмотря на весьма широкое развитие аллювиальных и озерных отложений, принимающих в сухом климате лёссовый облик, этого не наблюдалось ни в северной, ни в южной части Дальнего Востока. На равнинах и в предгорьях Приморья, пишет Г. С. Ганешин [11, 12], очень широким распространением пользуются покровные суглинки и глины, имеющие бурый цвет и содержащие вторичные глинистые минералы бейделлит и гидрослюды. «Эти осадки во влажном климате Приморья представлены бескарбонатными суглинками и глинами» [11, стр. 81]. Интересно, что даже в Амуро-Зейской депрессии, расположенной на границе Забайкалья, лёссовые породы отсутствуют. Четвертичные отложения депрессии представлены аллювиальными песками, глинами и суглинками, ожелезненными, с гидрослюдами и бейделлитом (белогорская свита). На них залегают аллювиальные пески и галечники [49]. Таким образом, безлёссовый Дальний Восток противостоит лёссовой Восточной Сибири. Перейдем к морским донным отложениям. В южной котловине Охотского моря распространены алевритово-глинистые терригено-пирокластические осадки. Вдоль Курильской гряды преобладают грубообломочные пирокластические осадки [1]. На менее значительных глубинах и в мелководье (1000 м — 230 м) господствуют алевритоглинистые отложения. Однако по всему дну Охотского моря встречаются и гравий и галечник, разносимые плавучими льдами [2, 3].

Огромное распространение, особенно в северной части района, занимают, как мы видим, различные вулканогенные отложения. Среди них для стратиграфии четвертичных отложений имеют большое значение вулканические пеплы, к сожалению еще почти не изученные.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения дна Охотского и Берингова морей и северо-западной части Тихого океана. Стратиграфический разрез. Стратиграфия четвертичных отложений и история Дальнего Востока в четвертичном периоде наилучшим образом обоснованы по данным изучения донных отложений.

Толща алевритовых и глинистых осадков пройдена колонковыми трубками на глубину до 33,65 *м*. Встречены два главных типа осадков, распределяющихся по шести горизонтам[1]. Горизонты 1, 3 и 5 (рис. 98) относительно богаты аутигенным кремнеземом, кальцием, органическим веществом и содержат сравнительно обильную тепловодную и океаническую флору диатомовых и спорово-пыльцевую флору. Горизонты 2, 4 и 6 бедны кремнеземом, кальцием и органическим веществом. Преобладают неритические сублиторальные холодноводные диатомовые, споры и пыльца холоднолюбивой наземной флоры. В этих слоях встречается и сравнительно много вулканического пепла [1, 19, 20, 21, 22, 43]. Стратиграфия донных отложений дальневосточных морей свидетельствует о трех главных фазах похолодания, но последняя холодная фаза (горизонт 2) состояла из двух подфаз похолоданий, а следы первого похолодания (горизонт 6) пока обнаружены только в одной колонке (станция 3163). Что касается потеплений, то новейшее из них отвечает нижней половине горизонта 1 (время послеледникового термического максимума), самое же значительное соответствует горизонту 3. Время последнего потепления (горизонт 1) было сильнее потепления середины горизонта 2. Оба горизонта не очень резко выражены. В них нет тропических форм диатомовых, которые встречаются в горизонтах 3 и 5.

Обратим также внимание на то, что в горизонтах 2 и 4 преобладает пыльца кустарниковых берез и ольх, а в горизонтах 3, 5 и отчасти 6 преобладает пыльца темнохвойных пород.

А. П. Жузе отмечает еще следующие важные особенности: изучение грунтов в меридиональном разрезе обнаруживает, что к югу различия между слоями становятся не столь резкими, как на севере.

В районе Охотского и Берингова морей экологические различия диатомовых, характеризующих отдельные слои, позволяют считать, что зональные перемещения природных границ достигали примерно 700 *км* по меридиану. Основные данные изложены в табл. 20.

Изучение донных отложений приводит к выводам.

1. Дальний Восток пережил не менее трех эпох оледенений, из которых последняя имела две стадии. Обогащение эрратическим материалом горизонтов, отвечающих оледенениям, свидетельствует об увеличении ледовитости вод. Можно думать, что Берингово и Охотское моря большую часть года были полностью покрыты льдом. Таким образом, выражение «оледенение» надо понимать и как «увеличение ледовитости» дальневосточных морей. По всей вероятности, остров Сахалин испытывал ледниковую блокаду, как остров Исландия.

2. Три ледниковые эпохи разделялись двумя межледниковыми эпохами. Хорошо выражен был также послеледниковый термический максимум.

3. Сдвиг природных границ достигал на море 700 *км*, что, однако, было втрое меньше сдвига природных границ в Европе в сравнимые отрезки времени.

---

[1] Горизонт 6 — на рис. 98 не показан.

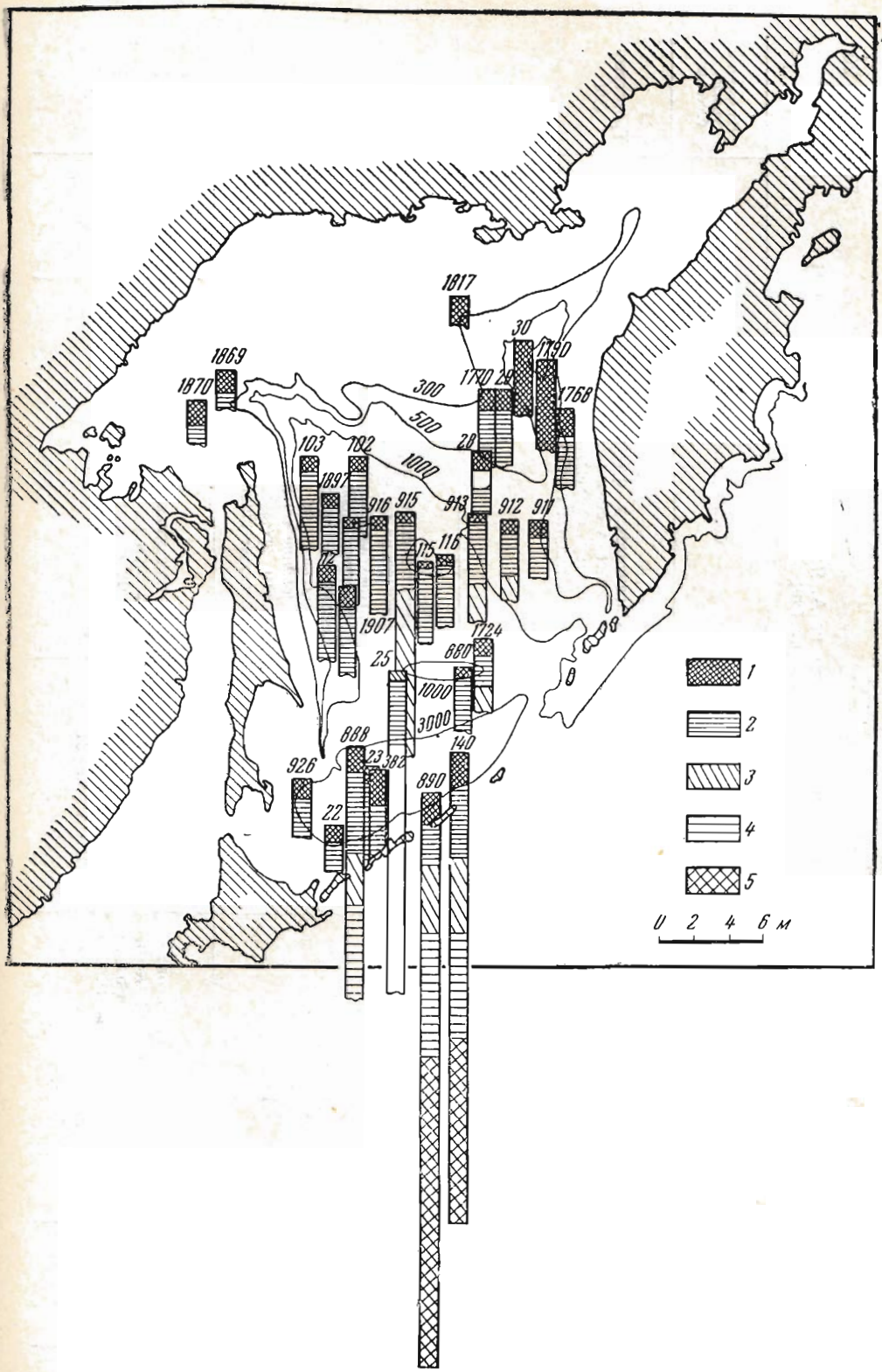


Рис. 98. Стратиграфическое расчленение отложений Охотского моря (по данным диатомового анализа) (по А. П. Жузе):
1 — горизонт 1; *2* — горизонт 2; *3* — горизонт 3; *4* — горизонт 4; *5* — горизонт 5

Таблица 20

Результаты диатомового и спорово-пыльцевого анализов по А. П. Жузе и Е. В. Кореневой [22] (Охотское море, станция 140)

Горизонты	Глубина в *см*		Литологический состав осадков	Состав пыльцы и спор	Состав диатомовых	Возраст	Изменения уровня бассейна
	по флоре диатомовых	по спорам и пыльце					
I	0—185	0—135	Глинисто-диатомовые илы	Максимум пыльцы кедрового стланика. Участие пыльцы темнохвойных и широколиственных пород. Споры папоротников, плаунов.	Океаническая флора. До 75—80 % океанических северо-бореальных видов, по составу сходных с современной флорой южных глубоководных районов моря.	Послеледниковая эпоха	Трансгрессия
II	185—590	135—580	Глинистые илы с прослоями алевритов	Верхний максимум пыльцы берез и ольхи, преимущественно кустарниковые виды берез. Споры зеленых мхов. Древняя переотложенная пыльца.	Неритическая флора. До 80—90 % неритических арктических и аркто-бореальных видов, сходных с составом современного неритического планктона. Характерно присутствие морских сублиторальных и пресноводных видов. В основании горизонта максимум встречаемости древних диатомовых во вторичном залегании.	Ледниковая эпоха	Регрессия
III	590—1050	580—1010	Алевритово-глинистые и мелкоалевритовые илы	Пыльца темнохвойных и широколиственных пород, экзотические сосны. Споры сфагновых мхов, плаунов и папоротников.	Океаническая умеренно-тепловодная флора при участии неритических видов. Флора характеризуется присутствием элементов Тихого океана.	Межледниковая эпоха	Трансгрессия

IV	1050—1665	1010—1580	Мелкоалевритовые илы	Нижний максимум пыльцы кустарниковых видов берез и ольхи. Споры зеленых мхов.	Неритическая флора. До 95% неритических арктических и арктобореальных видов. Присутствуют пресноводные и третичные переотложенные виды.	Ледниковая эпоха	Регрессия
V	1665—2610	1580—2730	Мелкоалевритовые и глинистые илы	Пыльца темнохвойных пород, экзотических сосен, пыльца реликтовых растений: тсуги, падуба, лапины, гикори. Максимум спор папоротников.	Океаническая флора с участием неритических и бентических видов. Отмечаются заметные отличия видового состава по сравнению с флорой I горизонта. Тепловодные диатомовые единичны.	Межледниковая эпоха	Трансгрессия
VI	Северо-западная часть Тихого океана, ст. 3163		Алевритово-глинистые илы	—	Северо-бореальная океаническо-неритическая флора с единичными арктическими элементами.	Ледниковая эпоха	—

Примечание. Станция 140 находится в южной части Охотского моря, к юго-западу от пролива Буссоль в Курильской гряде. Горизонт 6 встречен в северо-западной части Тихого океана на станции 3163.

4. К сожалению, морскими геологическими исследованиями пройдена не вся донная толща четвертичных отложений.

5. Эпохи похолодания были также эпохами понижения уровня и регрессии дальневосточных морей. Вертикальное движение уровня морей, которое достигало амплитуды около 100 *м*, могло иметь эвстатический характер. Но затопленные береговые линии на глубине 200 *м* и 400 *м* [46] можно объяснить только погружением дна после образования этих береговых линий.

6. Как показывает табл. 20, в течение четвертичного периода происходило вымирание архаических видов морских диатомовых, а на суше — вымирание архаических видов лесной флоры.

7. Таким образом, можно сказать, что изменения природы носили одновременно ритмический и направленный характер.

Стратиграфическое значение донных отложений морей. Изучение четвертичной истории Северо-Востока привело нас к предположению, что оледенение гор в резко континентальном климате достигало максимума не во время наибольшего похолодания, как в районах морского климата, а позднее или раньше, то есть неодновременно (метахронно) в различных районах суши. Это предположение, конечно, усложняет синхронизацию оледенений различных районов Земли.

Как можно видеть, сложность процесса развития оледенения зависела от того, что оледенение суши развивалось прежде всего в зависимости от изменения количества и атмосферных осадков и температуры воздуха. Максимумы и минимумы осадков и температуры во времени не совпадали. Но первый фактор (осадки) не мог иметь того значения для седиментации на дне морей, как на суше. Ритмика седиментации морских осадков зависела только от второго фактора — температуры. Температура являлась ведущей для оледенения районов морского климата материков и океанов, а следовательно, и для большей части поверхности Земли в целом. Большое значение имеет и то, что понижение температуры было вызвано уменьшением солнечной активности, то есть фактором планетарного значения.

Таким образом, получаем следующие зависимости: понижение солнечной активности — понижение температуры поверхности Земли — оледенение районов морского климата суши — оледенение литосферы (подземные льды) — оледенение поверхности приполярных морей — сокращение оледенения экстраконтинентальных и экстрахолодных районов. Наибольший рост объема и поверхности льдов (наземных + подземных + морских) происходил в холодные эпохи, которые и были ледниковыми эпохами планетарного значения. Похолодание (рассмотренное без других воздействий) нашло наиболее ясное отражение в стратиграфии донных осадков водоемов, наиболее отчетливом документе ритмики ледниковых и межледниковых эпох. Итак, стратиграфия донных отложений морей и океанов — не только новая, но и важнейшая страница четвертичной геологии.

Морские отложения (на суше). Морские отложения дна дальневосточных морей почти невозможно связать с морскими отложениями дальневосточной суши. Последние известны очень мало. А. П. Жузе констатировала, что во всех почти образцах предположительно морских отложений, взятых из обнажений террас, оказались пресноводные диатомовые. Исключением является только очень низкая терраса, высотой в несколько метров. Не так давно, в 1957 г., Ю. Ф. Чемеков пришел к выводу, что поиски морских отложений между устьем Амура и Немдой «с целью поисков ископаемой четвертичной фауны... к сожалению, остались безуспешными» [47, стр. 211]. Он же отметил, что безус-

пешность поисков морских диатомовых в прибрежных террасах «заставляет относиться к конечным выводам о происхождении указанных террас с большой осторожностью, заставляя считать их не морскими, а аллювиальными и озерно-аллювиальными» [47, стр. 212].

Между тем изучение морских четвертичных отложений на открытых побережьях дальневосточных морей имело бы гораздо большее принципиальное значение, чем на берегах замкнутых и полузамкнутых водоемов Балтийского, Каспийского и Черного морей.

За последние годы в этом направлении достигнуты лишь первые успехи. Обнаружены верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения на берегах Северной Камчатки и Анадырского залива.

В первом районе (Пенжинская губа, западное побережье полуострова Камчатки) выделяют морскую мощную (900 *м*) миоцен-плиоценовую кавранскую серию осадков. Ее верхняя морская свита носит название этолонской: в ней выделяют зону с *Macoma optima* и зону верхнюю с *Swiftopecten swiftii* var. *otschegoini* и других (110 видов) морских моллюсков. Выше лежит эрмановская континентальная свита. Эрмановская свита содержит ископаемую флору «ниппоамериканского» хвойного леса из *Picea Bilibini* Vassk., *Pinus monticola* Dougl., *Tsuga minuta* Vassk. Есть пыльца тсуги, елей, сосен, ольхи, а единично — ореха и лапины. В это переходное время (от плиоцена к четвертичному периоду) на берегу Пенжинской губы в долинах росли широколиственные леса, а на склонах долин — хвойные леса [28, 29]. А. П. Васьковский [6] предлагает более точную палеогеографическую реконструкцию эрмановского времени, для которого отмечает также *Metasequoia disticha* (Heer) Miki и *Juglans cinerea* L. В эрмановское время климат Пенжины напоминал современный климат штатов Висконсин и Пенсильвании с температурами января—4,1°, июля +19° и годовой +8,3° и с хвойно-широколиственной растительностью.

Мы считаем завышенным отнесение эрмановской свиты и «орехоносного» слоя Алдана к границе плиоцена и четвертичного периода (эоплейстоцен). Никаких оснований для такого решения нет, кроме аналогии с некоторыми эоплейстоценовыми (возможно, плиоценовыми) отложениями Русской равнины. Сделанное сопоставление неправдоподобно уже потому, что Пенжинская губа находится в лесотундровой зоне, а Юг Русской равнины — в степной зоне.

Если считать эрмановские отложения Камчатки эоплейстоценовыми, то придется предположить понижение температуры к настоящему времени совершенно различных масштабов в Европе и северо-восточной Азии:

Пенжинский залив (июль) 9°, (январь) 16°;
Юг Русской равнины (июль) —1° (потепление), (январь) 6°.

Но тогда совершенно непонятно, почему же похолодание на Востоке за одинаковые отрезки времени было гораздо больше, чем на Западе. Этот вопрос отпадает, если принять, что эрмановская свита и «орехоносные» слои Алдана не эоплейстоценовые, а более древние. Такое решение вопроса и должно быть принято.

Среди районов Дальнего Востока особенный интерес имеет Чукотский полуостров. Его положение на границе Севера Азии и Севера Америки является ключевым. Через Чукотский полуостров проходили миграционные потоки флоры и фауны из Азии в Северную Америку и наоборот. Через Чукотский полуостров из Азии в Америку проник человек.

До последнего времени данные о четвертичной истории Чукотского полуострова оставались крайне неопределенными.

Изучением стратиграфии четвертичных отложений северного берега Анадырского залива (южного берега Чукотского полуострова) занимается О. М. Петров [35]. Он выделяет для южной и восточной частей Чукотского полуострова на берегу Берингова моря отложения доледниковые, трех ледниковых эпох (из которых верхняя подразделяется на две части межстадиальным потеплением), двух межледниковых эпох, межстадиальной эпохи, послеледникового термического максимума. В крайне схематизированном виде эти данные включены в табл. 21. Можно видеть, что в условиях Чукотского полуострова в межледниковые эпохи и во время послеледникового термического максимума фазе современной тундры предшествовала фаза лесотундры. Отметим также, что уровень океана у берегов Чукотки был выше современного уровня в течение двух первых ледниковых эпох. Но уровень океана был всего выше во время максимальной ледниковой эпохи. Вряд ли можно относить к нижнечетвертичному времени лесную эпоху Чукотки.

Морские террасовые уровни. Приведенные данные о морских отложениях заставляют нас вернуться к вопросу о древних береговых линиях. В литературе десяти-двадцатилетней давности можно найти указания на высокие морские террасы. Но эти указания не были подкреплены находками морской фауны. Например, К. П. Богатырев [5] описал на Западном берегу Камчатки террасу на высоте 200 *м*, не приводя фаунистических доказательств ее морского происхождения. Такого рода неполнота данных не могла не вызвать сомнений в наличии морских террас на побережьях Охотского и Берингова морей. За последнее время стали появляться новые упоминания о морских террасах. По данным О. М. Петрова [35], на северном побережье Анадырского залива морские отложения соответствуют террасам высотой 80—120 *м*, 40—80 *м* и 25—30 *м*.

А. С. Ионин заметил, что до последнего времени сведения о современных колебаниях уровня на побережье Берингова моря были крайне скудны и противоречивы [24]. Движения суши носили дифференцированный характер. Следовательно, любой синхронный морской уровень должен иметь в различных местах не одинаковую, а различную высоту. Исследователи, специально изучавшие морфологию морских берегов Дальнего Востока, предупреждают против необоснованных выводов о количестве и высоте древних берегов, не подкрепленных фаунистическими данными [25]. Они указали также, что и в течение одной и той же трансгрессии или регрессии моря может образоваться по несколько береговых линий, а одна и та же береговая линия может возникнуть на отметках, рознящихся в смежных участках на 10—15 *м*. Призывы к осторожности должны привлечь особое внимание исследователей Дальнего Востока ввиду большого научного значения морских четвертичных отложений этого района. Ценными индикаторами морских условий накопления осадков в этих районах являются диатомии (рис. 99).

Позитивные данные имеются для Чукотского полуострова (см. выше). На Корякском побережье и на восточном побережье Камчатки морские отложения еще не описаны; морские отложения Пенжинской губы — миоценовые и плиоценовые. На западном побережье Охотского моря морские отложения известны, по-видимому, только на малой высоте (1—5 *м*) и соответственно очень молоды. Но Б. В. Мизеров, описавший террасы Сахалина, не привел доказательств их морского генезиса. Очень интересны данные, сообщенные

Г. М. Власовым для острова Парамушир (Курильские острова) и Камчатки. «Равнинные участки, в различной степени расчлененные, занимают значительные площади в горах Камчатки и Курильских островов» [8, стр. 178]. Выровненная поверхность предположительно плиоценовонижнечетвертичного возраста образовалась на высоте, близкой к уровню моря. На Курильских островах она теперь поднята до высоты 400—700 *м* и более (остров Парамушир — 900 *м*). На Камчатке она по-

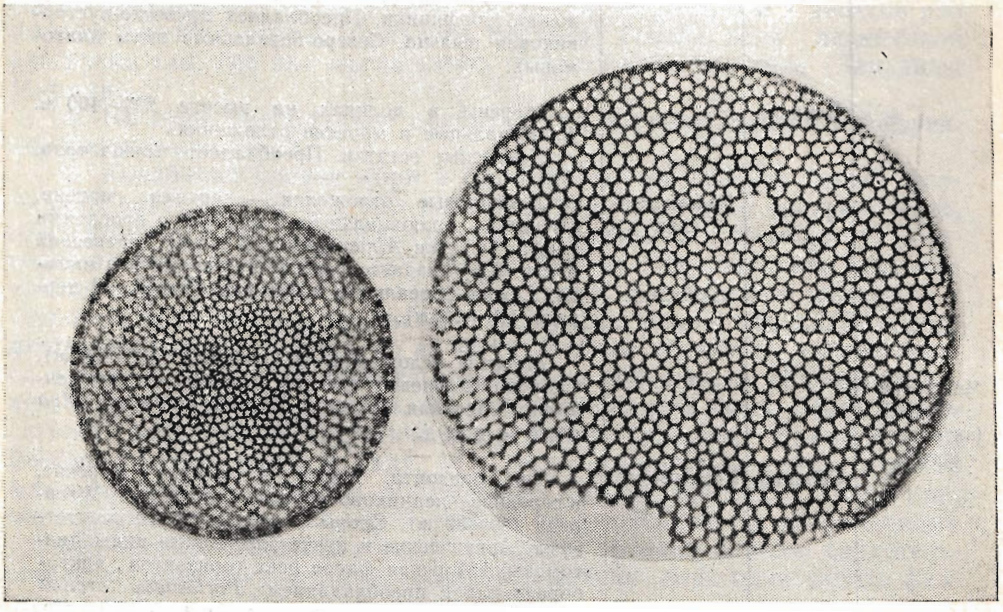


Рис. 99. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана (по А. П. Жузе). Слева: *Coscinodiscus oculus — iridis* Ehr. — Индикатор похолодания вод в последнюю эпоху оледенения. Справа: *Coscinodiscus radiatus* Ehr. — Индикатор потепления вод в эпоху послеледникового термического максимума

вышается от 400—700 *м* на юге полуострова до 1200 *м* в его центральной части и вновь опускается в северной части полуострова до 700 — 800 *м*. Высота этой поверхности есть мера суммарного поднятия оси Курило-Камчатского антиклинория за четвертичный период. Поднятие, как видно, достигало 700—1200 *м* и, естественно, колебалось даже в пределах одной и той же геологической структуры [1].

Что касается морских четвертичных береговых линий, то на острове Парамушир их, кажется, две — терраса на высоте 200—300 *м* с морской фауной и нижняя терраса высотой в 16 — 25 *м*. Древние морены острова переходят в морские отложения. Следовательно, те и другие синхронны. Можно предполагать следы трех четвертичных трансгрессий. Наиболее обычные высоты: 200 *м*, 40—80 *м*, 1—5 *м*. Однако эти цифры могут ввести в заблуждение, так как следует иметь в виду тектоническую подвижность района в четвертичное время и наличие нескольких тектонических зон с различной и даже противоположной тенденцией вертикальных движений.

[1] Поднятие гор Камчатки за весь новейший тектонический этап достигало 2000 *м*.

Таблица 27

Главнейшие данные об истории Чукотского полуострова в четвертичное время по О. М. Петрову [35]

Период	Отдел	Толща	Палеонтологические остатки, литологические, геоморфологические данные
Четвертичный (антропогеновый)	Голоцен		Современный спорово-пыльцевой спектр тундры: травы (35—55%), деревья и кустарники (30%), споры (20—40%). Аллювиальные, морские отложения, торфяники. Преобладает древесно-кустарниковая пыльца. Северо-бореальные виды диатомовых.
	Верхний		Морены в долинах на высоте 200—400 *м*. Аллювиальные и морские отложения. Древесные остатки. Преобладает пыльца трав.
		Валькатленская	Ледниковые отложения — верхняя морена. Озерные и аллювиальные отложения с прослоями торфа. Остатки *Alnus fruticosa*, ольхи древесной и т. д. Преобладает древесно-кустарниковая пыльца. Северо-бореальные виды диатомовых, II терраса (10—15 *м*).
			Морские отложения, III терраса (25—30 *м*). Спорово-пыльцевые спектры сходные с современными. Морская фауна в *Macoma calcarea, Mya arenaria* и т. д.
	Средний	Крестовская	Три горизонта. Внизу и вверху — морские, в середине — ледниково-морские отложения. IV терраса (40—80 *м*). Споры и пыльца почти отсутствуют. Арктические и аркто-бореальные виды диатомовых. Морская фауна всех горизонтов аркто-бореальная с преобладанием *Portlandia arctica siliqua*, а в среднем горизонте еще с *Bathyarca, Yoldiella*.
	Нижний	Пинакульская	Ледниково-морские отложения. V терраса (80—120 *м*). Преобладают споры *Bryales*, единично — пыльца сосны, березы, ивы, плаунка. Арктические и аркто-бореальные диатомовые. Морская фауна типа современной, но с древними формами (*Macoma incongrua* и др.).
Неогеновый		Койнатхунская	Шишки, в том числе *Pinus monticola* Dougl., *Picea bilibini* Vassk., *Larix sibirica* Ldb., преобладает древесная пыльца, в том числе сосны, березы (включая карликовую), ольхи. Ель, тсуга, граб, орех (единично).
		Песцовская	Морские пески и рыхлые песчаники. Морская фауна: Glycymeris, Arca, Chlamys и т. д. Преобладает древесная пыльца, в том числе сосны, ели, тсуги, широколиственных пород, ореха (единично).

В связи с вопросом о древних берегах Дальнего Востока нельзя обойти молчанием взгляды Г. У. Линдберга [32], предусматривающие очень молодые и огромные по амплитуде вертикальные движения дна Тихого океана и его водной поверхности (последней от —300 до +180 *м*). Концепция Г. У. Линдберга, по-видимому, хорошо обоснована в зоо-

географическом отношении, но мы видели, что на Дальнем Востоке нет высоких террасовых уровней, выдержанных на одинаковой высоте, которые можно объяснить колебаниями уровня Тихого океана, а не неотектоническими движениями суши.

Позволительно подвести некоторые итоги.

1. Амплитуда максимального поднятия поверхности за верхний (?) плейстоцен сравнительно невелика (200—300 *м*), даже в осевой части Курило-Камчатского антиклинория. Такого результата поднятие достигло на Западном Мурмане только за одну голоценовую эпоху плюс самый конец плейстоцена, то есть за 10—12 тыс. лет, что в десятки раз моложе высоких террас Дальнего Востока. Такова роль ледниковой разгрузки там, где она могла иметь существенное значение (Западный Мурман).

2. На суше преобладало поднятие при наличии сильно дифференцированных движений.

3. Колебания уровня моря и оставленные им древние берега формировались, как и всюду, под влиянием двух факторов: геократического (тектонического) и гидрократического (гляцио-эвстатического). Сочетание их было сложным и даже неожиданным. Относительное поднятие уровня моря произошло на северном берегу Анадырского залива и у острова Парамушира в ледниковую эпоху. Это можно объяснить только местным опусканием суши, но не эвстатическим поднятием уровня океана, который в эпохи оледенения должен был понижаться. Послеледниковую террасу можно, напротив, объяснить поднятием суши, обнажившим террасу, несмотря на эвстатическую послеледниковую трансгрессию. Вообще следует иметь в виду, что гидрократический — эвстатический фактор способен объяснить образование древних береговых **линий** примерно в интервале около +10—100 *м* по отношению к современному уровню океана. «Избыток» высот и глубин древних берегов свидетельствует несомненно о влиянии геократического (тектонического) фактора.

Древнее оледенение. В обобщенном виде стратиграфию континентальных отложений Дальнего Востока изложили Ю. Ф. Чемеков [49], В. В. Никольская и И. Н. Щербаков [40] (рис. 100). Ю. Ф. Чемеков разделил четвертичный период на четыре отдела. К нижнему отделу он отнес сильно выветренную морену прибрежного хребта (нижнеледниковье, кыранское оледенение). К среднему отделу относятся различные признаки алданского «полупокровного» оледенения и отложения, содержащие остатки слона трогонтерия. К верхнему отделу отнесены два ледниковья (муниканское и селитканское), горно-долинные, возможно являющиеся стадиями одного верхнечетвертичного ледниковья. Ледниковья разделялись межледниковьями. Подчеркивается значительное нижнечетвертичное поднятие. В среднечетвертичное время снеговая линия опускалась на севере до 800—400—300 *м*, а на юге до 800—1000 *м*. «Полупокровное» оледенение было в районе озера Большого Токко на Алданском нагорье, а с хребта Ям-Алинь спускались ледники подножия. С гор спускались долинные ледники. В Становом хребте в долине р. Ундытына ледник достигал 40 *км* длины, в долине р. Сыргаканда — 60 *км*, у озера Токко (880 *м* высоты) — до 90 *км* (котловина озера была заполнена льдом). Древние ледники возникали во всех горных районах, поднимающихся до высоты около 1000 *м* на Камчатке и около 2000 *м* в горах Сихотэ-Алинь. Наиболее распространенным был горно-долинный тип ледников. Обычны были и ледники подножия. Питались они, как правило, из местных водораздельных покровов фирна и льда. Общий тип оледенения на юге напоминал скандинав-

ский. На Камчатке, в Корякской горной системе и на Чукотском полуострове по хребтам располагались местные покровы льда. Но льды не заполняли Центрально-Камчатскую депрессию [30] и далеко не достигали западного берега полуострова. Севернее, по фьордам Чукотского полуострова и Корякской горной системы ледники спускались в Берингов пролив, Анадырский залив, на прибрежную полосу Корякских гор



Рис. 100. Схема распространения следов древнего оледенения в горах Дальнего Востока и Сахалина (по Ю. Ф. Чемекову и другим авторам):
1 — верхнечетвертичное оледенение; 2 — площадь распространения эрратических валунов, морен и флювиогляциальных отложений до верхнечетвертичного оледенения; 3 — площадь распространения предполагаемых следов до верхнечетвертичного оледенения; 4 — снеговая граница верхнечетвертичного оледенения (изохионы в м. абс. выс. через 100 *м*); 5 — осевые линии хребтов

и Восток Камчатки [17]. Применяемое дальневосточными исследователями выражение «полупокровное» оледенение не следует понимать как указание на обширные покровы льда в какой-то степени приближавшееся по своим размерам к ледниковым покровам Западной Евразии.

Снеговая граница (верхнечетвертичная ледниковая эпоха) поднималась к югу от 500—600 *м* на Севере Камчатки до 1500 *м* в хребте

Сихотэ-Алинь, а с востока на запад — от 600—700 *м* в хребте Прибрежном, до 1500—1600 *м* в хребте Становом. Депрессия снеговой границы на Севере Камчатки составляла всего 500 *м*, а в Средней Камчатке достигала 1000 *м*. Высота снеговой границы возрастала также в отдельных горных хребтах к их оси («закон горных масс»).

Площадь древнего оледенения Ю. Ф. Чемеков оценивает для Камчатки цифрой в 260 тыс. *км*², а для районов, расположенных южнее,— всего в 60 тыс. *км*². К сожалению, площадь древнего оледенения Корякских гор и Чукотского полуострова неизвестна. Напомним, что площадь древнего оледенения гор Северо-Востока составляла около 680 тыс. *км*². Однако сравнением площадей древнего оледенения Дальнего Востока и Северо-Востока нельзя достигнуть правильных палеоклиматических выводов, ввиду имеющихся больших различий в размерах и геоморфологических условиях обоих районов. Гораздо правомочнее сравнение изменения высоты древней снеговой линии. На приблизительно одинаковой географической широте во время верхнеплейстоценового оледенения снеговая линия в горах Северо-Востока находилась на высоте 1800—1900 *м* и опускалась на Севере Камчатки до 500 *м*. Точно так же к морю древняя снеговая линия понижалась от хребта Джугджур к хребту Прибрежному от 1200 до 700 *м* [48], от хребта Буреинского к хребту Восточно-Сахалинскому от 1700 до 700—800 *м* [44]. Таким образом, можно говорить о тенденции увеличения интенсивности древнего (а также современного) оледенения по мере перехода от континентального климата Северо-Востока к морскому климату Севера Дальнего Востока.

Величина депрессии снеговой границы увеличилась от районов, где осадков выпадает (и выпадало) меньше, к районам, богатым осадками (табл. 22).

Таблица 22

Северная широта	Район	Депрессия снеговой линии в эпоху верхнечетвертичного оледенения в *м*
59—61°	Северная Камчатка	600—700
56—59°	Средняя Камчатка	900—1000
51—52°	Хребты Ям-Алинь и Буреинский	1300

Это явление сближения современной и древней снеговых линий в районах менее благоприятных для оледенения по условиям влажности широко известно вообще в горных районах. Оно свидетельствует о том, что хотя общее подобие в распределении современных и древних ледников сохраняется, но климатические контрасты после ледниковой эпохи уменьшились. Весьма вероятно, что по мере поднятия гор (там, где эта тенденция преобладала) создавались более благоприятные условия для развития оледенения и более молодые ледники были больше древних. Поднятия в 1000 *м*, на которые указано выше, не могли не вызвать процесса наступания ледников. Ю. Ф. Чемеков совершенно правильно замечает, что «неотектонические движения, интенсивно проявляющиеся на Дальнем Востоке, смещают следы древнего оледенения по вертикали» [48, стр. 154].

На Севере Дальнего Востока распространена мерзлота [14]. Многолетнемерзлые породы полуостровов Чукотки и Камчатки — послеледниковые. В ледниковые эпохи море трансгрессировало, климат становился более морским, образование мерзлоты и подземных льдов в низинах

прерывалось. Она сохранялась только в горах. Таким образом, мерзлота и подземные льды в горах — ледниковые и послеледниковые, а в низменных районах — только послеледниковые. История подземного оледенения различна даже в соседних районах Дальнего Востока и Северо-Востока.

Ю. Ф. Чемеков пишет: «К настоящему времени на территории Советского Дальнего Востока известны следы четырех оледенений» [48, стр. 171]. Но он совершенно справедливо сопровождает это заявление многочисленными оговорками. И действительно, пока не будет приведено стратиграфических данных, основанных в свою очередь на современных палеонтологических критериях, не следует переоценивать утверждения подобного рода. В работах Ю. Ф. Чемекова оригинальные стратиграфические данные, к сожалению, весьма скудные.

Детализация стратиграфических схем. Приведенные схемы развития дальневосточной суши не имеют необходимой стратиграфической основы. Это заключение относится и к истории оледенения. Но уточнение приведенных схем возможно уже в трех пунктах: 1) окрестностях Южно-Сахалинска [15]; 2) долине Зеи [16] и 3) на озере Ханка [18, 39]. Нижеприведенные данные представляют в настоящее время (1961 г.) основу для стратиграфии четвертичных отложений суши Дальнего Востока.

В окрестностях Южно-Сахалинска исследовались аллювиально-озерные отложения в долинах рек Сусуй, Цунай, Лютога. Спорово-пыльцевой анализ обнаружил резкие ритмические изменения растительного покрова, отражающие вне сомнения общие ритмы климатических изменений (рис. 101). На спорово-пыльцевой диаграмме можно прочитать следы трех эпох потепления (считая и послеледниковую эпоху), разделенных двумя эпохами похолодания климата. В эпоху раннего потепления климата в южной части острова Сахалин произрастали береза, сосна, бук, тис, граб, орех, падуб. Господствовала темнохвойная тайга. Заметим, что в настоящее время этот район лежит в зоне южной тайги с небольшой примесью отдельных видов широколиственных пород и бамбука (рис. 102). В течение второй и третьей волны потепления из широколиственных пород сохранились лишь дуб и вяз, господствовали же береза, пихта, ель, сосна. В холодные эпохи распространялись березы, в том числе — карликовая березка, а также сосна. Содержание древесной пыльцы сильно уменьшается, пыльца широколиственных пород совершенно отсутствует. «В это время деградировали широколиственные и темнохвойные леса за счет развития сфагновых и зеленомошных болот, ерников, а также березовых и лиственничных лесов» [15, стр. 97]. Изменения носят направленный и ритмический характер. Эти сведения прекрасно сопоставимы со сведениями, полученными при изучении донных отложений соседнего с островом Сахалином Охотского моря.

Зея протекает в 1200 *км* западнее Сахалина, а исследованный район находится еще и в 500 *км* севернее Южно-Сахалинска, в области южно- и среднетаежных лесов.

В этом районе (у села Дамбуки) параллельно изучены споры и пыльца, минералогия и гранулометрия террасовых отложений Зеи. Параллельные методы привели к выводу о наличии повторно-ритмических изменений природы на протяжении четвертичного периода. Выделяются две эпохи похолодания и две теплые эпохи (табл. 23).

Эти данные свидетельствуют о климатических ритмах, подобных установленным на Сахалине, но в наиболее континентальных условиях Дальнего Востока (у границы с Забайкальем).

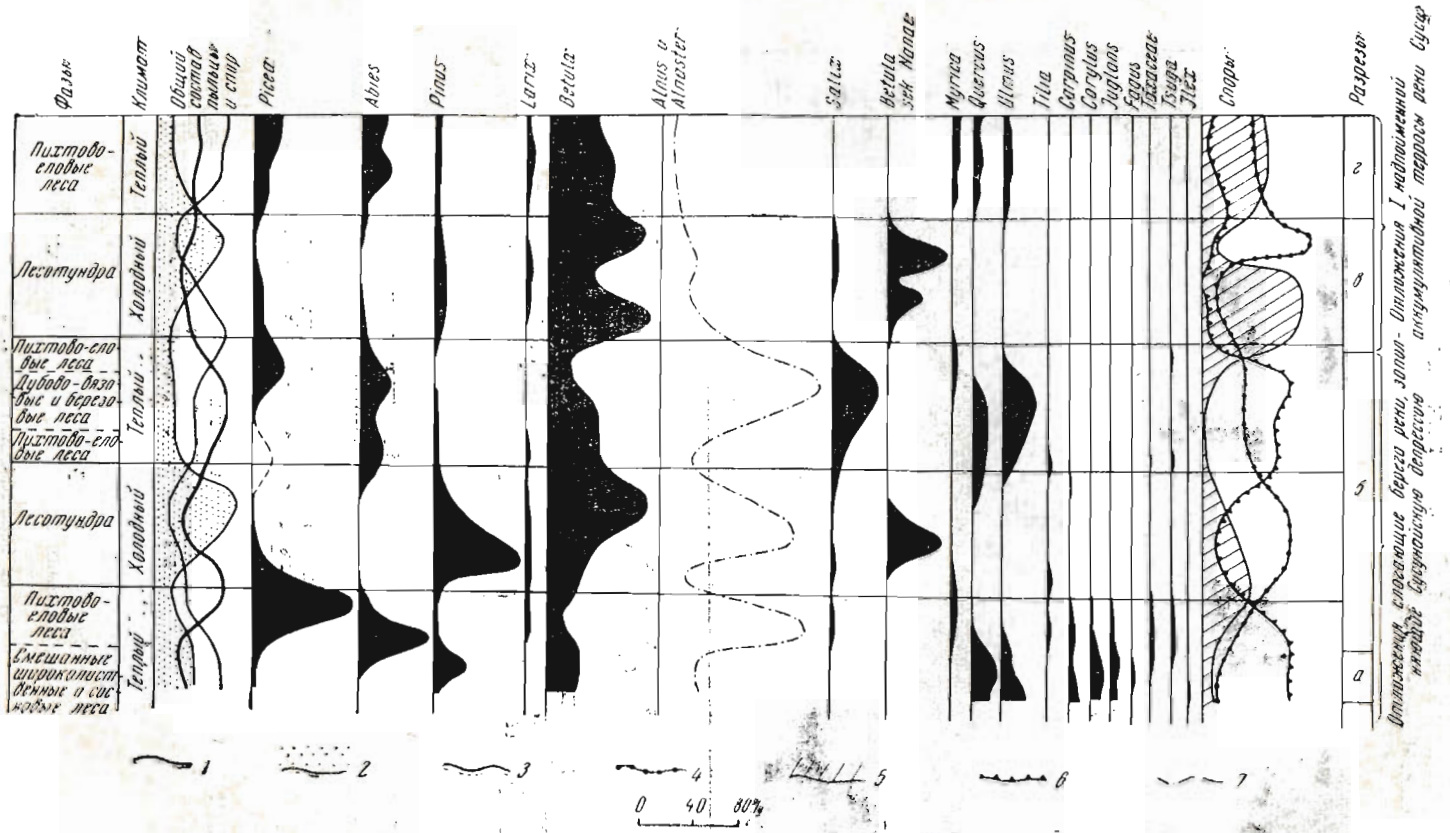


Рис. 101. Схематизированная спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений в южной части острова Сахалина (по М. П. Гричук и Н. С. Соколовой):

1 — пыльца деревьев и кустарников; *2* — пыльца травянистых растений и кустарничков; *3* — споры; *4* — гипновые мхи; *5* — сфагны; *6* — папоротники; *7* — ольха и ольховник (в процентах относительно к сумме пыльцы всех остальных древесных пород)

Озеро Ханка расположено в южной части Приморья. Изучение его истории привело к следующим выводам. Озеро существует без перерыва от миоцена до наших дней. Оно несколько уменьшилось к настоящему времени. Современная диатомовая флора содержит реликтовые



Рис. 102. Заросли бамбука на высоте около 1000 *м*. Южный Сахалин. Гора Пушкина. Фото К. К. Маркова

миоценовые и плиоценовые виды. Много сохранившихся тропических и субтропических форм диатомовых. Это свидетельствует «о стабильных физико-географических условиях Приханкайского района в течение

Таблица 23

Террасы Зеи	Природные условия
V	Энергичное выветривание минералов, господство широколиственного леса: дуб, вяз, липа, береза, а также ель, сосна. Климат теплый и влажный.
IV, III, II	Минералы мало изменены выветриванием. Господство лесотундры и тундры: береза, сосна, лиственница, плаунок плауновидный, морошка, полынь, *Lycopodium pungens*. Наиболее резкое похолодание. Климат холодный и более сухой, особенно в середине отрезка времени.
I	Энергичное выветривание минералов. Широколиственные леса. Климат теплый и влажный. Похолодание.
Пойма	Леса из березы, ольхи, лиственницы, ели, сосны. Климат, подобный современному климату.

очень длительного периода» [18, стр. 240]. Стабильность условий несколько нарушалась волной более холодного и сухого климата, когда вокруг озера была лесостепь с лиственницей, березой, с полынью в травянистом покрове (озеро Ханка находится теперь в зоне широколиственных лесов).

ДРЕВНОСТЬ И МОЛОДОСТЬ СОВРЕМЕННОГО ЛАНДШАФТА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Вышеописанные, главным образом ритмические, изменения природы Дальнего Востока не оказались, однако, достаточными, чтобы окончательно уничтожить древние черты растительного и животного мира. Последние «просвечивают» и в современном ландшафте.

Территория Дальнего Востока весьма различна в ботанико-географическом отношении. Это и не удивительно, так как район протянулся с юга на север на 3000 *км*. Здесь выделяют зоны широколиственных лесов (до Комсомольска-на-Амуре и р. Зеи), южно- и среднетаежных лесов (до Охотска и Центральной Камчатки) и зону горных лиственничных редколесий (северное побережье Охотского моря). Пространство от Северной Камчатки и Гижигинской губы до Чукотского полуострова покрыто растительностью лесотундрового и тундрового характера. Наиболее существенной особенностью современного растительного покрова является сохранение в нем элементов растительных формаций прошлых геологических эпох. Архаические черты растительности особенно отчетливы на юге района. Е. М. Лавренко [31] считает возраст этой Японо-Маньчжурской хвойно-широколиственной области палеогеновым. Севернее находится восточная часть плиоценовой Евразийской лесной области. Наконец, тундровая область, как мы видели, четвертичная, только ее горные (альпийские) элементы могут быть древнее.

Север района входит в состав так называемой Берингийской суши, или Берингии. Этим именем называют обширную территорию, включающую Чукотский полуостров, бассейн р. Анадыря, Корякский хребет, Аляску, острова, дно соседних морей. Предполагают, что они недавно представляли собой единую сушу. Биогеографы рассматривают Берингию как особую биогеографическую область. Берингия ботаников и зоогеографов — это область, богатая древними растениями и животными. Б. В. Сочава выделяет в ней группу берингийских видов (*Primula pumila, Saxifraga unalaschkensis, S. dahurica*), а из древесных и кустарниковых форм — чозению (из семейства ивовых: *Chosenia macrolepis*) и кедровый стланик (*Pinus pumila*). Берингия — древняя лесная область темнохвойной тайги и древних форм животных. Ухудшение климата вызвало деградацию древней лесной растительности, от которой, однако, осталось много реликтов. На месте лесной флоры появились арктические растения. Но в отличие от Эоарктики, где арктический элемент автохтонный и сравнительно древний, в Берингии арктический элемент «наиболее молодой элемент флоры крайнего Северо-Востока» [45, стр. 285]. Таким образом, древняя лесная Берингия некоторое время сосуществовала с древней (но более молодой, чем Берингия) тундровой Эоарктикой. Единство Берингии, раскинувшейся по обе стороны от Берингова пролива, свидетельствует о былом соединении Аляски и Чукотского полуострова.

Однако, несмотря на различие современного флористического состава Берингии и Эоарктики, их объединяет общая черта — древность флор, сохранившаяся отчасти до настоящего времени, и общая причина, обусловившая указанное сходство. Эта причина — отсутствие покров-

ного оледенения на всем пространстве Северной Азии от Лены до Тихого океана. Сделанное обобщение не исключает значительных изменений флоры и растительности, происходивших в районе Дальнего Востока в течение четвертичного периода, а только отмечает, что последние не носили катастрофического характера.

Изменения природы в голоцене хорошо изучены в Приморье [37]. Изменения лесов в бассейне Амура и в Приморье удивительно напоминали изменения лесов Европы. Для этих районов характерно наличие послеледникового термического максимума. В спорово-пыльцевых диаграммах его отражает оптимум кривой широколиственных

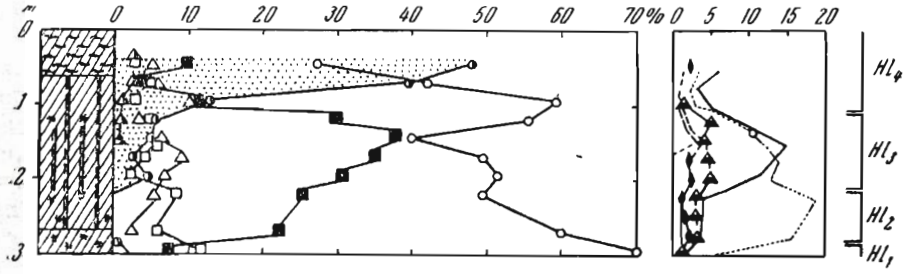


Рис. 103. Пыльцевая диаграмма голоценовых отложений Приморья. Торфяник Мухенское (90 *км* к северо-востоку от Хабаровска) (по М. И. Нейштадту). Условн. обозн. см. на рис. 16

пород, содержание которых достигает 40—50%. М. И. Нейштадт выделяет фазу развития широколиственного леса в следующей последовательности (рис. 103).

I. Фаза мелколиственных лесов и кустарников (березы и ольхи).

II. Фаза смешанных мелко- и широколиственных лесов (березы и вяза).

III. Фаза широколиственных лесов (монгольского дуба).

IV. Фаза хвойно-широколиственных лесов (корейского кедра и монгольского дуба).

Мы уже писали о следах послеледниковой морской трансгрессии, которые отмечают в Приморье и Приохотье.

ВЫВОДЫ

1. Природа Дальнего Востока в течение четвертичного периода испытывала направленно-ритмические изменения. Эти изменения имели много местного своеобразия. Последнее легко обнаружить, сравнив Дальний Восток с Северо-Востоком и отдельные районы Дальнего Востока между собой.

2. Растительный и животный мир сохранил много реликтов. Дальний Восток и Северо-Восток — два района со слабыми изменениями природных условий в течение всего четвертичного периода сравнительно с условиями Северо-Запада Евразии, испытавшего катастрофические изменения природы. Причина этих отличий лежит в покровном оледенении Северо-Запада и отсутствии его на Востоке материка.

3. Сдвиг природных границ к северу и югу достигал в пределах дальневосточных морей 800 *км*, в пределах суши — 1500 *км*, в Европе же — 2500 *км*.

4. Похолодание четвертичного периода на Дальнем Востоке не было результатом прямого воздействия материкового оледенения. Оно было

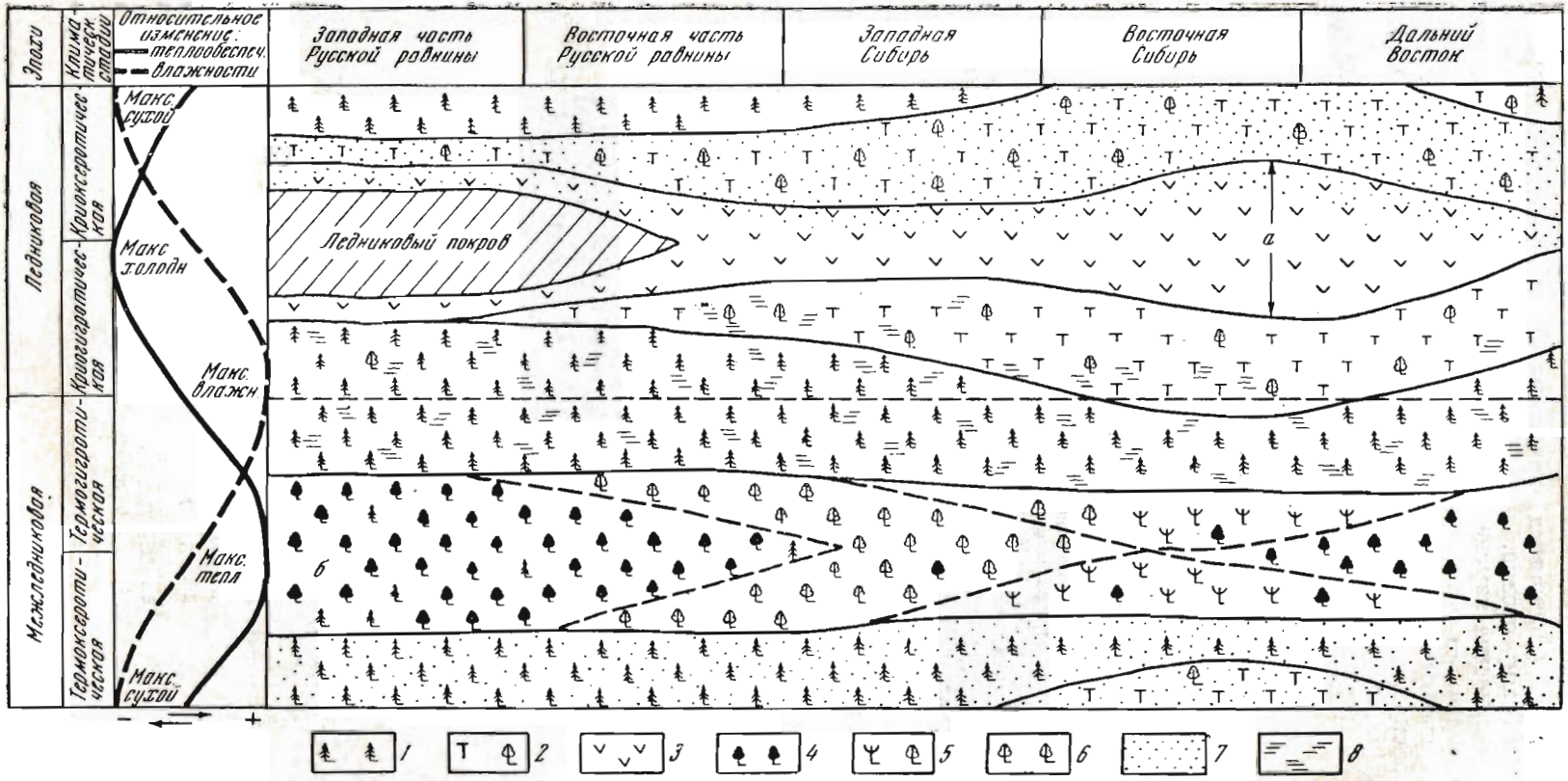


Рис. 104. Схема местного своеобразия в развитии лесов в межледниковую и ледниковую эпохи (по М. П. Гричук):
1 — темнохвойные леса; *2* — березовые и лиственные редколесья; *3* — безлесные ландшафты; *4* — широколиственные леса; *5* — кедрово-сосновые леса с широколиственными породами; *6* — березовые леса («белая тайга»); *7* — степи; *8* — болота

вызвано общими (солярными) причинами и усилено ледовитостью северной части Тихого океана.

5. Климатические изменения к югу становились менее резкими на море и, возможно, на суше.

6. Прилагаемый профиль (рис. 104) изображает региональные широтные особенности (метахронность) развития растительного покрова от Запада Русской равнины до Дальнего Востока [34].

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине. «Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1956, № 2.

2. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», т. 32. М.—Л., 1960.

3. Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. В кн.: «Морская геология». Изд-во АН СССР, М., 1960.

4. Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. «Докл. АН СССР», 1953, т. 91, № 2.

5. Богатырев К. П. О колебаниях береговой линии западного берега полуострова Камчатки. «Пробл. физ. геогр.», сб. 9, 1940.

6. Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

7. Власов Г. М. Четвертичные оледенения Северных Курильских островов. «Вопр. геогр.», сб. 10. Географгиз, М., 1958.

8. Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 2. Изд-во АН СССР, Л., 1959.

9. Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. Четвертичные оледенения Камчатки. «Вопр. геогр. Дальнего Востока», сб. 1, 1949.

10. Власов Г. М., Чемеков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1950, вып. 3.

11. Ганешин Г. С. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», нов. сер., № 2. Л., 1959.

12. Ганешин Г. С. Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», нов. сер., № 2. Л., 1959.

13. Ганешин Г. С., Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1960.

14. Граве Н. А. Основные черты и закономерности развития толщ мерзлых пород на Крайнем Северо-Востоке Азии. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 6.

15. Гричук М. П., Соколова Н. С. Новые материалы о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1959, № 2.

16. Грошенкова Н. Г., Зорин Л. В., Малаева Е. М. К вопросу об осадконакоплении в долине р. Зеи в четвертичное время. «Советская геология», 1960, № 2.

17. Дегтяренко Ю. П. и Баранова Ю. П. Основные этапы развития Корякской горной системы и Анадырской низменности. «Мат-лы Второго геоморф. совещ.». Изд-во АН СССР, М., 1959.

18. Жузе А. П. К истории диатомовой флоры озера Ханка. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 51. М.—Л., 1952.

19. Жузе А. П. Диатомовые в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 4.

20. Жузе А. П. О палеогеографии дальневосточных морей (по материалам диатомового анализа донных отложений). В кн.: «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». Изд-во АН СССР, М., 1959.

21. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, М., 1961.

22. Жузе А. П. и Коренева Е. В. К палеогеографии Охотского моря. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 2.

23. Иваньков П. А. Оледенение Камчатки. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1958, № 2.

24. Ионин А. С. Берега Берингова моря. Изд-во АН СССР, М., 1959.

25. Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Исследования по геоморфологии побережий дальневосточных морей СССР. Изд-во АН СССР, М., 1960.

26. Клюкин Н. К. Осадки на территории Северо-Востока СССР. «Тр. Дальневосточн. научн.-иссл. гидромет. ин-та», вып. 3. Л., 1955.

27. Клюкин Н. К. Климатический очерк Северо-Востока СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1960.

28. Кочеткова А. Д. и Хайкина С. Л. Фаунистическая и палинологическая характеристика верхнемиоцен-плиоценовых отложений, развитых в районе Рекиникской губы и на мысе Астрономическом. В кн.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. сев.-вост. СССР», вып. 12. Изд-во АН СССР, М., 1958.

29. Криштофович Л. В., Ильина А. П. Биостратиграфия третичных отложений Западной Камчатки. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., 1960, т. 35, вып. 1.

30. Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 32. М.—Л., 1940.

31. Лавренко Е. М. Возраст ботанических областей внетропической Евразии. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1951, № 2.

32. Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1955.

33. Малых М. И. Современное оледенение Корякской горной системы. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М.—Л., 1958, вып. 6.

34. Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). М., 1961 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

35. Мерклин Р. Л., Петров О. М., Амитров О. В. Атлас-определитель моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. Изд-во АН СССР, М., 1962.

36. Мизеров Б. В. Геоморфологические наблюдения по западному побережью Камчатского полуострова. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1937, вып. 2.

37. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд-во АН СССР, М., 1957.

38. Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд-во М-ва геол. и охраны недр СССР АН СССР, М-ва высш. образов. СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.

39. Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 51. М.—Л., 1952.

40. Никольская В. В. и Щербаков И. Н. Признаки древнего оледенения хребта Тукирингра-Джагды. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1956, № 2.

41. Полярные льды. Карта 25 «Морского Атласа». Масштаб 1 : 35 000 000. Изд. Главштаба ВМС, М., 1953.

42. Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). Изд-во АН СССР, М., 1960.

43. Романкевич Е. А. Органическое вещество в донных отложениях северо-западной части Тихого океана к востоку от Камчатки. Автореф. дис. М., 1958.

44. Соловьев В. В. Четвертичное оледенение острова Сахалина. «Инф. сб. Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 29. Изд-во АН СССР, Л., 1960.

45. Сочава Б. В. К истории флоры южной части Азиатской Берингии. «Ботанический журнал СССР», 1933, № 4.

46. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», т. 22. М.—Л., 1957.

47. Чемеков Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М.—Л., 1957, вып. 3.

48. Чемеков Ю. Ф. Древние оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР. «Мат-лы по четвертичн. геол. и геоморф. СССР», вып. 3. Л., 1961.

49. Чемеков Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии. «Советская геология», 1960, № 2.

50. Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 1.

Часть вторая

ОБЛАСТЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЫСОКИХ ГОР ЮГА СССР

ВВЕДЕНИЕ

Область древнего оледенения высоких гор Юга СССР по своей протяженности равна области древнего оледенения Севера СССР. Она простирается от Восточных Карпат до Тихого океана, где совмещается с районами Северо-Востока и Дальнего Востока — области древнего оледенения Севера.

Во второй части будут рассмотрены горы, сохранившие следы четвертичного оледенения. Снеговая граница опускалась сравнительно низко в Карпатах и на Дальнем Востоке, но поднималась высоко во внутриматериковой части нашей страны. Следовательно, здесь речь будет идти о горах, имеющих всегда значительную, но различную высоту над уровнем моря.

Площадь древнего оледенения гор Юга Советского Союза достигала 409 тыс. $км^2$. В этот итог не включены ледники Северо-Востока и Дальнего Востока. Из этих замечаний следует, что основным вопросом, подлежащим нашему рассмотрению, явится история древнего оледенения гор. Такая постановка вопроса вытекает не только из наличия следов древнего оледенения, но также из общего состояния четвертичной геологии и палеогеографии гор. Как известно, те основные идеи, которыми еще питается четвертичная геология гор, были установлены в Альпах. Одно это делает неизбежным рассмотрение тех же вопросов путем анализа горных районов нашей страны.

Поставив перед собой указанную задачу, следует предупредить о трудностях ее разрешения, во многих отношениях пока непреодолимых. Четвертичная история Альп была установлена путем сочетания геоморфологического и биостратиграфического методов исследования. Между тем палеонтологические находки в горных районах Советского Союза не имеют систематического характера; что касается геоморфологического метода, то он один не в состоянии строго и убедительно решить основные вопросы четвертичной истории гор.

Итак, хотя и с вынужденными ограничениями, решение проблемы истории древнего оледенения гор будет первой основной проблемой второй части. Вторая основная проблема — тектоническая история гор. Амплитуда молодых тектонических движений в высоких горах области была в десятки раз больше, чем на равнинах. Поднятия и опускания оказали существенное влияние на историю древнего оледенения и всего облика гор.

Однако следует предупредить, что вопросы новейшей тектоники будут нами рассмотрены только в рамках, определяемых целью настоящей работы. Нас будет интересовать не история тектонических структур, а тектоническая история поверхности гор, главным образом амплитуда ее поднятий и опусканий. В особенности для нас имеет значение вопрос о влиянии новейших тектонических процессов на развитие древнего оледенения, иначе — тектонический фактор древнего оледенения.

Во второй части рассматривается четвертичная история следующих горных районов: Восточных Карпат, Кавказа, Средней Азии, Южной Сибири.

Глава I

ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

В состав Советского Союза Восточные Карпаты входят небольшой частью длиной около 200 *км*. Они достигают значительной высоты в районе Черногоры (вершина Говерла, 2058 *м*), в хребте Свидовце (1818 *м*) и в некоторых других местах. На отмеченных участках ограничено встречаются ледниковые формы рельефа, которые детально изучались польскими, а позднее — советскими исследователями [4, 6].

Формы древнего оледенения представлены цирками и моренами. Ледники были очень малы (2 — 3 *км*). Попытки выделить две ледниковые эпохи были основаны на геоморфологических и на палеоботанических признаках.

К северному краю Восточных Карпат подходил край Европейского ледникового покрова. Но в пределах Советских Карпат этот участок очень ограничен (около 50 *км*), и уже у города Самбора край ледника поворачивал к северо-востоку, покидая предгорья Карпат [7].

Северный эрратический материал встречается до высоты 350 *м*. А в 150 *км* к юго-востоку от Самбора, у подножия Карпат (у города Надворная), находится уникальное месторождение перигляциальной флоры у села Старуния, кратко описанное в главе I, части первой.

Восточные Карпаты палеоботанически изучал Г. В. Козий [1, 2]. Он исследовал 25 горных торфяников, из которых большинство расположено в районе Черногоры. Наиболее интересен торфяник перевала Брескул-Пожижевская, расположенный выше современной границы леса, на высоте 1750 *м*. В этом торфянике, а также и в других торфяниках Восточных Карпат, ботанический и спорово-пыльцевой анализы установили глубокие изменения растительного покрова, в частности изменения высоты границы леса, начиная от времени мгинского межледниковья и кончая современностью.

Г. В. Козий выделил 6 главных фаз развития растительности Восточных Карпат.

I. Последняя межледниковая эпоха (верхний отрезок). Смешанный лес с преобладанием обыкновенной сосны и наличием бука, орешника и пихты на высоте 1750 *м*. Верхняя граница леса выше современной на 200 *м*.

II. Валдайская ледниковая эпоха. Господство жерепа — Pinus mughus Scop., ивы, сосны обыкновенной и сосны кедровой (P. cembra). Карпаты почти безлесны. Верхняя граница леса понижается на 950 *м* по сравнению с I фазой.

III, IV, V, VI — послеледниковая эпоха. В фазу IV в Карпатах — теплое послеледниковое время. Граница леса выше современной на 200 *м*. Господствовали хвойно-лиственные леса с дубом, лещиной и грабом. Эти данные совпадают с данными, полученными путем изучения древесных углей.

В верхнем течении Днестра ископаемая почва лёсса содержит угли главным образом древесины дуба (*Quercus* sp.), в то время как из стоянок позднепалеолитического (валдайского) времени (например, из позднесолютрейских стоянок) были определены угли главным образом ели.

Карпаты вообще и Восточные Карпаты в частности имеют для исследователя четвертичного периода редкий интерес вследствие своего положения у границы льдов материкового оледенения.

Между Альпами, Кавказом, Средней Азией, Алтаем и границей материкового оледенения проходила полоса суши, не покрывавшаяся льдом. Она достигала ширины соответственно 500, 500, 1800 и 1000 *км*. Поэтому неудивительно, что в ледниковые эпохи Карпаты испытали наиболее сильное охлаждающее влияние с севера, что подтверждают изучения торфяников Г. В. Козием, а косвенно — находки перегляциальных флоры и фауны у подножия Карпат. Все это вместе облегчает параллелизацию горного оледенения Восточных Карпат и покровного оледенения Европейской равнины.

Таким образом, стратиграфо-геоморфологические данные позволяют считать, что Карпаты пережили не менее двух эпох оледенения: днепровскую и валдайскую, а между ними — межледниковую эпоху (мгинскую).

Карта новейшей тектоники Н. И. Николаева и С. С. Шульца [3] определяет амплитуду новейших тектонических поднятий до 1500—2000 *км*. Однако лишь малая часть поднятия приходится на четвертичное время.

По П. Н. Цысь [5], поднятие полонинского пенеплена с конца миоцена (с начала сармата) составило всего 300 *м*, после окской ледниковой эпохи — 100 *м* и после валдайской ледниковой эпохи — всего 40 *м*.

Что касается депрессии снеговой границы, то последнюю установить нельзя, так как в Карпатах нет современных ледников. Зато представление об интенсивности климатических изменений можно почерпнуть, основываясь на изменении высоты границы леса. Последняя, как мы видели, в межледниковую эпоху была выше современной на 200 *м* и ниже ее на 750 *м* в валдайскую ледниковую эпоху. С поправкой на тектоническое поднятие обе цифры будут соответствовать 150 и 800 *м*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козий Г. В. Четвертичная история Восточно-Карпатских лесов. Автореф. докт. дис. Львов, 1950.
2. Козий Г. В. Ископаемая флора со стоянок первобытного человека на территории Западного Подолья. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 20. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1955.
3. Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд. М-ва геол. и охраны недр СССР, АН СССР, М-ва высш. образов. СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.
4. Цысь П. Н. Геоморфологические районы Советских Карпат. «Уч. зап. Львовск. ун-та», 1956, сб. геогр., т. 39, вып. 3.
5. Цысь П. Н. Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.», т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1961.
6. Штогрин О. Д. Четвертичные зледенения на території Предкарпаття і північного схилу східних Карпат. «Геогр. сб.», № 4. Киев, 1961.
7. Klimaszewski M. Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpaten. «Ztschr. für Gletscherkunde», H. XXV. Leipzig, 1937.

Глава II

КАВКАЗ

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Ледники. Для характеристики современного оледенения Большого Кавказа и его динамики были использованы детальные топографические съемки двух периодов: конца прошлого и середины настоящего столетий. Условно эти данные отнесены к 1890 и 1946 гг. [10, 11]. Первый период характеризовался общим стационарным режимом ледников умеренного пояса, а в течение второго периода преобладало сокращение ледников умеренного пояса. Сравнение полученных результатов весьма поучительно.

Ниже приведены цифровые данные по П. А. Иванькову (табл. 24 и 25).

Таблица 24

Ледники Большого Кавказа

Районы	1890 г.		1946 г.		Изменение площади оледенения в $км^2$
	число ледников	площадь ледников в $км^2$	число ледников	площадь ледников в $км^2$	
Северный склон	1003	1473,73	1532	1230,38	—243,35
Южный склон	409	499,69	670	549,67	+49,98
Всего	1412	1973,42	2202	1780,05	—193,37

Итак, хотя за истекшие 50 с лишним лет оледенение Большого Кавказа, в общем, сократилось на 193,37 $км^2$, или на 8,5%, это сокращение не было повсеместным.

Размеры оледенения Малого Кавказа и Армянского нагорья ничтожны, а данные о нем неполны.

Снеговая линия. Суммарное представление об оледенении можно получить, рассмотрев положение климатической снеговой линии (табл. 26).

Таблица 25

Ледники Малого Кавказа и Армянского нагорья

Районы	Прежде		Теперь		Изменение площади оледенения в км²
	число ледников	площадь ледников в км²	число ледников	площадь ледников в км²	
Гора Арагац (Алагёз)	6 (1897 г.)	3,43 (1897 г.)	25 (1950 г.)	1,0 (1950 г.)	—2,43
Зангезурский хребет	—	—	44 (1952 г.)	0,15 (1952 г.)	—
Гора Арарат . . .	Фирновая шапка с ледниками	12,73 (1909 г.)	—	—	—

Прибавим, что наиболее крупные ледниковые узлы Большого Кавказа — эльбрусский (138,5 км²) и казбекский (80,99 км²). Самый большой ледник — Безинги (45,37 км²). Цифры относятся к 1946 г.

Таким образом, снеговая граница поднимается от северо-запада до Центрального Кавказа (амплитуда свыше 1000 м), после чего к юго-востоку она опять несколько понижается. На северном склоне снеговая граница расположена выше, чем на южном.

Таблица 26

Снеговая линия Большого Кавказа

Районы	Высота (м)		Изменение высоты в м
	1890 г.	1946 г.	
Рассеянного оледенения Западного Кавказа . .	2727	2744	+17
Северный склон			
Кубань	3115	3135	+20
Эльбрус	—	3500	—
Баксан	3373	3405	+32
Терек	3803	3903	+100
Кара-Койсу	3579	3587	+8
Базар-Дюзи	—	3780	—
Южный склон			
Бзыбь	3058	3039	—19
Кодори	3103	3044	—59
Риони	3365	3392	+27

Динамика. Весьма интересны данные о динамике оледенения. Вопреки принятому мнению о повсеместном сокращении оледенения за последние 50—80 лет, картометрические материалы показывают, что ледники сокращались на северном склоне и на восточном отрезке южного склона. Но оледенение увеличилось на западном и на центральном отрезке южного склона (рис. 105).

На северном склоне снеговая линия повысилась в восточной части склона. На южном склоне снеговая линия понизилась в западной части склона (на 49 м), а прирост оледенения составил 20%.

Если рассматривать динамику оледенения Большого Кавказа по вертикали, также обнаруживается разнонаправленное развитие ледни-

ков. Большие ледники, спускающиеся низко, сократились и занимают теперь не 38,5%, а 33,1% площади оледенения. Площадь малых ледников, концы которых расположены высоко, увеличилась. Однако выводы П. А. Иванькова, приведенные выше, не являются общепризнанными.

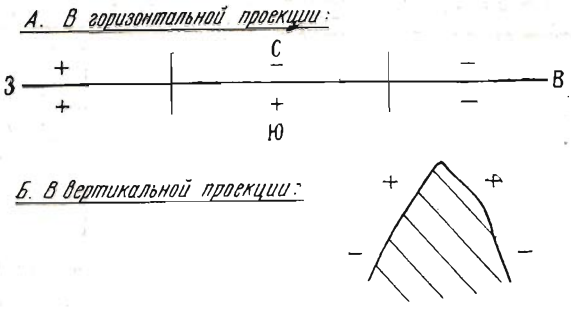


Рис. 105. Схема ледников Большого Кавказа по данным П. А. Иванькова. Период 1890—1946 гг. (+) увеличение размеров ледников; (—) уменьшение размеров ледников

Общее объяснение разнонаправленности недавних изменений ледников Большого Кавказа еще отсутствует. Ограничимся только следующим соображением. Нечто подобное А. Пенк и Э. Брикнер [44] отмечали для ледниковых эпох. В Альпах после оледенения значительно сократились низкие ледниковые языки при стабильном состоянии более высоких фирновых областей. Правдоподобно и само объяснение альпийских исследователей: температура (главным образом летних месяцев) повысилась, а количество снежных осадков заметным образом не уменьшилось.

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

К истории вопроса. Общий размер и тип древнего оледенения Большого Кавказа установил еще около полувека назад А. Л. Рейнгардт [28]. Напомним главное сделанное им заключение.

В последнюю эпоху оледенения Большой Кавказ был страной больших долинных ледников. В их числе находилось много ледников древовидного типа, и оледенение Кавказа в целом имело сетчатый характер. Ледник долины Теберды достигал, например, длины 77 *км*. Однако оледенение Кавказа, в отличие от оледенения Альп, имело только ограниченно горный характер. Концы ледников не спускались на подгорные равнины. Ниже других спускались Кодорский и Амхтельский ледники. Конец последнего — притока Кодорского ледника в окрестностях Сухуми—Цебельды достигал высоты только 380 *м*. Снеговая линия находилась значительно ниже современной. Депрессия снеговой границы уменьшалась к юго-востоку, составляя на Западном Кавказе 1200—1300 *м*, на Центральном Кавказе — 1100—1150 *м* и на Восточном Кавказе — около 800 *м* [28].

А. Л. Рейнгардт на основании изучения террас и покровных галечников пришел к выводу о четырехкратном оледенении Кавказа, ледниковые эпохи которого он сравнивал с ледниковыми эпохами Альп. Эти представления были наиболее распространены в 30-х годах нашего столетия. К сожалению, ни А. Л. Рейнгардт, ни его современники, ни преемники его исследований не смогли установить прямых стратиграфиче-

ских соотношений морен и флювиогляциальных отложений Кавказа. В особенности недостает и до настоящего времени сопоставлений морен с фаунистически или флористически охарактеризованными толщами отложений.

Слабые стороны прежнего стратиграфо-хронологического расчленения четвертичной истории Кавказа были обстоятельно разобраны Л. И. Маруашвили [19].

При попытке расчленить четвертичную историю Кавказа должны быть использованы все возможные признаки.

1. Распространение морен неодинаковой степени сохранности.
2. Связь ледниковых отложений Кавказа с морскими отложениями Каспийского и Черного морей.
3. Флористические находки.
4. Ботанико-географические данные.
5. Фаунистические находки.
6. Археологические находки.

Распространение морен. Новые, так же как и старые, наблюдения направлены на решение двух вопросов: определения размера древнего оледенения и количества ледниковых эпох.

Мнение, высказываемое в последнее время, гласит, что прежние представления о размерах древнего оледенения были преувеличены. Л. И. Маруашвили [19] считает, что ледники Большого Кавказа в последнюю и предпоследнюю эпохи «максимальной фазы» оледенения были меньше, чем предполагал А. Л. Рейнгардт. Меньше была, следовательно, и депрессия снеговой линии. Например, ледник долины р. Кодори имел в длину не 70, а 40 *км*. Он заканчивался на высоте не 380—500 *м*, а 1480 *м*. Тебердинский ледник достигал длины не 77 *км*, а всего 25 *км* и в последнюю ледниковую эпоху заканчивался на высоте не 1000—1100 *м*, а 1320 *м*.

Л. И. Маруашвили характеризует Кавказ в максимальную фазу оледенения следующим образом: «Мы видим прежде всего несколько увеличившееся оледенение на склонах Большого Кавказа, где основные долинные ледники спускались в то время на 10—20 *км*, реже на 25—30 *км* дальше вниз по долинам, чем в современную эпоху, и достигали минимальных отметок от 1100—1500 *м* в Западном и Центральном Кавказе... до 2000—2500 *м* в Восточном Кавказе» [19, стр. 103]. Снеговая линия опускалась лишь на 800 *м* в Западном Кавказе, на 500—750 *м* в Центральном Кавказе и на 700—800 *м* в Восточном Кавказе.

На Антикавказе каровые ледники были только на Аджаро-Имеретинском и Муров-Дагском хребтах, но только на северных их склонах. В Самсарском хребте, в Мокрых горах, на Арагаце, Ахмангане и Зангезурском хребте были и долинные ледники.

Снеговая линия на Западном Кавказе и Аджаро-Имеретинском хребте проходила на высоте 2000—2200 *м* и к востоку (Дагестан-Зангезурский хребет) поднималась до 3000—3100 *м* [8, 19]. П. В. Ковалев [13, 14] также считает незначительным понижение снеговой линии последней ледниковой эпохи (800 *м*). Но на Баксане понижение снеговой линии он считает большим. Заметим, что Л. И. Маруашвили устанавливает систематическое уменьшение депрессии снеговой линии к Центральному Кавказу, а не к Восточному Кавказу, как делал А. Л. Рейнгардт. Это соответствует выводу П. А. Иванькова, который нашел, что современная снеговая линия поднимается непрерывно к Центральному Кавказу, после чего дальше к востоку несколько понижается.

Д. В. Церетели [36, 37] склонен увеличить оценки размеров древнего оледенения, проводимые Л. И. Маруашвили. Он выделяет следы не

одного, а трех оледенений, ссылаясь на боковые морены бортов ледниковых долин.

Но и в древние эпохи, по мнению Д. В. Церетели, оледенение Кавказа было горным, а не предгорным. На южном склоне Большого Кавказа в бассейнах Ингури и Риони высота конца каждого ледника последней эпохи оледенения хотя понижалась к западу, но в пределах 1600—1960 *м*; в предпоследнюю эпоху оледенения от 1200 до 1500 *м*.

В сущности почти всюду известны следы только одного, последнего, оледенения. Развитие ледников было обусловлено местными, в частности, тектоническими факторами [4, 8, 18].

Новая литература, относящаяся к Северному Кавказу, часто возвращает нас к идеям А. Л. Рейнгардта: множественность ледниковых эпох, устанавливаемая только по геоморфологическим признакам, большая величина депрессии снеговой линии и большие долинные ледники [14, 17, 27]. Однако Е. М. Щербакова, недавно изучавшая район Эльбруса и долины Баксана, Малки и Кубани, пришла, как и многие другие, к выводу о сравнительно скромных величинах депрессии снеговой линии и длины долинных ледников. Она считает, что в максимальную (из трех) стадию последней ледниковой эпохи снеговая линия опустилась только до 2700—3000 *м*. Сильнейшим образом выражены были нивальные (перигляциальные) процессы. Ледники стекали по Баксану до р. Кестанты (52—54 *км* длины), по Малке до р. Шау-Кол (18 *км*), по Кубани до р. Кильян-Су (46—48 *км*). Оледенение было, в общем, синхронно извержениям Эльбруса. Ему же синхронны и 40—52-метровые террасы.

К сожалению, и до настоящего времени отсутствует биостратиграфическая основа для расчленения моренных отложений Кавказа, а имеющиеся в нашем распоряжении геоморфологические данные заставляют быть очень осторожными в признании традиционной схемы максимального — предпоследнего оледенения Кавказа. Очень часто, например, в Дагестане [18] наблюдаются вообще только свежие следы последнего оледенения, которое в поднимающейся горной стране может быть максимальным. Кроме того, ледники последней эпохи оледенения могли быть длиннее и спускаться ниже всего еще и потому, что только к верхнему плейстоцену речные долины были хорошо разработаны [38].

Более **древ**ние ледниковые эпохи устанавливаются отчасти по наличию древних флювиогляциальных террас. Наиболее высокая флювиогляциальная терраса Кубани достигает 300 *м* [42].

Итоги можно признать весьма скромными:

1. Плейстоценовое оледенение Большого Кавказа чисто горное явление. Размеры его были меньше, чем предполагалось четверть века назад.

2. Попытки установить историю оледенения Кавказа с помощью геоморфологических признаков привели к противоречивым выводам. Некоторые из них нельзя считать методически достаточно обоснованными.

Площадь плейстоценового оледенения составляла, согласно И. А. Суетовой, 16,2 тыс. *км*^{2} [30].

Вопрос о плиоценовом оледенении. Речь идет об истинных и мнимых следах оледенения, предположительно плиоценового, возможно, верхнеплиоценового, или эоплейстоценового. Некоторые исследователи называли также это оледенение миндельским.

Следы плиоценового оледенения находили в подгорном и в горном поясах Большого Кавказа.

Первые сведения и предположения по этому вопросу сообщил в 1928 г. М. С. Швецов. Он описал в бассейне Терека «свиту пород, представляющих чередование брекчий, конгломератов, песчаников и суг-

линков» [40, стр. 10]. Свита лежит на поверхности, в частности, Змейского хребта. Ее разрез был описан у Эльхотова, Дарчкоха, а возраст был признан апшеронским и акчагыльским. М. С. Швецов разделил эту свиту на пачки слоев и отметил, что «никаких признаков морских отложений она не содержит» [40, стр. 22]. Отмечены лишь остатки костей млекопитающих, наземные моллюски и остатки растений. Но в нижней части указанной свиты в Сунженском хребте была найдена «типичная акчагыльская фауна» [40, стр. 23]. К сожалению, условия залегания и список последней не приводятся. Относительно самой мореноподобной толщи М. С. Швецов отмечает, что один из ее горизонтов ничем не отличается от морены.

М. С. Швецов думал, что ее образование связано с вулканической деятельностью и «быть может, и с развитием древнейшего оледенения» [40, стр. 69].

Морены верхнеплиоценового, или миндельского, оледенения отмечаются в подгорном поясе в течение десятилетий на Осетинской равнине в передовых хребтах — Кабардинском и Сунженском. В этих и в некоторых других пунктах района указывали грубообломочные отложения. Выдвигали предположение их моренного происхождения. Предполагали, что ледники Казбека спускались на сто километров от гор на Предкавказскую равнину. Здесь располагалась обширная масса льда предгорного типа. Так как ничего подобного неизвестно на Западном Кавказе, климатические условия которого для развития оледенения благоприятнее условий Центрального Кавказа, то изложенная гипотеза представляется нам палеогеографическим парадоксом.

Детальные исследования позволяют теперь считать представление о подгорном оледенении Кавказа неверным.

М. С. Швецов [40] и Е. М. Великовская [1] разделяют мореноподобную толщу передовых хребтов на четыре свиты, общая мощность которых достигает 1000 *м* (рис. 106). Отложения представлены галечниками, суглинками и т. д. и они ничем не напоминают морену. Но в составе второй и четвертой свит есть несколько выдержанных по простиранию слоев с валунами. Размер валунов — 10—30 *см*, иногда — 4 *м*. Сами они ничем не отличаются от смежных слоев. Валуны состоят из пород Казбекского района. Очень важно, что в различных горизонтах встречена фауна лесных и степных моллюсков и даже широколиственная древесная флора (остатки дуба, клена и вязов). Во второй свите встречена, указанная еще М. С. Швецовым, акчагыльская морская фауна моллюсков (*Avimactra subcaspia* Andrus, *Cardium* ex. gr. Dombra).

Таким образом, возраст нижних свит является действительно акчагыльским. Но моренное происхождение толщ нужно теперь считать опровергнутым. Е. М. Великовская считает эти отложения аллювиальными, а отчасти (валунные прослои) — селевыми. Деятельность селей была усилена вулканической деятельностью Казбека, которая вызвала катастрофическое таяние его снегов.

Ледники Терека, Гизель-Дона, Уруха и другие тоже, как мы видели, не выходили на Предкавказскую равнину. В высокогорной части Центрального Кавказа следы древнего, плиоценового оледенения описал Е. Е. Милановский [23].

Грубообломочная толща мощностью до 50—80 *м* состоит из слабоогланженных валунов, угловатых глыб и мелких обломков, заключенных без сортировки в щебенисто-суглинистую массу. Эти отложения встречены на высоте 2500—3500 *м* между реками Кестанты, Чегемом и Череком на самых древних водораздельных элементах рельефа. На мореноподобной толще лежат, предположительно, нижнечетвертичные анде-

зито-дацитовые лавы. Заметим, что возраст оледенения может быть оценен только предположительно. По мнению Е. Е. Милановского, оледенение развивалось в Главном хребте Большого Кавказа и спускалось до Скалистого хребта.

Верхнеплиоценовое оледенение гор можно предположить только в том случае, если допустить большую высоту (3500—4000 *м*) Главного хребта в верхнем плиоцене. Напомним, что в современных условиях климата снеговая граница лежит в Центральном Кавказе на высоте около 3500 *м*. Даже в плейстоцене, когда похолодание климата было

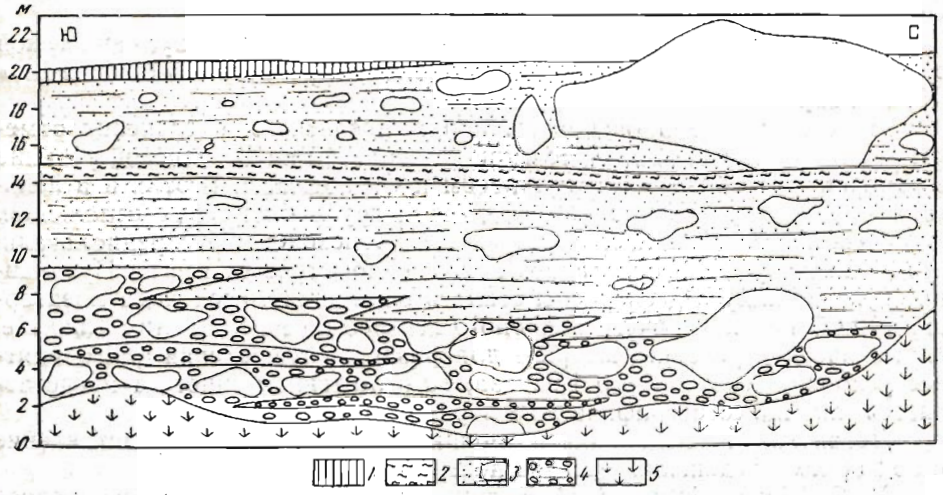


Рис. 106. Строение мореноподобной толщи в бассейне Терека (по Е. М. Великовской и А. В. Кожевникову):
1 — суглинки; *2* — супеси; *3* — горизонтально-слоистые пески с валунами; *4* — галька и валуны; *5* — задернованный склон

очень большим, и севернее — на равнине — находился огромный ледниковый покров, линия вечных снегов не опускалась ниже чем до 2800—2500 *м*. В верхнем же плиоцене (эоплейстоцене) оледенение Русской равнины отсутствовало (см. часть первая, глава I) и охлаждение климата, несомненно, было гораздо менее значительным, чем в эпохи великих оледенений плейстоцена. В плиоцене климат был влажнее, но теплее современного. Л. И. Маруашвили осуществил очень тщательную реконструкцию плиоценового ландшафта Закавказья [21]. Западное Закавказье ниже верхней границы распространения деревьев было густо облесено. В лесах изобиловали третичные реликты. Выше располагались хвойные леса. В Восточном Закавказье были степь и лесостепь. В общем климат был хотя и теплее, но и влажнее современного. Последнее обстоятельство создавало, по нашему мнению, возможность существования горных ледников. Но высоту снеговой границы невозможно принять ниже, чем около 3500 *м*, так как еще необходимо допустить достаточно большую положительную разность оледенения.

И. В. Маслова [22] описала споры и пыльцу из буровой скважины, расположенной в Прикаспийской низменности в 32 *км* к востоку от Кизляра и в 200 *км* севернее гребневой линии Кавказского хребта. Эта скважина при общей глубине в 1800 *м* вскрыла толщу акчагыльских и других слоев мощностью около 1600 *м*, в том числе бакинских и вышележащих отложений мощностью свыше 500 *м*.

Спорово-пыльцевой спектр всех горизонтов разнообразен, что отчасти связано с приносом пыльцы с Кавказского хребта. Последний же, по представлениям И. В. Масловой, существовал с сармата и уже характеризовался хорошо выраженной вертикальной растительной зональностью.

Как показывают те же данные, состав лесов Прикаспия (и горного Кавказа) с течением времени обеднялся. Обращает внимание большое участие пыльцы таких экзотов, как ореховые, птерокарии, лапина, еще в акчагыльских и апшеронских слоях. По нашему мнению, это обстоятельство не свидетельствует о принадлежности акчагыльских и апшеронских слоев к четвертичному периоду. Происходили также ритмические потепления и похолодания климата. Похолодания были в акчагыле, несколько потеплений и похолоданий отмечены в течение апшерона. И. В. Маслова отмечает резкое обеднение флоры после апшеронского времени, что видно из следующих слов: после упомянутого похолодания «уже не восстанавливается то разнообразие и богатство родового состава древесных пород, которые наблюдались в спорово-пыльцевых спектрах апшерона» [22, стр. 290].

Таким образом, нельзя не оценить среднюю высоту гор Центрального Кавказа цифрой около 4000 *м* и считать, что уже в конце плиоцена Центральный Кавказ достигал большой высоты. Об этом же свидетельствует наличие в современной фауне и флоре Кавказа высокогорного верхнеплиоценового «ядра» [5, 34].

Сопоставление ледниковых и морских отложений. Аллювиально-селевые отложения Осетинской равнины в нижней части синхронны акчагыльской трансгрессии. Это предположение, сделанное еще в 20-х годах, подтверждается новыми исследованиями Е. М. Великовской. Но те же исследования опровергали версию о моренном генезисе упомянутых отложений. Поэтому отпали прямые доказательства акчагыльского (а также апшеронского) возраста древнейшего оледенения Кавказа.

На Абхазском побережье Большого Кавказа сопоставления ледниковых и морских отложений считались возможными до тех пор, пока отложения у Цебельды рассматривались в качестве моренных. Однако этот взгляд теперь опровергается. Кроме того, речные террасы между Цебельдой и морскими отложениями у Сухуми деформированы, что затрудняет синхронизацию цебельдинских и морских отложений.

Очень ценные данные, относящиеся к Куринской депрессии, сообщает Д. В. Церетели [38]. В ее западной части, в районе Джейран-чала известны апшеронские отложения с морской фауной и растительными остатками, свидетельствующие (в Ширакской степи) о теплом влажном неледниковом климате Кавказа в апшеронском веке. В это время отлагались мощные конгломераты. Следовательно, нельзя все конгломераты считать флювиогляциальными. Они связаны с теплым и влажным — плювиальным климатом конца апшерона, на который указывает и верхнеплиоценовая фауна Ставрополья [5].

Ботанико-географические, палеоботанические данные и ледниковая история. Изучение современного растительного покрова горного Кавказа позволило прийти к выводу о древней природе высотной поясности гор Кавказа. В настоящее время это мнение преобладает. По-видимому, альпийская флора возникла в горах автохтонно и ранее арктической флоры, и только в известной степени она обогатилась элементами последней. Так, например, альпийская флора Армении, а также и бореальные сосняки Большого Кавказа имеют дочетвертичный возраст [31, 34].

Вывод о доледниковом возрасте верхних поясов гор заставляет нас повторить вновь, что высокогорность Кавказа — явление по меньшей мере раннечетвертичного возраста.

На древность горной флоры и растительности Большого Кавказа указал А. А. Федоров. Древние высокогорные ксерофитные флоры Кавказа, по его словам, развивались «вполне автохтонно еще в третичных горах» [34, стр. 61]. Параллельно с древними горными ксерофитами происходило развитие древних мезофитов Колхиды, «как параллельное явление третичной флоры. С точки зрения биолога, необходимо допустить, что на месте современного Кавказа горы не только существовали (с середины третичного времени. — *К. М.*), но и были очень высокие, во всяком случае достигали вечного снега» [34, стр. 62]. В лесах Кавказа береза, осина, обыкновенная сосна и даже куропаточья трава (*Dryas*) появились уже с плиоцена. Оледенение Кавказа сыграло свою, но ограниченную роль в изменении растительности Кавказа. Его влиянию следует, например, приписать появление формации криволесья.

Н. Д. Мчедлишвили указал, что вертикальная поясность Большого Кавказа существовала в среднем плиоцене [25].

Однако, судя по находке на Нижней Волге перигляциальной флоры времени окского оледенения (глава I, часть первая), перигляциальные условия распространялись на Прикаспийскую низменность. Это является прямым указанием на то, что автохтонное ядро альпийской и бореальной флор Кавказа пополнялось и за счет миграции перигляциальных элементов с Севера.

За последние годы появляются новые данные и трактовки, относящиеся к нижнечетвертичному времени (см. также том III нашей монографии): И. И. Шатилова [39] отметила довольно существенные изменения растительности и климата Абхазского побережья за куяльницкое, гурийское и чаудинское время.

Сплошное развитие темнохвойной тайги на южном склоне Большого Кавказа прерывается разрывами, приуроченными к речным долинам, несмотря на наличие нужных высот. Л. И. Маруашвили предполагает [20, 21], что в очень теплую межледниковую эпоху пояс тайги поднялся так высоко, что его нижняя граница была выше дна долин; произошел разрыв в ареале тайги. Это объяснение Л. И. Маруашвили подкрепил ссылкой на стоянку Кударо I в бассейне Риони. Возраст стоянки — ашель — мустье. Ископаемая фауна стоянки свидетельствует о климате более теплом и сухом, чем современный климат данного высотного пояса, что можно объяснить поднятием высотных поясов.

На высоте (современной) в 1750—2100 *м* жили макаки и леопарды. Внизу распространились аридные условия. Во всяком случае, климат Большого Кавказа был тогда теплый и сухой. Поднятие пояса тайги над его современным положением Л. И. Маруашвили оценил в 800—1000 *м*. Эта цифра огромная, она в два-два с половиной раза больше соответствующих оценок в Альпах и Восточных Карпатах. Даже если половину ее отнести за счет позднейшего тектонического поднятия, придется допустить сдвиг природных поясов кверху на 500 *м*. Итак, в горах Кавказа получены биогеографические данные о межледниковых условиях. Г. К. Тушинский впервые в долине Теберды нашел палеоботанические указания на межстадиальную каракельскую эпоху. В это время, по И. И. Тумаджану [32], климат был суровый, приледниковый.

Имеются также ботанико-географические документы, которые свидетельствуют о понижениях растительных поясов в ледниковые эпохи: 1) альпийские реликты, вкрапленные в нижние растительные пояса; 2) островные леса среди степи (в Ставрополье); 3) «весьма вероятным»

свидетельством оледенения Большого Кавказа Л. И. Маруашвили считает термофильные реликты колхидской и талышской флоры, разбросанные в Закавказье и отчасти на Северном Кавказе. Альпийский и лесной пояса понизились, но климат оставался внизу достаточно мягким для того, чтобы термофильные растения, как тисс, дзельква, лавровишня, лавр, самшит, падуб, каштан и папоротник осмунда, могли пережить ледниковые эпохи. Рост ледников был вызван, по-видимому, не только понижением температуры, но и увеличением снежности.

Последнюю ледниковую эпоху Кавказа можно расчленить только на стадии. Эти сведения сообщил Г. И. Горецкий [7]. В верховьях Кубани, в долинах рек Улукама и Учкулана бурением вскрыты отложения плотинных озер мощностью до 200 *м*.

Улукамский и учкуланский разрезы состоят из озерных отложений, в том числе из диатомитов. Они подстилаются, прослаиваются и покрываются тремя горизонтами ледниковых или кореллятных им отложений. Озерные отложения содержат споры, пыльцу и скелеты диатомовых водорослей. Пыльца изменяется в вертикальном направлении. Имеются горизонты, где преобладает пыльца широколиственных пород (граба, бука, дуба, вяза, всего до 41%); в других горизонтах почти вся пыльца принадлежит травам альпийских лугов. Г. И. Горецкий оценивает эти изменения очень осторожно, то есть как смену стадий валдайского оледенения и межстадиальных промежутков. Нам представляются приведенные датировки проблематическими как в отношении возраста стадий валдайского оледенения, так и в отношении оценки теплых промежутков в качестве межстадиальных, а не межледниковых. Но весьма важно отметить, что в горах Большого Кавказа обнаружены двухсотметровые толщи палеонтологически характеризованных озерных отложений.

Средняя годовая температура понизилась всего на 1,5—2°, но осадков в горах Восточного Кавказа выпадало 1500 — 2000 *мм* [19]. Изучение современных торфяников Колхиды показало, действительно, что богатая лесная растительность произрастала в Колхиде с начала голоцена. Итак, по имеющимся предположениям климат оледенения Кавказа был влажным [26] и довольно мягким. Весьма интересны результаты изучения торфяников Большого Кавказа [32]. На Кавказе еще не описаны торфяники, начавшие свое развитие в межледниковую эпоху, но есть такие, которые образовались в конце последней ледниковой эпохи и развиваются с тех пор непрерывно. И. И. Тумаджан указывает на большую депрессию растительных поясов в конце оледенения Кавказа. Поясность гор сохранялась, но пояса альпийский, субальпийский, ивы — березы — сосны располагались низко над сохранившимися внизу темнохвойными и широколиственными лесами. Ледниковый климат Кавказа И. И. Тумаджан считает прохладным и влажным, то есть плювиальным.

Климат межледниковья был, напротив, сухой и теплый. К анализу этих интересных предположений мы еще вернемся. Заметим, что климат оледенений Альп принято, наоборот, считать сравнительно сухим, похолодание более значительным, чем на Кавказе. Межледниковье Альп предполагают влажным и не столь теплым, как на Кавказе.

Геоморфология и новейшая история Армении теперь анализирована с большей полнотой [1].

---

[1] Геология Армянской ССР. Главный редактор академик С. С. Мкртчян. Том. I. Геоморфология. Авторы: С. П. Бальян, А. Б. Багдасарян, Г. К. Габриелян, С. Х. Геворян, К. А. Гулакян, Н. В. Думитрашко, Л. Н. Заграбян, Н. М. Казаков, К. И. Карапетян, Е. Е. Милановский, Х. Е. Назарян, Е. А. Нефедова. Ответственный редактор Н. В. Думитрашко. Изд. Армянской ССР, Ереван, 1962, стр. 586. Геоморфологическая карта.

Вулканизм, вообще столь характерный для Армении, усиливается еще в верхнем олигоцене — нижнем миоцене, нижнем, среднем и верхнем плиоцене (мэотисе). Возникли большие лавовые покровы и потоки, а среди центров извержений наметился, например, Арагац. Извержения происходили главным образом по тектоническим разрывам, образовавшимся во время поднятий поверхности.

Преобладание поднятий стало создавать уже в среднем плиоцене высокогорный рельеф Армении. Общая высота поднятий достигала 2 *км*, а за послебакинское время — до 700 *м*. К верхнему плиоцену на самых высоких вулканических конусах и хребтах появились ледники.

В результате описанных процессов поверхность Армении к началу четвертичного периода стала уже весьма похожей на современную.

Явлением, характерным для четвертичного периода, было и оледенение гор. На высоких вулканических нагорьях и на щитовидных конусах вулканов (Арагац и другие) образовались даже небольшие покровы льда, а долинные ледники достигали длины 12 *км*. История оледенения протекала очень сложно в связи с одновременным влиянием многих факторов: общеземными изменениями климата, распространившимися и на Армению, местным различием климата на северных и южных границах Армении, климатическими изменениями, вносившимися поднятием гор, наконец, местными неодинаково благоприятными геоморфологическими условиями накопления снежных осадков. Авторы считают возможным наметить несколько эпох оледенения, общих для всей Армении: в верхнем плиоцене (апшеронское время), в среднем плейстоцене (максимальное развитие ледников) и в верхнем плейстоцене. Следует иметь в виду, что межледниковые отложения, непосредственно разделяющие ледниковые толщи в Армении, неизвестны, а возрастные отношения ледниковых отложений с осадками, содержащими кости трогонтериевого слона и других млекопитающих, найденных в Армении, не могут быть в настоящее время установлены с достаточной определенностью.

Из многих частных вопросов уделим несколько слов истории озера Севан. На место современного озера Севан море проникало еще в сармате, а лагунные и озерные условия установлены для плиоцена. Современная котловина образована тектоническим погружением — прогибом поверхности и ее опусканием по линиям разломов земной коры и отчасти лавовыми запрудами. Озеро испытало большие изменения и на глазах человека. Еще 5000 лет назад, в период ранней бронзы, уровень озера находился ниже современного на 45—46 *м* и затем повысился.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Вводные замечания. Большой Кавказ как орографический элемент современной суши стал постепенно подниматься в начале олигоцена [12]. Поднятие хребта имело форму свода, наиболее высокого на меридиане Ставрополя, осложненного разрывами, вулканическими излияниями и аккумуляцией огромных вулканических конусов Эльбруса, Казбека и других. Область поднятия окаймлялась полосами подгорных прогибов: Кубанского, Терского, Куро-Араксинского, Рионского.

Ограничимся характеристикой величины поднятия и опускания. От этого будет в значительной мере зависеть решение общей проблемы палеогеографии в четвертичном периоде: развитие вертикальной поясности Кавказа, включая развитие ледникового пояса Кавказа.

Заметим, что изучение четвертичного периода гор начиналось, когда четвертичные тектонические движения отрицались вообще, или при-

знавались только в форме эпейрогенических движений малой амплитуды. На первом постулате построены были выводы монографии А. Пенка и Э. Брикнера [44]. А. Пенк в 1937 г. писал [43], что ни Э. Зюсс, ни он сам не признавали тектонических движений в Альпах в четвертичное время; он допускал поднятие Альп амплитудой только в 300 *м*. Теперь научные представления совершенно не те, какими они были пятьдесят лет назад. Общепризнанным стало признание новейших тектонических движений, распространявшихся и на четвертичный период. Амплитуда новейших тектонических движений, как можно было убедиться на примере Дальнего Востока, достигала 10 *км*.

Таким образом, развитие тектонической мысли выдвинуло новую проблему четвертичной истории гор, совершенно изменяющую решение вопросов четвертичной стратиграфии, хронологии и палеогеографии гор.

Количественная характеристика. Большой Кавказ стал подниматься в виде еще плоской суши. Он приобрел облик высокогорного хребта в верхнем миоцене (верхнем сармате) и сохраняет его до настоящего времени [16].

В районе Эльбруса на высотах около 4000 *м* найдена пестроцветная кора выветривания [24]. Она образовалась не позднее конца сармата, «внизу», и была поднята не ранее сармата.

Существует несколько путей для определения амплитуды вертикальных движений Кавказа.

Общие оценки. Вертикальные амплитуды движений за весь новейший тектонический этап можно узнать, сопоставив высоту поднятых молодых морских отложений и пенепленизированной поверхности гор с глубиной погружения последней и с мощностью отложившихся на ней молодых рыхлых осадков подгорных прогибов. Этот прием использовали составители карты новейших тектонических движений СССР. Наиболее вероятные цифры приведены в табл. 27 и на рис. 107.

Таблица 27

Амплитуда новейших тектонических движений Кавказа [12]

Максимальное поднятие	Максимальное погружение
5000 *м* (весь этап)	2000 *м* (весь этап, в Куринской депрессии, возможно, до 10 000 *м*)
1500—2000 *м* (четвертичный период)	1000 *м* (четвертичный период)
300 *м* (верхний плейстоцен)	100 *м* (верхний плейстоцен)

Оценки, приведенные в табл. 27, подкрепляются цифрами Д. А. Лилиенберга [18]. В Дагестане амплитуда поднятия поверхности достигала:

после сармата — 3500 *м*,

после акчагыла — 2500 *м*,

после апшерона — 800 *м*.

В плиоцене быстрее всего поднимался Западный Кавказ, а в четвертичном периоде — Восточный Кавказ.

В верхнечетвертичное время поднятия были невелики.

Речные террасы. И. Н. Сафронов [29] считает, что нижнечетвертичная терраса Кубани погружена в Кубанской депрессии на 180 *м*, среднечетвертичная терраса — на 45 *м* и верхнечетвертичная — на 35 *м* и меньше.

Деформация древних береговых линий [35]. Древние береговые линии бакинского (окского) времени (Каспийское море) под-

няты или опущены более чем на 300—350 *м*; среднечетвертичные, хазарские, береговые линии подняты до 210 *м* [41]. Верхнечетвертичные береговые линии деформированы совсем мало: хвалынская (валдайская?) береговая линия Каспийского моря — до 16 *м*; две карангатские береговые линии (Черного моря) подняты всего на 25 и 12—14 *м*. Береговые линии Каспийского и Черного морей не дают, правда, представления о максимальной амплитуде движения. Они почти параллельны основной оси поднятия гор. Однако вместе с другими данными они свидетельствуют, что вертикальные движения за весь четвертичный период

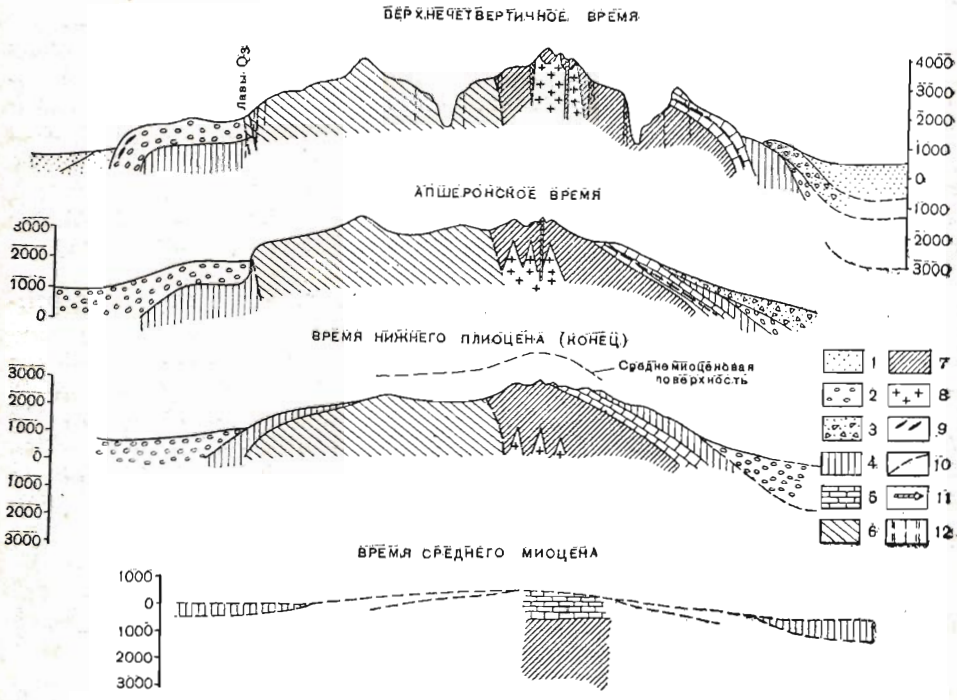


Рис. 107. Палеогеографические профили через Центральный Кавказ по линии Алагир-Цхинвали (по В. А. Растворовой):
1 — четвертичные отложения; 2 — конгломераты миоплиоцена; 3 — толща Рухс-Дзуар; 4 — песчано-глинисто-мергелистые толщи палеогена и миоцена; 5 — известняки мела — верхней юры; 6 — флишевые толщи мела — верхней юры; 7 — песчаниково-сланцевые толщи нижней и средней юры; 8 — граниты; 9 — интрузии четвертичного времени; 10 — разломы и надвиги; 11 — верхнеплиоценовые вулканы и их подводящие каналы; 12 — зоны молодых разломов. Масштаб поднятий и опусканий в метрах

имели амплитуду +2000 — —1000 *м;* за верхнечетвертичное время всего от +300 до —100 *м*.

Итак, за четвертичный период произошло поднятие всех природных поясов гор, а поэтому наступание верхних поясов на нижние. Одним из климатических выражений поднятия можно принять понижение средней годовой температуры гор на 0,6° на каждые 100 *м*, иначе 6° на 1000 *м* поднятия. Следовательно, тектонические движения — один из главных факторов четвертичного охлаждения климата и оледенения Кавказа. По-видимому, оно имело ограниченное влияние на верхнечетвертичном отрезке истории Кавказа. За все четвертичное время охлаждение климата прогрессировало вместе с поднятием хребта. Должны были прогрессивно нарастать и размеры оледенения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Л. И. Маруашвили был прав, поставив в 1956 г. вопрос: в чем же состоят объективные сведения о четвертичной истории Кавказа [19]?

Эти сведения далеко не так многочисленны и точны, как нам бы того хотелось.

1. Большой Кавказ и Антикавказ в течение всего плейстоцена являлись странами горного оледенения. Размеры оледенения были несколько меньше, чем это предполагалось раньше. Площадь плейстоценового оледенения превышала площадь современного оледенения не более чем в 8 раз.

2. Наличие верхнеплиоценового (эоплейстоценового) оледенения возможно только в горах. Высота Большого Кавказа в верхнем плиоцене достигала 4000 *м*. Древность альпийской и бореальной флоры и фауны Кавказа подтверждает этот вывод.

3. Расчленение ледниковой истории Кавказа на отдельные ледниковые и межледниковые эпохи по одним геоморфологическим признакам не дало и не могло дать удовлетворительного результата. Ботанико-географические, палеозоологические и археологические данные пока позволяют только предполагать одну межледниковую эпоху. Снеговая граница поднималась выше современной на 500 *м*.

4. Депрессия снеговой границы в последнюю ледниковую эпоху была: на Западном Кавказе — 800 *м*, Центральном Кавказе — 600 *м*, Восточном Кавказе — 700 *м*. Она уменьшалась там, где горы массивнее и климат суше. Но возможно и другое объяснение, так как Центральный Кавказ поднялся в дальнейшем больше, чем Западный и Восточный Кавказ. Древнее оледенение Кавказа было вызвано незначительным похолоданием климата, но значительным увеличением осадков, иначе — условиями плювиальных эпох.

Межледниковая эпоха была сухая и теплая, а условия климата ксеротермические.

Таким образом, изменения увлажненности Русской равнины и Кавказа имели обратные значения.

5. Тектонический фактор оледенения Кавказа был не менее существенным, чем фактор общеклиматический [6]. Непрекращающееся поднятие Большого Кавказа должно было, в частности, способствовать увеличению размера оледенения в четвертичном периоде. Влияние общеклиматических изменений придало этому процессу ритмический, но еще очень мало установленный характер.

На VI Международный конгресс Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (ИНКВА), состоявшийся в Варшаве в 1961 г., было представлено несколько докладов, посвященных древнему оледенению Кавказа. Наиболее убедительна принципиальная канва коллективного доклада восьми авторов [9]. Они пишут, что древнее оледенение Кавказа развивалось под влияниями не только общеклиматическими, но и тектоническими. «Последние обусловили некоторую метахронность в развитии оледенений Русской равнины и Кавказа» [9, стр. 48]. Количество оледенений в различных частях Большого Кавказа было различным: в Центральном Кавказе — до трех-четырех и только по одному-двум в северо-западной и юго-восточной частях Кавказа. Ледники были больше во время верхнеплейстоценового оледенения. Нижнеплейстоценовое оледенение не установлено. Верхне- и среднеплейстоценовое оледенения в некоторых районах сливались и не имели межледниковий, в других районах эти оледенения были разделены. Среднеплейстоценовое оледенение на Кавказе, в отличие от Русской равнины,

возможно, не было максимальным. Эта схема принципиально согласуется с приведенными выше соображениями и данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великовская Е. М. К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины. «Изв. высш. учебн. заведений», геол. и разведка, 1959, № 9.

2. Великовская Е. М. и Кожевников А. В. О происхождении мореноподобных толщ в долинах Терека, Гизель-дона и Уруха. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 4.

3. Великовская Е. М., Кожевников А. В., Фомин В. И. Еще раз о «морене» у Цебельды. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1960, № 4.

4. Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. В кн.: «Памяти профессора Александра Николаевича Мазаровича». Географгиз, М., 1953.

5. Верещагиин Н. К. Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1959.

6. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939.

7. Горецкий Г. И. О возрастных и пространственных соотношениях антропогеновых террас р. Кубани. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XIX. М., 1962.

8. Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. В кн.: «Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1949.

9. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Антонов Б. А., Бальян С. П., Будагов Б. А., Великовская Е. М., Ковалев П. В., Церетели Д. В. Оледенения Кавказа и их соотношения с оледенением Русской равнины. INQUA Internat Assoc. on Quaternary Research VI tht Congress Alstractsof Papers. Poland, 1961.

10. Иваньков П. А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1959, вып. 3.

11. Иваньков П. А. Современное оледенение Малого Кавказа и Армянского нагорья. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1959, № 2.

12. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин Е. В. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1960.

13. Ковалев П. В. Следы древнего оледенения на территории Кабардино-Балкарской АССР. В кн.: «Материалы Кавказской экспедиции», т. I. Харьков, 1960.

14. Ковалев П. В. Современное и древнее оледенение бассейна реки Теберды. В кн.: «Мат-лы Кавказской экспедиции», т. I. Харьков, 1960.

15. Колбутов А. Д. Геологические и геоморфологические условия местонахождений Южно-Осетинских палеолитических стоянок. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XVIII. М. — Л., 1961.

16. Криволуцкий А. Е. Геологический возраст Кавказского хребта. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1961, № 2.

17. Кушев С. Л. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 51. М., 1952.

18. Лилиенберг Д. А. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.», т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1961.

19. Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1956.

20. Маруашвили Л. И. К вопросу о большой межледниковой эпохе плейстоцена. «Ботанический журнал СССР», 1959, № 12.

21. Маруашвили Л. И. Схема четвертичных (посткиммерийских) палеогеографических изменений территории Закавказья. «Уч. зап. Азербайдж. гос. ун-та», сер. геол.-геогр., 1962, № 3.

22. Маслова И. В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александровской опорной скважины. «Тр. Всесоюзн. научн.-иссл. ин-та природн. газов», вып. 10. М., 1960.

23. Милановский Е. Е. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. «Докл. АН СССР», 1960, т. 130, № 1.

24. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус. «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 2.

25. Мчедлишвили Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы дуабских слоев. «Докл. АН СССР», 1955, т. 100, № 4.

26. Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд-во АН СССР, М., 1957.
27. Олюнин В. Н. К истории оледенения юго-восточной горной части Кабардинской АССР. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 58. М. — Л., 1953.
28. Рейнгардт А. Л. К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. «Докл. АН СССР», сер. А, 1927, № 19.
29. Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа по данным изучения террас системы р. Кубани. «Советская геология», 1956, № 5.
30. Суетова И. А. Площади древнего оледенения. «Природа», 1962, № 9.
31. Тахтаджан А. Л. К истории развития растительности Армении. «Тр. Ботанич. ин-та АН АрмССР», 1946, т. 4.
32. Тумаджан И. И. История лесов Северного Кавказа в голоцене. В кн.: «Вопросы голоцена». Изд-во АН ЛитССР, Вильнюс, 1961.
33. Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. В кн.: «Побежденные вершины». Географгиз, М., 1949.
34. Федоров А. А. История высокогорной флоры Кавказа в четвертичное время, как пример автохтонного развития третичной флористической основы. «Мат-лы по четвертичн. пер. СССР», вып. 3. Изд-во АН СССР, М., 1952.
35. Федоров П. В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 2.
36. Церетели Д. В. Четвертичные континентальные отложения Восточной Грузии и их палеогеографическая интерпретация. В кн.: «Тезисы докладов Всесоюзного Межведомственного совещания по изучению четвертичного периода 16—27 мая 1957 г.». Изд-во АН СССР, М., 1957.
37. Церетели Д. В. Четвертичные отложения в бассейнах рек Ингури и Риони. «Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР», т. 12. Тбилиси, 1959.
38. Церетели Д. В. Четвертичные отложения Абхазии. «Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР», т. 14. Тбилиси, 1961.
39. Шатилова И. И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Автореф. канд. дис. М., 1964.
40. Швецов М. С. Геологическое строение Западной части Кабардинского хребта. «Тр. Научн.-иссл. нефтян. ин-та», т. 3. М., 1928.
41. Ширинов Н. Ш. Геоморфология Апшеронского полуострова. Автореф. канд. дис. Баку, 1960.
42. Щербакова Е. М. Древнее оледенение Приэльбрусья. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 2.
43. Penck A. Eiszeitliche Krustenbewegungen. Frankf. «Geogr. Hefte», 1937, n° I.
44. Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I—III. Leipzig, 1901—1909.

21¼ Зак. 212

Глава III

ГОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ВВЕДЕНИЕ

Горы советской Средней Азии — самые высокие и обширные на территории Советского Союза. Исключительно интересно само географическое положение гор. Горы Средней Азии представляют собой внутриматериковый район. Положение же столь долго и плодотворно изучающихся Альп, напротив, приморское. Поэтому изучение гор Средней Азии в палеогляциологическом отношении имеет не меньшее значение, чем в свое время имело изучение Альп. Немалый интерес приобретает широтное положение гор Средней Азии. Южные пределы Памира достигают 37° с. ш., что на 10° южнее положения Альп.

Советские исследователи добились больших успехов в изучении гляциологии, новейшей тектоники, геоморфологии и литологии четвертичных толщ гор Средней Азии.

Сочетание тектонических, геоморфологических и литологических исследований представляет в настоящее время основу для расчленения четвертичной истории этого края.

К сожалению, толщи континентальных рыхлых отложений гор чаще всего немые. Если же они и содержат археологические и палеонтологические находки, то их очень мало. Определения часто доведены только до рода. Стратиграфические условия залегания не всегда ясные.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Размеры. Оледенение гор Средней Азии обнаруживает интереснейшие гляциологические парадоксы. Несмотря на континентальность климата, размеры оледенения исключительно велики вследствие большой высоты гор. Наравне с огромными долинными ледниками в Тянь-Шане (на 42° с. ш.) встречаются ледниковые куполы (ледники плоских вершин), которые напоминают ледниковые куполы Баффиновой Земли на 70° с. ш. Другая особенность, сближающая горы Средней Азии и Север (в широком смысле слова),— это наличие наравне с наземным оледенением также подземного оледенения. Площадь современного оледенения гор Средней Азии, согласно новейшим данным Р. Д. Заби-

рова [17], составляет 16,7 тыс. *км*², то есть $^1/_3$ современного оледенения советской Арктики (54 тыс. *км*²) и равна оледенению Северной Земли. Памир покрыт льдом, так же как Исландия, на 11%. Можно указать, что площадь современных ледников в Средней Азии почти в 10 раз больше, чем на Большом Кавказе.

Климат. Конечно, столь значительное развитие оледенения можно объяснить только огромной высотой гор. От высоты гор, во-первых, зависит большое количество осадков во внешнем кольце гор. Во-вторых, в горах континентальность климата смягчается. На равнинах Средней Азии осадков выпадает только 100—200 *мм* в год.

Внешнее кольцо гор Средней Азии получает в 10—20 раз больше осадков. Высказывается мысль, что на высоте 1500—2500 *м* лежит пояс максимального количества осадков (1000—2000 *мм*). Еще выше количество осадков опять убывает [1, 3]. Приведем несколько цифр. Годовое количество осадков составляет в хребте Заилийский Алатау по высоте 1500—2200 *м* около 900 *мм*, в Дарвазском хребте — на Калай-Хумбском перевале (3370 *м*) — 700 *мм*; на леднике Федченко (4200 *м*) — 800 *мм*. Но внутренняя высокогорная пустыня Восточного Памира и Центрального Тянь-Шаня — один из районов с наименьшим на Земле количеством осадков (50—60 *мм*). Особенно мало осадков в котловинах в ветровой тени, даже на берегу обширных водоемов. Город Рыбачье на западном берегу озера Иссык-Куля (1609 *м*) получает, например, только 108 *мм* годовых осадков.

К востоку и югу от высокогорной пустыни количество осадков вновь несколько увеличивается. Таким образом, не только общая удаленность к востоку определяет сухость климата гор Средней Азии, но и массивность гор: по периферии гор осадков больше, в центре — меньше.

Горы Средней Азии теряют на большой высоте континентальные черты климата, свойственные окружающим горы низменностям. Зима в высокогорном поясе Заилийского Алатау напоминает зиму Кольского полуострова, но она гораздо богаче солнцем. Лето подобно лету Южного острова Новой Земли. Среднегодовая амплитуда температуры — всего 6° [35].

Вывод о мягком климате высокогорья нельзя, однако, распространять на внутреннюю высокогорную пустыню.

В горы Средней Азии временами приходит и арктический и тропический воздух. Но западный перенос воздуха господствует во всей толще тропосферы. Зимой интенсивность выпадения осадков больше, чем летом.

За историческое время климат Средней Азии был, по-видимому, гораздо менее изменчив, чем климат Северной Евразии. Об этом свидетельствуют исторические данные за последнее тысячелетие [31]. Точно так же за 70 лет, до 40-х годов нашего века «никакой определенной тенденции к одностороннему изменению температуры не имеется» [41].

Ледники. Современное оледенение гор Средней Азии, как и на Северо-Востоке Сибири, можно разделить на наземное и подземное. Наземные льды образуют ледники, большие ледники группируются в нескольких центрах оледенения: Хан-Тенгри — 2422 *км*², хребет Заалайский — 1469 *км*², хребет Академии наук СССР — 1500 *км*².

Общая площадь оледенения Джунгарского Алатау (максимальная высота 4463 *м*) тоже велика (1858 *км*²), но распределение его плохо известно. Небольшое оледенение (12,5 *км*²) имеется в хребте Саур (3846 *м*). Из разных типов ледников остановимся только на древовидных долинных ледниках и ледниках плоских вершин. Первые характер-

ны для периферийного кольца гор, богатого осадками, вторые — для Центральной высокогорной пустыни.

Памир и Тянь-Шань имеют несколько десятков долинных ледников, превышающих длину 10 *км*. Из них 24 ледника длиннее 16 *км*. Ниже приводятся длины больших долинных древовидовых ледников — в современную эпоху и в эпоху последнего оледенения (табл. 28).

Мощность ледника Федченко, по новым сейсмическим данным, 900 *м* [2].

Таблица 28

Современное и древнее оледенение гор Средней Азии

Название ледника	Длина в настоящее время в *км*	Длина в последнюю ледниковую эпоху в *км*
Федченко	71,2	164
Инылчек	57	110
Грум-Гржимайло (долина р. Танымас)	36,7	100
Гармо (долина р. Хингоу)	27,5	80
Зеравшанский (долина р. Зеравшан)	24,75	?
Географического общества СССР (долина р. Ванч)	21,5	60
Мазардаринский (долина р. Язгулем)	19,5	40

Ледники плоских вершин — вторая и удивительная форма древнего оледенения, открытая на плоских сыртах в Центральном Тянь-Шане на средней высоте около 4200 *м*. Они представляют собой плоские купола, поднимающиеся до 4600 *м*, мощностью до 150 *м*, господствующие над окружающей местностью. Вокруг них на сыртах выше 3300—3400 *м* повсеместно развиты мерзлота, наледи и подземные льды [10]. Мерзлота достигает, по-видимому, 100 *м* мощности и покрывает $^1/_3$ поверхности Тянь-Шаня. По С. И. Клунникову [21], мерзлота на Восточном Памире занимает 20 тыс. *км*^{2} выше 3800 *м*. Своеобразный тип оледенения высокогорной пустыни Средней Азии мы назовем вслед за Р. Д. Забировым [15, 17] п а м и р с к и м т и п о м. Будем считать его аналогом сибирского типа оледенения равнин.

Может возникнуть вопрос, почему ледники плоских вершин возникли в Центральном Тянь-Шане, а в одинаковых геоморфологических условиях Восточного Памира они отсутствуют. Это различие естественнее всего объяснить крайней сухостью климата Восточного Памира, осадки которого в 4 раза меньше, чем в Центральном Тянь-Шане (200—300 *мм*).

Снеговая линия. Снеговая линия поднимается от западной и северной окраин гор, внутрь массивных горных поднятий Тянь-Шаня и Памира, после чего она вновь слабо понижается к востоку и югу (рис. 108). Таким образом влияние горных масс на размер оледенения в горах Средней Азии видно так же, как на Кавказе. Снеговая граница по мере удаления в глубь материка Азии поднимается, но скачкообразно, следуя указанному правилу. В частности, обратим внимание на то обстоятельство, что на протяжении от Киргизского до Гиссарского хребтов снеговая линия лежит не выше, чем в районе Эльбруса.

Поднимаясь к юго-востоку, снеговая линия достигает наибольшей высоты (5200 *м*) в центральном районе высокогорной пустыни, в горах Сары-Кол, Муз-Кол и Шах-Дара. К югу и востоку отсюда снеговая линия вновь понижается, хотя и слабо. Она находится в хребтах Гиндукуш и по восточному склону хребта Сары-Кол на высоте 5000 *м* (рис. 109).

«Последнее обстоятельство,— пишет Р. Д. Забиров, — подтверждает мысль об увеличении осадков на крайнем юго-востоке Памира за счет приноса влаги с юга через Барогильский прорыв Гиндукуша» [15, стр. 37].

По данным Л. А. Долгушина, сухость климата уменьшается к востоку и в Тянь-Шане, судя по уменьшению высоты снеговой линии к востоку от 4400 до 4200 *м*.

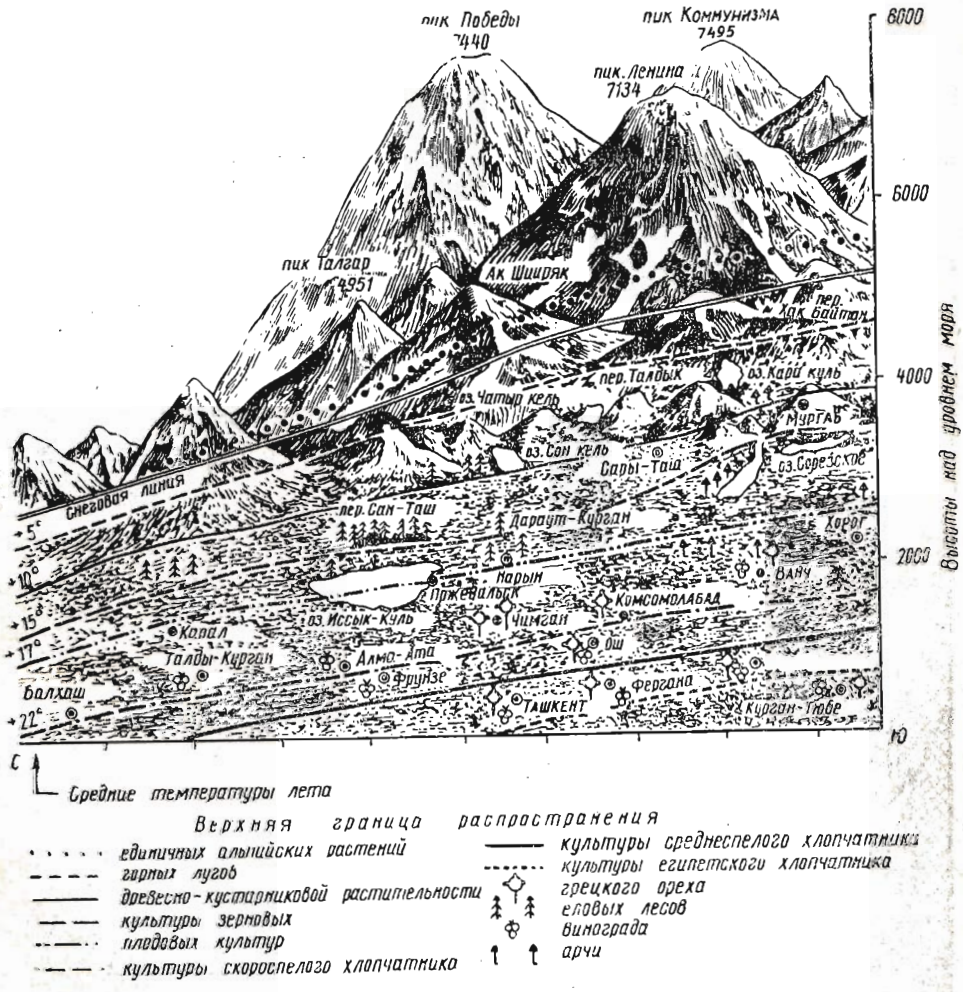


Рис. 108. Высотная поясность гор Средней Азии в настоящее время (по Г. К. Тушинскому и др.)

Итак, изменение высоты снеговой границы следует за увеличением континентальности климата к востоку. Снеговая линия повышается также там, где возрастает массивность горной страны.

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Вводные замечания. Непосредственные свидетели древнего оледенения — морены проливают некоторый свет на вопросы распространения и числа эпох оледенения гор Средней Азии.

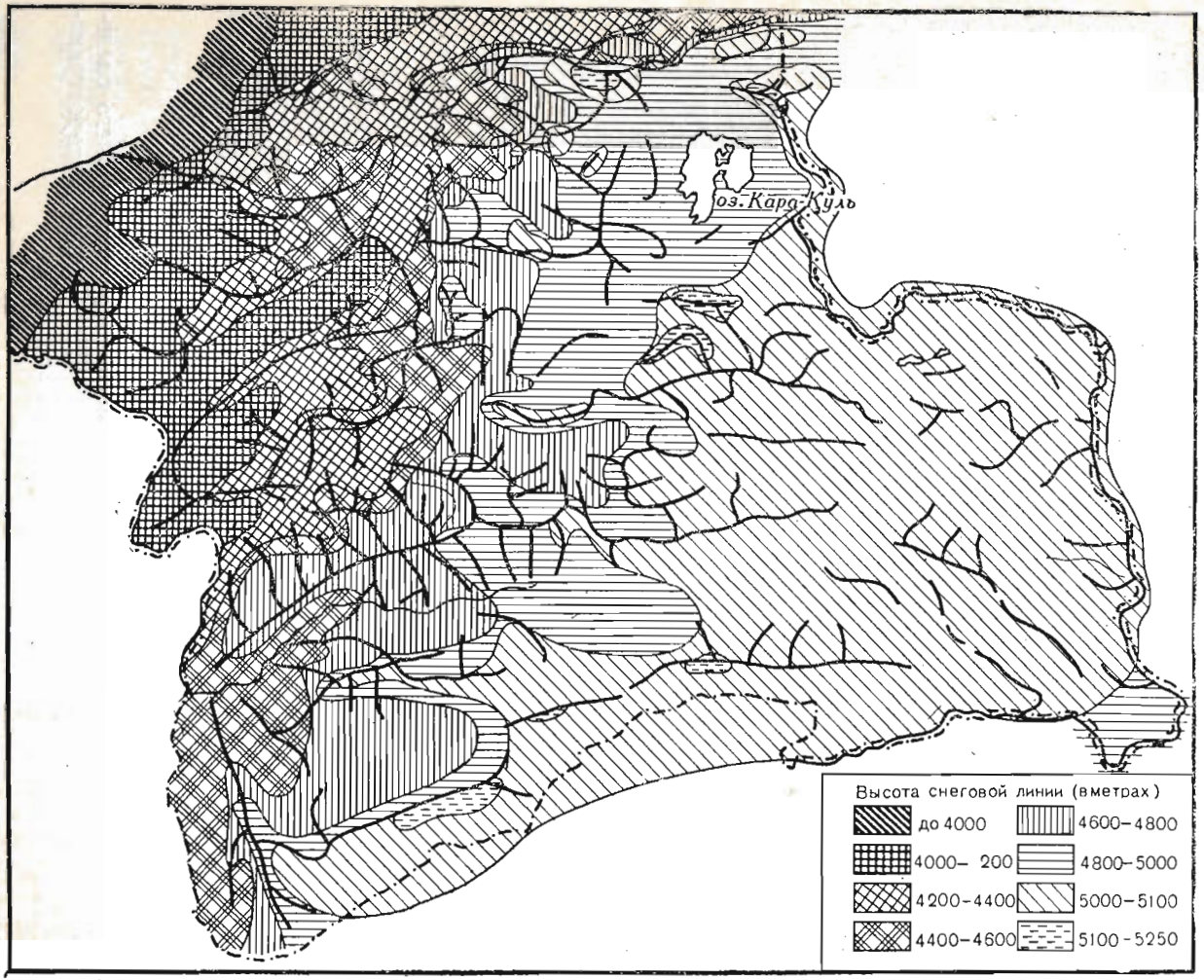


Рис. 109. Высота современной снеговой линии на Памире (по Р. Д. Забирову)

В 1935 г. К. К. Марков [28] указал, что освещение этих вопросов не может опираться на описание конечных морен, так как последние мало характерны для гор Средней Азии. Более всего распространены: 1) холмисто-моренные пространства (рис. 110) и 2) береговые морены. Дело в том, что долинные ледники Средней Азии развивались на дне глубочайших ущелий со склонами, обнаженными от растительного покрова, а рыхлый нанос, двигаясь со склонов, аккумулировался на поверхности ледников и у бокового ледникового края в абляционных ложбинах. После растаивания ледников возникли холмисто-моренные комплексы и береговые морены. Первые указывают на величину гори-



Рис. 110. Древний холмисто-моренный рельеф, типичный для гор Средней Азии. Северный склон Киргизского хребта у перевала Тюзашу (3586 *м*). Фото К. К. Маркова

зонтального сокращения и на повышение окончаний ледников. Береговые морены позволяют судить о вертикальном поднятии поверхности и утолщении ледников.

Скопление рыхлых склоновых отложений и их подвижность вызывает образование селевых потоков. В сущности говоря, все древние конечно-моренные (холмисто-моренные) комплексы в горах Средней Азии были в той или иной мере смещены вниз по долинам уже после их отложения ледниками. Это обстоятельство создает, по всей вероятности, преувеличение оценок длин древних ледников и депрессий снеговой линии. Селевые потоки вырываются даже на предгорные равнины. Они откладывают мореноподобные осадки и мореноподобные формы рельефа: по горизонтали на десятки километров, а по вертикали на 1000—1500 *м* ниже истинных древних конечных морен [29]. Изучая селевые наносы, можно убедиться, как трудно отличить их от моренных наносов, пользуясь только обычными методами исследования. Приведем пример известного селя 8 июля 1921 г., вырвавшегося из Заилийского Алатау в Алма-Ата. «Вода, насыщенная наносами, представляла не жидкость, а вязкое и липкое тесто... Вместе с грязью поток нес сорван-

ные им деревья, камни и дома. Валуны достигали размера 70 $м^3$. В предгорья вынесено было 2,4 млн. $м^3$ наносов» [34, стр. 178].

Огромный сель не так давно вызвал разрушение большого кишлака Хаит на р. Сурхоб. Как видно из фотографии (рис. 111), он оставил также мореноподобные формы рельефа и отложений.

Распространение морен. Последняя эпоха оледенения. В горах Средней Азии свежие моренные формы рельефа сохранились еще лучше, чем на Кавказе.

Морены условно относят к последней эпохе оледенения. Распространение хорошо сохранившихся форм ледниковой аккумуля-



Рис. 111. Селевые мореноподобные отложения и холмистый селевый рельеф на месте кишлака Хаит на южном склоне Алтайского хребта. Огромный селевой конус, уничтоживший кишлак Хаит. Фото К. К. Маркова

ции и отчасти трогов позволяет восстановить ландшафт гор Средней Азии в последнюю эпоху оледенения.

В это время в периферическом кольце гор, глубоко расчлененном долинами рек и богатом осадками, господствовали, как и теперь, долинные древовидные ледники. Длина ледников уменьшилась с тех пор в 2—3 раза (см. табл. 28). Но как ни велики были в ту эпоху ледники Федченко, Инильчек и другие, они заканчивались на большой высоте и далеко не достигали подгорных равнин (табл. 29).

Таким образом, ниже 1900—2000 *м* отложения последней эпохи оледенения не известны. На сыртах высокогорной пустыни ледники заканчивались на 2000 *м* выше, чем в долинах.

Итак, огромные древовидные ледники составляли наиболее яркую черту горного ландшафта периферического кольца гор в последнюю ледниковую эпоху. На слабо расчлененных поверхностях среднеазиатской горной пустыни наиболее характерными формами оледенения являлись ледники подножия и ледниковые покровы. Морены ледников подножия можно прекрасно видеть на Памире в долине Аличур, вокруг

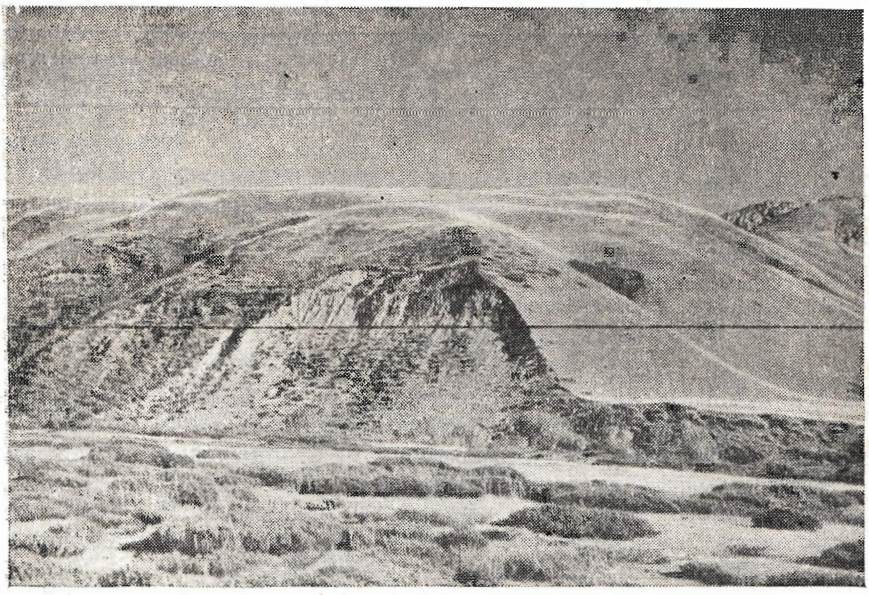


Рис. 112. Моренный холм древнего ледника подножия в котловине Сусамыр (Тянь-Шань). В обнажении вверху виден моренный суглинок, под ним — речной галечник. Фото К. К. Маркова



Рис. 113. Внутригорная Сусамырская котловина в Тянь-Шане. Вид на юг с перевала Тюзашу в Киргизском хребте. Фото К. К. Маркова

Таблица 29

Высота окончания некоторых ледников гор Средней Азии в последнюю эпоху оледенения

Название района или древнего ледника	Высота окончания древнего ледника в *м*
Район озера Каракуль	4000 (в среднем)
Долина р. Аличур	3700 (в среднем)
Ледник Язгулемский	2260
Ледник Ванчский	1940
Ледник Федченко	2000
Западный Тянь-Шань, хребет Кизилтор	до 2000
Терскей-Алатау, северный склон	2200—2500
Восточный Тянь-Шань, долина Чентерексу и др.	2340—2520

озера Каракуль, в Алайской долине, всюду на большой абсолютной высоте — между 2500—4000 *м*. Ледники подножия типичны также для Центрального Тянь-Шаня и его высоких межгорных впадин (Сусамырская, Чатыркульская котловины) (рис. 112, 113). Ледники плоских впадин Центрального Тянь-Шаня образовали непрерывный покров льда, который одевал южный склон Терскея, депрессию сыртов и склона хребтов Джеты-Бель и Ак-Шийряк.

Морены, отмеченные выше и относимые к последней ледниковой эпохе, залегают в современных долинах и котловинах. Они свидетельствуют о молодости рельефа эпохи последнего оледенения.

Древние морены. О более древнем возрасте некоторых морен судят по худшей сохранности и по измененным геоморфологическим условиям залегания. Так, между северным склоном хребта Терскей-Алатау и берегом озера Иссык-Куль тянется пояс морен ледников подножия последней эпохи оледенения [4] (рис. 114). Эти морены примыкают к окончаниям трогов. Они не опускаются ниже 2200—2500 *м*. Ближе к берегу озера Иссык-Куль, на высоте 1800—2280 *м*, располагаются остатки более древних морен. К ним примыкают снизу покровные галечники (предпоследней эпохи оледенения). Они переходят в озерные отложения (рис. 115), залегающие на высоте до 50 *м* над уровнем озера Иссык-Куль (1609 *м*). Древние морены сохранились мало и, по-видимому, размыты.

Второй пример относится к северо-западному Памиру.

Между двумя цепями хребта Петра Первого протягивается плоское дно древней долины (плато Тупчек). На нем на высоте около 3000—3400 *м* находятся древние морены ледника Федченко. Севернее этого пункта отложены морены последней эпохи оледенения. Они лежат ниже на 1000 *м* и в современной долине Мук-Су. Таким образом древняя долина ледника была потом высоко поднята, что вызвало глубокий врез Мук-Су, а в последнюю эпоху оледенения ее заполнил ледник [47]. Можно предполагать, что нижне- и верхнечетвертичную эпоху разделял большой промежуток времени, когда р. Мук-Су пропилила молодую долину на глубину около километра. На южном склоне Восточного Тянь-Шаня морены древнего оледенения встречены низко, как и в районе озера Иссык-Куль, на высоте 1500—2000 *м* [46]. Нужно, конечно, быть уверенным (см. выше), что это не селевые отложения и не морены, переотложенные селевыми процессами книзу. Крутизна южного склона Восточного Тянь-Шаня благоприятствовала движениям селей.

Таким образом, имеются основания, не подкрепленные, к сожалению, палеонтологическими данными, но позволяющие предполагать в

горах Средней Азии наличие следов по крайней мере двух эпох оледенения. Эта точка зрения и высказывается чаще других.

Однако можно встретить выводы, что ледниковых эпох было три [23], четыре [46] и т. д. [7, 27, 32].

Убывание ледников. В горах Средней Азии очень убедительно выражены следы большой стадии сокращения ледников последней эпохи оледенения.

О недавнем сокращении ледников свидетельствуют мертвые ледниковые языки, погребенные под моренным чехлом. Погребенная часть

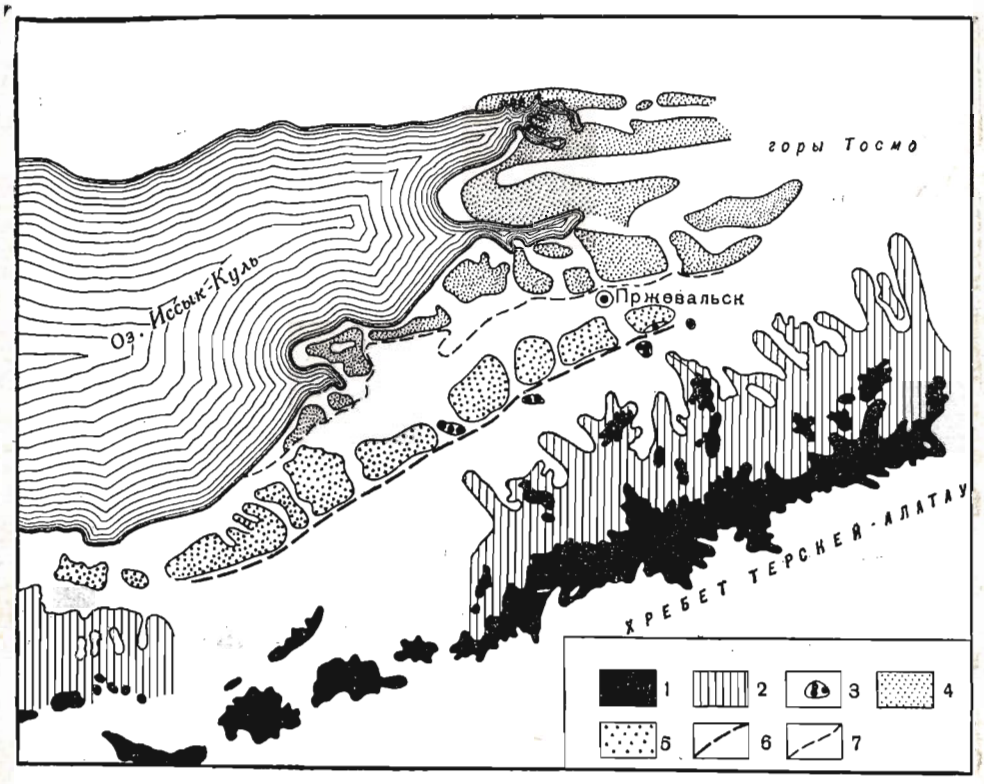


Рис. 114. Схема распространения современного и древнего оледенения двух ледниковых эпох на северном склоне хребта Терскей-Алатау (по Р. Д. Забирову): 1 — современное оледенение; 2 — морена (последнее оледенение); 3 — морена (максимальное оледенение); 4 — озерные отложения (максимальное оледенение); 5 — покровные галечники (максимальное оледенение); 6 — линия новейших разломов; 7 — древняя береговая линия

ледника Инильчек имеет в длину 15,7 *км*, что составляет более 25% общей длины ледника; мертвый отрезок ледника Гармо достигает 11 *км*, или 40% длины этого ледника, и т. д.

Следовательно, активные долинные ледники Средней Азии «омертвели» на значительном протяжении. При неизменных условиях климата растаивание мертвых ледниковых языков является лишь вопросом времени.

О недавнем большом сокращении долинных ледников свидетельствуют и береговые морены. Они начинаются ниже концов ледников и поднимаются над ледниками на 50—100 *м*. «Береговая морена ледника Географического общества, — сообщает Р. Д. Забиров, — начинается в 2,6 *км* ниже современного конца ледника и идет вверх по долине.

Вначале ее высота увеличивается, достигает 70 *м*, а затем вновь уменьшается и в 9,5 *км* от конца ледника морена исчезает» [17, стр. 35]. Таким образом береговые морены свидетельствуют о значительном утоньшении ледников. Стадию сокращения ледников Р. Д. Забиров назвал хирсдаринской. Она относится к XIV—XV вв., давно закончилась и признаки ее являются реликтовыми.

Депрессия снеговой линии. В горах Средней Азии и в горах Кавказа депрессия снеговой линии подчиняется одинаковой закономерности. Величина депрессии уменьшается по мере увеличения континентальности климата, а последняя возрастает в центральной части гор. Общее

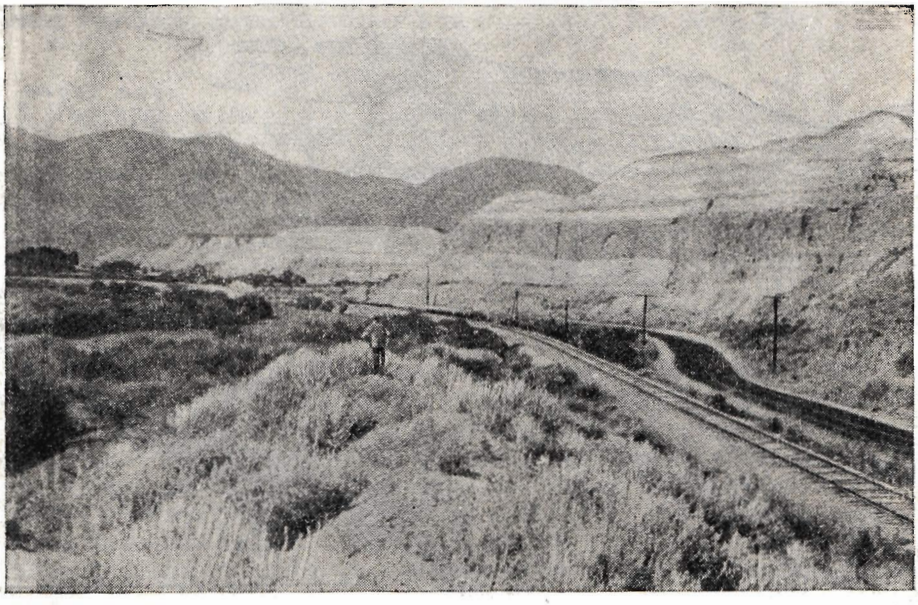


Рис. 115. Четвертичные отложения. Фото К. К. Маркова

уменьшение депрессии снеговой границы последней ледниковой эпохи прекрасно иллюстрирует рис. 116.

Видимые следы депрессии снеговой линии в периферическом горном поясе даже несколько больше, чем на Кавказе: 950—600 *м*. Они уменьшаются на Восточном Памире до поразительно ничтожной цифры — 260—350 *м*. Значит, в периферическом кольце гор большие долинные ледники сократились относительно сильно (см. табл. 28).

В Центральном Тянь-Шане и на Восточном Памире снеговая граница поднялась незначительно. Но уменьшение площади оледенения было существенным. Обнажились большие площади слабо расчлененного рельефа, занятые до тех пор ледниками подножия или покровами льда.

Изменение высоты древней и современной снеговой границы в Средней Азии и на Кавказе позволило формулировать в 1939 г. следующий вывод: местные климатические и физико-географические контрасты, существующие в настоящее время, в ледниковом периоде возрастали [8].

Ботанико-географические критерии, помогающие восстановить четвертичную историю гор Средней Азии, очень интересны. А. И. Толма-

чев [45] и М. А. Глазовская [9] отметили значительную древность формации нагорных ксерофитов гор Средней Азии. Ледниковые явления наложили на них только дополнительный отпечаток. «Горная растительность Памиро-Алая во время четвертичного оледенения отличалась от современной преимущественно количественными признаками... Все

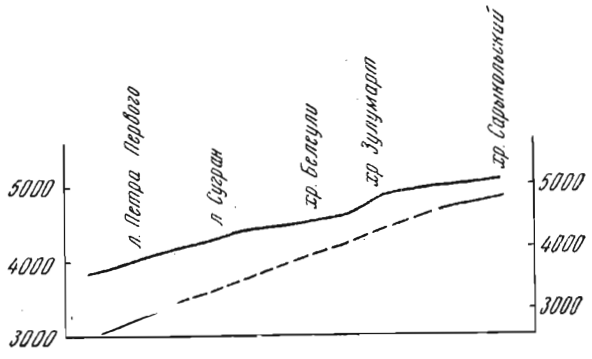


Рис. 116. Уменьшение депрессии древней снеговой линии от периферии к центру Памира (по Р. Д. Забирову)

типы современной растительности во время последнего оледенения были на лицо» [45, стр. 20]. Формирование типов растительности относится к доледниковому времени. Ледниковые эпохи отличались от межледниковых эпох большей влажностью климата. С. С. Иконников [18] отмечает древность флоры Памира, ее автохтонность и богатство эндемиками. «Высокогорная флора Памира является в основном автохтонной, доледниковой по своему происхождению и, вероятно, сильно измененной в ледниковый период» [18, стр. 13]. 77% видов растений Памира — автохтонные, центрально- и среднеазиатские, и только 23% — пришельцы, в том числе и бореальные (например, *Thalictrum alpinum, Polygonum viviparum*).

М. А. Глазовская [9] развивает подобные же идеи для высокогорной пустыни Восточного Тянь-Шаня. Физико-географические условия, пишет она, изменились в Центральном Тянь-Шане во времени мало и, в частности, они мало отличались в ледниковые и межледниковые эпохи. Сухость климата господствовала постоянно, о чем свидетельствует образование лёссовидных карбонатных суглинков на элементах рельефа различного возраста; оледенение было вызвано поднятием гор.

Какие же выводы о климате ледникового периода можно сделать для гор Средней Азии, если основываться на изучении современного растительного покрова? Выводы А. И. Толмачева напоминают выводы исследователей Кавказа.

В последнюю ледниковую эпоху: 1) произошла депрессия альпийского пояса растительности; 2) среднегорный пояс был облесен больше, чем теперь, и более насыщен мезофильными формами растений; 3) формация нагорных ксерофитов, напротив, регрессировала.

Из этой реконструкции следует весьма важный вывод: климат ледниковых эпох гор Средней Азии (и Кавказа) был влажнее современного климата.

Древность ксерофитного флористического комплекса отметил также Е. П. Коровин [22]. Он пишет, что ксерофитизация флоры гор Средней Азии происходит уже в неогене. В плиоценовых ферганских молассах (горы Супетау, Ак-Бель и Ак-Чоп) вместе с находкой южного слона

найдена пыльца различных деревьев, а также пыльца ксерофитных трав и кустарничков, злаков, гвоздик, маревых, эфедры и полыни. Е. П. Коровин называет основные фазы развития растительности Средней Азии в неогене гипсофилизацией, карбонатофилизацией и эпохой активного кальция, когда происходило образование флоры нагорных ксерофитов Памира и Тянь-Шаня.

Итак, высокогорная флора Восточного Памира древняя. Памир стал высокогорным еще в доледниковое время, что подтверждается и структурно-тектоническим анализом. Второй вывод гласит, что древние ледники не внесли особенно существенные изменения в характер растительного покрова. И действительно, ничтожная депрессия древней снеговой линии Восточного Памира свидетельствует о незначительном сокращении ледников с приближением к современности.

Палеоботанические спорово-пыльцевые данные. В 1962 г. М. М. Пахомов сообщил первые палеоботанические спорово-пыльцевые данные о четвертичной истории Восточного Памира. Эти данные представляют тем более значительный интерес, что пока остаются единственными для всей страны гор Средней Азии [36].

Напомним, что Восточный Памир является в настоящее время высокогорной пустыней. Поэтому тем более интересно, что в неогеновое и даже в среднечетвертичное время Восточный Памир был еще частично облесен.

М. М. Пахомов изучил споры и пыльцу из трех горизонтов отложений. Более древние, по геологическим предпосылкам — неогеновые, изучены в Южно-Аличурском хребте на перевале Кой-Тезек. Здесь древесная пыльца преобладала (78%) над травянистой (26%) и спорами (1%). Древесная пыльца состояла из ели (59%), сосны (7%), пихты (6%), кедра (5%), тсуги (5%) ликвидамбара (2%). Безлесный ныне Южно-Аличурский хребет был в неогене покрыт тайгой.

Средний горизонт представляет собой глины, залегающие у кишлака Ак-Джар между двумя моренами (нижне- и среднечетвертичной). Они переходят в горизонтальном направлении в ленточные глины, содержащие до 100 тысяч (? — *К. М.*) годичных слоев. В нижнем горизонте господствует древесная пыльца (69—90%), в верхнем ее всего 13—30%, а преобладает недревесная пыльца кустарничков и трав. Из древесной пыльцы больше пыльцы сосны и кедра, а в нижнем горизонте — ольхи. Всюду есть пыльца ели. Таким образом, древесная растительность Восточного Памира сохранилась до среднечетвертичного времени, хотя степная растительность постепенно становилась преобладающей.

Наконец, в послеледниковых отложениях из долины Ак-Су (Восточный Памир) господствует пыльца кустарничков (полыни, эфедры, терескена) и трав — свидетелей наступания пустыни.

М. М. Пахомов предполагает, что древесная растительность Восточного Памира двоякого происхождения: северного — сибирского (ель) и южного —гималайского. Южными пришельцами могли быть произрастающие и теперь в Гималаях сосна (*Pinus vererdiana*), а также — ель и пихта (*Picea excelsa, P. Smithiana, Abies webbiana, Cedrus deodata*). Можно допустить в прошлом соприкосновение гималайских таежных формаций и их северных аналогов [36].

Одновременно с М. М. Пахомовым была показана Е. М. Малаевой значительная облесенность гор Средней Азии еще в четвертичном периоде. Она изучила разрез четвертичных отложений в районе Джелал-абада в предгорьях Ферганского хребта [1].

[1] Устное сообщение.

Е. М. Малаева обнаружила в молассовых лёссах и галечниках, в нижнем горизонте преобладание древесной пыльцы сосны хорошей сохранности (из подрода *Diploxylon*), березы (два вида), ольхи, ели, ореха. Травянистая пыльца этого горизонта принадлежит разнотравью. Встречены споры сфагнума. Растительность отличалась от современной своей мезофильностью.

В вышележащем слое моласс преобладала травянистая пыльца. Подтверждаются выводы геоботаников (см. выше). Оба метода приводят к заключению о возраставшей континентализации климата гор Средней Азии в течение четвертичного периода. Можно сказать, что мы начинаем узнавать основной, направленный путь развития флоры и растительности гор Средней Азии.

Вероятно, континентализацию климата и ксерофитизацию растительности в этом районе надо объяснить расширением области поднятия гор и воздействием их южного гималайского обрамления. По-видимому, процесс ксерофитизации растительности развивался таким образом, что леса прежде всего исчезали в долинах и котловинах и позднее на горных хребтах.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Вводные замечания. Горы Средней Азии — классическая страна новейших тектонических движений. Историю природы этой страны в четвертичном периоде можно рассматривать только на фоне тектонических движений. Иначе мы повторили бы ошибку А. Пенка и Э. Брикнера [53], простительную в начале XX в., но не во второй его половине.

Поднятие гор Средней Азии из-под уровня моря в Ферганской котловине началось в конце олигоценового периода, к началу массагетского века [5, 6, 37, 40]. Новейший этап тектонического развития гор Средней Азии охватывает весь неогеновый и весь четвертичный периоды. Здесь невозможно, конечно, углубляться в вопросы новейшей тектоники, как это сделано во многих специальных работах [51]. Укажем некоторые из них, имеющие наиболее тесную связь с вопросами развития различных компонентов природы.

Количественная характеристика. Горы Средней Азии представляют собой сочетание гигантских хребтов — антиклинориев и вытянутых впадин синклинориев. И те и другие осложнены разрывами и поперечными поднятиями.

Таким образом, в неогене и в четвертичном периоде на территории гор Средней Азии всегда сочетались два противоположных направления движения поверхности: поднятия (антиклинории) и опускания (синклинории). Слова «поднятия», «опускания» имеют вполне точный смысл и выражают изменение высоты поверхности по отношению к уровню океана и центру Земли. Например, поверхность олигоценовых отложений Ферганской котловины не только отставала в поднятии от гор, но она именно опускалась. Опускание могло почти компенсироваться накоплением молодых отложений.

За время новейшего тектонического этапа дно Ферганской котловины опустилось на 4300 *м* [43], дно Иссык-Кульской котловины (в районе г. Пржевальска) — на 3000 *м* [11]. Величину поднятия хребтов Н. И. Николаев и С. С. Шульц [33] определяют на Восточном Памире цифрой до 5000 *м*. Возможно, что поднятие еще больше. Карта новейшей тектоники СССР очень наглядно показывает разное направление движения поверхности гор и котловин, причем поднятия по амплитуде и площади

превышали опускания. Следовательно, увеличилась высота гор и разность высот гор и котловин. Площадь гор также увеличилась (произошло «расширение фазы»). Примером может служить Дарваз, область аккумуляции мощных свит неогеновых конгломератов, поднятая теперь на высоту нескольких километров. Поднятие — опускание гор не могло не иметь огромного воздействия на историю оледенения и другие компоненты природы.

Следует, однако, заметить, что сравнительно точная оценка амплитуды движения поверхности возможна только для всего неотектонического этапа, так как исходным уровнем принимается (условно) горизонтальная и нулевая донеогеновая поверхность океана. Но только часть новейших движений относится к четвертичному периоду и ее можно выделить на основании не отличающихся точностью оценок, например, путем определения глубины вреза долин в толщи неогеновых конгломератов.

Поскольку амплитуды поднятий (и опусканий) всегда локальны, мы ограничиваемся примерами района хребта Дарваз и прилегающей к нему Южно-Таджикской депрессии [4, 24, 48].

1. Наибольшая амплитуда движений за новейший тектонический этап: поднятия — 6800 *м*, опускания — 4000 *м*, разница — 10800 *м* (и более).

2. Параллельные оценки движений для четвертичного периода: 5500, 1000, 6500 *м*. Конечно, денудация снижала высоту гор.

Котловины заполняли продукты аккумуляции. Поднятие было в плиоцене очень значительным (3000 *м*).

3. В пределах четвертичного периода наблюдалось изменение темпа поднятия. Поднятие достигало наибольшей высоты в среднечетвертичное время (2500 *м*). Соляной лакколит Ходжа-Мумын поднялся за это время на 2000 *м*.

4. В начале четвертичного периода горы уже поднялись до высоты 6500 *м*, что приближается к современной максимальной высоте Дарваза.

5. В верхнечетвертичное время (Q_3) скорость поднятия уменьшилась. Представление об ограниченной амплитуде верхнечетвертичного поднятия дает величина деформации снеговой линии последней эпохи оледенения в Пшартском хребте (Памир) — 250—300 *м* и в хребтах Базар Дара и Багор — 400 *м*.

Ведущая роль тектонического фактора. Тектонические и ботанико-географические данные доказывают, что в нижнечетвертичное время горы уже были высоки. При высоте снеговой линии, равной современной, могло начаться оледенение. Происходило образование гаммы высотных биогеографических поясов, включая пояс альпийской растительности.

Итак, мы могли уже убедиться в том, что новейшие тектонические движения влияли на эволюцию оледенения гор в двух главных направлениях.

1. Горная область расширялась, что влекло за собой увеличение континентальности климата ее центральной части и возникновение ландшафта высокогорной пустыни с ассоциациями высокогорных ксерофитов.

2. Поднятие горных хребтов вызвало локальное увеличение оледенения по периферии гор.

Таким образом оледенение развивалось под влиянием двух противоположных тенденций. Огромное значение тектонического фактора в истории оледенения необходимо пояснить более разносторонне.

Изменение высоты гор за плиоценово-четвертичный период, например на 5000 *м*, следует по его «ледниковому эффекту» считать равным изменению высоты снеговой линии тоже на 5000 *м* по отношению к неподвижной горной стране (концепция А. Пенка).

Амплитуду колебаний снеговой линии А. Пенк и Э. Брикнер оценивали цифрой до 1700 *м* (1300 *м* — депрессия в ледниковую эпоху + 400 *м* — повышения в межледниковую эпоху). Итак, максимальное влияние общеклиматического фактора на развитие оледенения (даже в Альпах, где его роль признается большей, чем в Средней Азии) было в три раза меньше, чем максимальное влияние тектонического фактора в горах Средней Азии. К этому выводу можно прийти и иным путем, если примем, например, среднее понижение темпера-

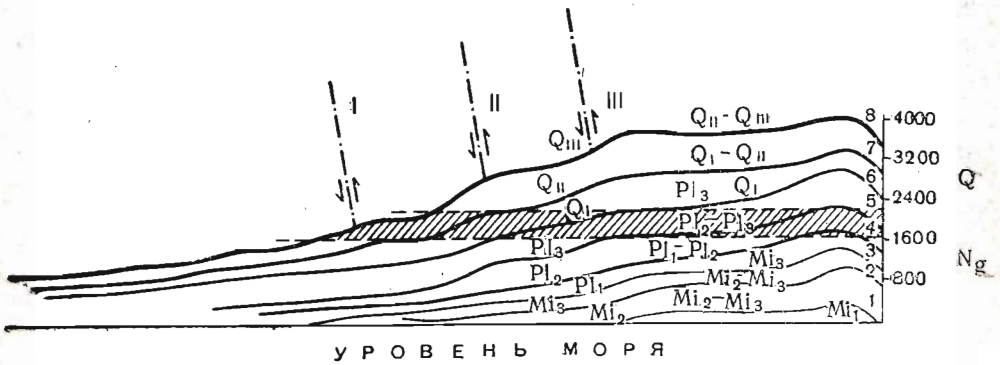


Рис. 117. Поднятие горного хребта как причина увеличения размеров его оледенения (I—III). Заштриховано положение снеговой линии. Линии 1—8 — этапы последовательного поднятия поверхности хребта; цифры справа — метры высоты (по Д. Н. Казанли)

туры с высотой, как обычно, равное 0,6° на 100 *м* поднятия. Тогда получим тот же результат. За весь четвертичный период максимальная величина понижения температуры в горах Средней Азии достигала 30°, что примерно в 3 раза превышает максимальные оценки понижения температуры в ледниковые эпохи (около 8°), которые относимы только к влиянию общеклиматического фактора.

Значит, оледенение в высоких горах развивалось главным образом по совсем иным законам, чем на равнинах. Изменения диктовались тектоническими движениями в большей степени, чем общепланетарными климатическими изменениями. При анализе излагаемых здесь и ниже соображений очень полезно пользоваться схемой, составленной Д. Н. Казанли [19] (рис. 117).

Нельзя не привести еще очень простые оценки, относящиеся к вопросу о количестве ледниковых эпох, об истинной депрессии снеговой границы, о локальном характере древнеледниковых явлений.

Если считать, что истинное поднятие снеговой линии в Альпах в межледниковые эпохи достигало 400 *м* (по А. Пенку), то ледники, хотя и сокращались, не растаивали полностью, так как положительная разность оледенения [20] в Альпах не 400 *м*, а больше. Во многих высокогорных районах Альп она была 1000 *м*. Положительная разность оледенения в Заалайском хребте — около 1500 *м*. Если снеговая линия и поднималась на 400 *м*, оледенение все еще сохранялось очень большим. Конечно, там где в горах Средней Азии снеговая линия проходила лишь на 100—200 *м* ниже гребня гор, ледники должны были

растаивать. Однако в главных горно-ледниковых узлах Средней Азии, а также Кавказа и Алтая, ледники, несомненно, сохранялись вместе со всеми сопутствующими явлениями: образованием каров, трогов, морен, флювиогляциальных отложений и т. д.

До сих пор (часть первая) мы обосновывали выделение межледниковых эпох на равнинах на фактах, из которых вытекало два главных вывода: а) климат не более суровый, чем современный, и б) полное растаивание ледниковых покровов на севере материка Евразии. Теперь можно видеть, что нет никаких оснований применять второй вывод к высокогорным районам с большой положительной разностью оледенения.

Итак, межледниковая обстановка, в ее наиболее общепринятом понимании, в горах могла и вовсе не устанавливаться. Поэтому и признаки «межледниковых эпох» в горах в большинстве случаев носят очень неясный характер и существует хаос мнений по вопросу о числе ледниковых эпох гор. Но споры лишены реального смысла.

Н. В. Думитрашко, П. Г. Григоренко и К. П. Ладохин [13] справедливо указывают на то, что новейшие поднятия вызывают нарастание оледенения и стирают влияние межледниковых общепланетарных потеплений. Поэтому на Малом Кавказе выражены следы только одного, на Большом Кавказе и в Прибайкалье — только двух оледенений. «В целом,— пишут они,— оледенение горных систем юга СССР происходило после и в результате интенсивного поднятия... Поэтому ледниковая эпоха в горах была по существу единой... С этой точки зрения сопоставление оледенений гор и равнин представляет большие трудности...» [13, стр. 131] (см. также [30]).

Мы предлагаем выражение «истинная депрессия снеговой линии», которое необходимо, так как следы древних снеговых линий несомненно тектонически деформированы. В хребтах они подняты тем больше, чем древнее оледенение. В поднимающемся хребте оледенение прогрессирует, следы древних ледниковых эпох или стадий перекрываются следами более молодых ледниковых эпох и стадий и, наконец, современными льдами.

«Трансгрессия» льдов затрудняет отыскание следов древних ледниковых эпох. Кажущиеся депрессии снеговых границ в горах меньше истинных и они тем меньше, чем ледниковая эпоха (стадия) древнее. Так, например, Ю. А. Скворцов [44] указывает, что истинная депрессия снеговой границы в горах Западного Тянь-Шаня — 1000—1500 *м*, а не 700—900 *м*, как ее привычно оценивают.

Когда рассматривают вопросы развития древних ледников, уделяют мало внимания котловинам, столь характерным для гор Средней Азии. Котловины — области опускания, области повышения температуры и иссушения климата. Все написанное выше применимо не только к горным хребтам, но и к межгорным котловинам, но с обратным знаком. Если часть какой-то поверхности поднимается, а другая часть ее опускается, то ледники будут прогрессировать в первом и одновременно регрессировать во втором районе.

Итак, оледенение высокогорной страны Средней Азии развивалось по принципиально иному закону, чем оледенение равнинной страны. Главным «дирижером» был тектонический, а не общеклиматический фактор. Следовательно, совершенно безосновательно стремиться к детальной, но механической синхронизации явлений в обоих районах. Такая синхронизация практически бездоказательна и бесплодна. Об этом в 1938 г. совершенно правильно сказал Ю. А. Скворцов, отметив, что

именно тектонические движения резко изменили «все физико-географические условия этой страны и прежде всего ее климат» [42, стр. 37].

Но противопоставление истории гор и равнин — это только часть содержания всей проблемы. И внутри самой горной страны процессы оледенения развивались в четвертичном периоде под влиянием противоречивых условий: поднятия-расширения и опускания-убывания оледенения. Иначе, древнее оледенение гор Средней Азии и аналогичных горных районов развивалось в значительной степени метахронно: во-первых, внутри одной горной области и, во-вторых, в любой горной области [4, 47] по отношению к равнинным древнеледниковым территориям.

Общеклиматический фактор в истории оледенения гор. На развитие оледенения гор влиял вместе с тектоническим фактором также общеклиматический фактор. Последнее обстоятельство позволяет попытаться найти, даже несмотря на глубокую специфичность истории развития гор, некоторые общие черты развития оледенения гор и равнин [8]. Следует, однако, отметить шаткость имеющихся доказательств. Например, факты, свидетельствующие о плювиальных эпохах в Средней Азии, малочисленны. Мысль о плювиальных эпохах впервые высказал И. П. Герасимов [8], затем А. В. Шнитников [50]. Она находит теперь некоторое дополнительное обоснование в спорово-пыльцевых, геоботанических и палеопедологических данных [26]. Несомненно, что ритмы увлажнения климата Средней Азии и Кавказа с учетом преобладания западного переноса воздуха должны были вызвать увеличение ледников Средней Азии.

Трудно иначе объяснить «ритмику» морен отдельных эпох или стадий оледенения. Эту ритмику нельзя объяснить тектоническими процессами, имевшими не колебательный, а направленный характер. Признание ритмики увлажненности гор почти обязывает признать влияние общеклиматического фактора на развитие процессов оледенения гор.

Следующее соображение широко принято, но носит чисто логический характер. Эпохи увлажненности (плювиальные) могли быть вызваны перемещением траекторий циклонов из умеренной зоны в субтропическую зону (в средиземноморские страны — Кавказ — Среднюю Азию), что отражало воздействие барометрических максимумов, возникавших в ледниковые эпохи над ледниковыми покровами Северо-Западной Евразии [8].

Таким образом, мы предполагаем:

1. Древнее оледенение гор Средней Азии как единый феномен, охватывающий весь четвертичный период, развивалось прежде всего под влиянием тектонического фактора.

2. Древнее оледенение гор Средней Азии испытывало также влияние слабых общеклиматических импульсов переменной увлажненности, синхронных ледниковым ритмам Европейского ледникового щита и сибирских ледниковых покровов.

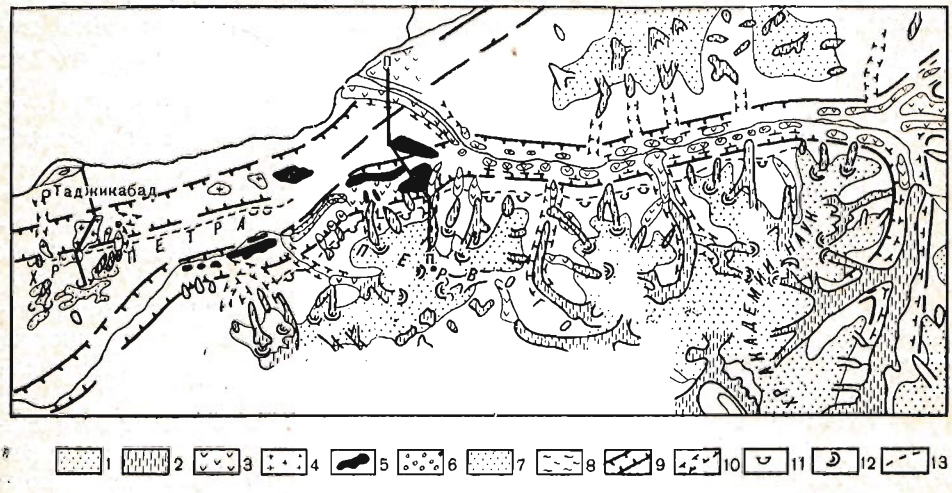
Сочетание двух отмеченных процессов было, несомненно, очень сложным. Отсутствие фактических данных лишает возможности более конкретной синхронизации ледниковых явлений двух районов, например, гор Средней Азии и Европы.

Схема истории оледенения гор должна быть прежде всего локальна. Создание одной из локальных схем успешнее всего удалось в Таджикистане [23, 24, 47]. Хотя некоторые данные сообщены были выше, повторим их в кратком виде. Памир и Дарваз испытывали направленное движение поверхности — поднятие и расширение в течение всего неоген-четвертичного периода. Длительно устойчиво создавалась формация вы-

сокогорной ксерофитной флоры центральной высокогорной пустыни. Высоты 4000—6000 *м* Дарваз достиг в нижнечетвертичное время. Плиоценовое оледенение проблематично. Возникший под влиянием поднятия гор в нижнечетвертичное (кулябское) время огромный ледник Федченко стекал к юго-западу по продольной долине р. Кара-Шура, рассекающей хребет Петра Первого. В среднечетвертичное (илякское) время ледник не достигал прежнего размера. В это время происходило врезание Мук-Су в кулябскую поверхность плато Тупчек. Поднятие хребта Петра Первого преградило прежний путь леднику Федченко через этот хребет

Таблица 30

Индекс	Террасовые комплексы		Режим ледников	Прикаспий (ярусы)
	Таджикистан	Западный Тянь-Шань	Дарваз	
Q_4	Аму-Дарьинский Термезский	Сыр-Дарьинский	Стадии последнего оледенения	Новокаспийский
Q_3	Душанбинский	Голодностепский	Максимальное оледенение долинного типа (Ляхшское)	Хвалынский
Q_2	Илякский	Ташкентский	Межледниковый эрозионный врез и стадии древнего оледенения	Хазарский
Q_1	Кулябский	Сохский	Древнее оледенение долинного типа (морены на плато Тупчек)	Бакинский
	Плиоцен			



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13

Рис. 118. Схема древнего оледенения хребта Петра Первого (по О. К. Чедия): 1 — фирновая область; 2 — современные ледники, нередко с покровной мореной; 3 — морены последнего оледенения (Q_3); 4 — морены промежуточной стадии (Q_2); 5 — морены древнего оледенения (Q_1); 6 — флювиогляциальные отложения (Q_1); 7 — аллювиальные отложения (Q_1); 8 — озерные отложения (Q_1); 9 — древние долины Пра-Сурхоба (северная) и Пра-Мук-су (южная); 10 — троги последнего оледенения; 11 — кары последнего оледенения; 12 — современные цирки и кары; 13 — снеговая линия последнего оледенения

(рис. 118). В верхнечетвертичное время ледник стал стекать по молодой долине Мук-Су и достиг ее слияния с Кызыл-Су (у кишлака Домбрачи). Это было время максимума оледенения для ледника Федченко и для Ванчского ледника. Но соседний Арзынгский ледник в ту же эпоху не был наибольшим. Замечательно, что к моренам ледника Федченко подходит синхронная душанбинская галечниковая терраса, которая



Рис. 119. Склон хребта Петра Первого и р. Сурхоб выше впадения в нее р. Оби-Хингоу. В н и з у — душанбинская терраса (несколько площадок, врезанных в единую аллювиальную толщу). В ы ш е — участки илякской террасы.
Фото К. К. Маркова

проникает к моренам снизу, через все ущелья Сухоба-Вахша. Образование душанбинской террасы нельзя поэтому объяснить иначе, как воздействием не тектонических локальных факторов, но общеклиматического фактора.

Такова иллюстрация взаимных влияний тектонического и климатического факторов в Таджикистане. Дополним ее схемой расчленения четвертичной истории Дарваза (табл. 30, рис. 118, 119).

ЛИТЕРАТУРА

1. Б а л а ш о в а Е. Н. Климатическое описание республик Средней Азии. Гидрометеоиздат, Л., 1960.

2. Б е р з о н И. С., П а к В. А., Я к о в л е в В. И. Сейсмическое зондирование ледника Федченко. В кн.: «Гляциологическая экспедиция на ледник Федченко». Ташкент, 1960.

3. Б у г а е в В. А. Климат Средней Азии и Казахстана. «Изв. АН УзбССР», Л. — Ташкент, 1946.

4. В а с и л ь е в В. А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. В кн.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

5. Васильковский Н. П. Опускается ли Ферганская котловина? В кн.: «Материалы к тектонике Узбекской ССР». Ташкент, 1939.
6. Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XIII. М. — Л., 1957.
7. Гвоздецкий Н. А. Древнее оледенение Заалайского хребта. «Природа», 1957, № 6.
8. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1939.
9. Глазовская М. А. К истории развития современных природных ландшафтов Внутреннего Тянь-Шаня. В кн.: «Географические исследования в Центральном Тянь-Шане». Географгиз, М., 1953.
10. Горбунов А. П. О некоторых мерзлотных явлениях на сыртах Внутреннего Тянь-Шаня. В кн.: «Материалы гляциологического исследования Тянь-Шаня», вып. 2. Фрунзе, 1960.
11. Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. Изд-во АН СССР, М., 1959.
12. Гусак В. Б., Насыров Я. М., Скворцов Ю. А., Тетюхин Г. Ф. Опыт применения методов почвоведения к изучению лёссовых аккумуляций Приташкентского района. «Уч. зап. Среднеаз. научн.-иссл. ин-та геол. и минеральн. сырья», вып. 4. Ташкент, 1960.
13. Думитрашко Н. В., Григоренко П. Г., Ладохин К. П. Оледенение горных стран Юга СССР. «Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. пер.», т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1961.
14. Забиров Р. Д. К вопросу о древнем оледенении хребта Терксей-Алатау. «Вестн. Моск. ун-та», 1950, № 5.
15. Забиров Р. Д. Оледенение Памира. Географгиз, М., 1955.
16. Забиров Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской-Алатау и колебания уровня озера Иссык-Куль. «Изв. АН Киргиз. ССР», вып. 2. Фрунзе, 1956.
17. Забиров Р. Д. Оледенение Средней Азии. В кн.: «Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции. Гляциология». Фрунзе, 1958.
18. Иконников С. С. Состав и анализ флоры Памира. Автореф. канд. дис. Л., 1960.
19. Казанли Д. Н. Формирование Заилийского Алатау, как орографической единицы. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 18. Алма-Ата, 1954.
20. Калесник С. В. Общая гляциология. Учпедгиз, Л., 1939.
21. Клунников С. И. О явлениях, связанных с вечной мерзлотой грунта на Памире. «Тр. Тадж. геол. экспед.», вып. IV. М., 1936.
22. Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент, 1961.
23. Костенко Н. П. О следах оледенения юго-западного Тянь-Шаня. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Госгеолтехиздат, М., 1955.
24. Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. В кн.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
25. Максимов Е. В. К вопросу о древних оледенениях в Джунгарском Алатау. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1958, вып. 1.
26. Малгина Е. А. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении. «Докл. АН СССР», 1958, т. 120, № 3.
27. Маматкулов М. М. К вопросу о количестве древних оледенений бассейна р. Сандалаш (р. Чаткал). «Докл. АН УзбССР», вып. 11. Ташкент, 1959.
28. Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 17. М., 1935.
29. Марков К. К. О форме и происхождении морен в горах. «Уч. зап. МГУ», 1946, т. 119, № 2.
30. Марков К. К. О рабочей схеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений Киргизии. «Уч. зап. Среднеаз. научн.-иссл. ин-та геол. и минеральн. сырья», вып. 4. Ташкент, 1960.
31. Массон М. Е. О колебаниях климата Средней Азии в связи с вопросом об изменении режима вод за исторический период. «Тр. Узб. фил. геогр. о-ва», т. 2. Ташкент, 1948.
32. Мирзаев К. М. Древнее оледенение северного склона восточной части Заалайского хребта «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 6.
33. Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд. М-ва геол. и охраны недр СССР, АН СССР, М-ва высш. образов. СССР, М., 1960.
34. Пальгов Н. Н. Катастрофические паводки на ледниковых реках Заилийского Алатау. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва», Изд-во АН СССР, М. — Л., 1947, вып. 2.
35. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. «Изв. КазССР», вып. 21. Алма-Ата, 1958.

36. Пахомов М. М. Первые результаты палинологических исследований кайнозойских отложений Памира. В кн.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

37. Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями (на примере Иссык-Кульской и других впадин Тянь-Шаня). «Тр. Всесоюзн. рабоч совещ. по итогам изуч. четвертичн. пер.». Ташкент, 1953.

38. Попов В. В. Стратиграфия антропогена Тянь-Шаня. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 26. М., 1960.

39. Рубцов Н. И. К истории растительного покрова Тянь-Шаня. В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. I. Алма-Ата, 1955.

40. Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. «Тр. Ин-та геол. АН УзбССР», вып. 6. Ташкент, 1951.

41. Сарымсаков Т. А., Джорджио В. А., Бугаев В. А. О многолетней устойчивости температурного режима в Средней Азии. «Докл. АН УзбССР», вып. 11. Ташкент, 1949.

42. Скворцов Ю. А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 4. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1938.

43. Скворцов Ю. А. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. «Тр. Среднеаз. гос. ун-та», вып. 12. Ташкент, 1949.

44. Скворцов Ю. А. Молодые тектонические движения западного Тянь-Шаня и связанные с ними оледенения. «Уч. зап. Среднеаз. научн.-иссл. ин-та геол. и минеральн. сырья», вып. 4. Ташкент, 1960.

45. Толмачев А. И. Ледниковый период и история развития растительности Памиро-Алая. «Изв. ТаджАН ССР», вып. 7. Душанбе, 1944.

46. Федорович Б. А. и Ян Тин-сянь. Новые данные о характере и количестве оледенений китайской части Тянь-Шаня. В кн.: «Природные условия Синьцзяна». Географгиз., М., 1960.

47. Чедия О. К. Геологическое развитие территории Таджикистана в новейшем этапе. В кн.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана», Душанбе, 1962.

48. Чедия О. К. и Трофимов А. К. Особенности развития структурных форм Таджикистана. В кн.: «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

49. Швецова Е. М. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Западной Ферганы и Южного Приаралья. «Уч. зап. Среднеаз. научн.-иссл. ин-та геол. и минеральн. сырья», вып. 4. Ташкент, 1960.

50. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материалов Северного полушария. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1957, вып. 16.

51. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1948, вып. 3.

52. Dolgushin L. A. Main Peculiarities of Glaciation in Central Asia, according to the Later Data. XIX Internat. Geogr. Congress Abstracts. Stockholm, 1960.

53. Penck A., Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I—III. Leipzig, 1901—1909.

УДК 551.79

Глава IV

ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ

ВВЕДЕНИЕ

Географическое положение. Южная Сибирь рассматривается нами в пределах, указанных Н. И. Михайловым [35]. Эта территория простирается от озера Зайсан на восток-северо-восток до р. Маи. Ее долготное протяжение достигает 50° (4500 *км*), а широтное — 12° (1400 *км*). Положение гор Южной Сибири значительно более северное по сравнению с Кавказом, а в особенности по сравнению с горами Средней Азии, что имеет значение для выяснения важных палеоклиматических различий. Восточное положение также представляет большой интерес. Оно проявляется иначе, чем в горах Средней Азии, благодаря северному положению гор Южной Сибири.

Итак, пространство гор Южной Сибири еще более обширно, чем пространство, занимаемое горами Средней Азии, не говоря уже о Кавказе и Восточных Карпатах. Но границы очерченной территории в геоморфологическом отношении искусственны, хотя обоснованы с климатической точки зрения. Мы уже ссылались на черты общности истории развития гор Южной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока в четвертичном периоде (часть первая, глава V).

Территорию высоких гор Южной Сибири, следуя Н. И. Михайлову, можно разделить на группы гор (у Н. И. Михайлова — области): Алтайскую, Саянскую, Тувинскую, Прибайкальскую, Забайкальскую, Байкальско-Становую.

Орография. Южная Сибирь в целом образует сложное чередование высоких гор и межгорных котловин. Сочетание тех и других столь же характерно здесь, как и в горах Средней Азии. Нужно подчеркнуть, что наравне с горными хребтами, увенчанными альпийскими формами рельефа, простираются обширные выровненные поверхности. Последние отмечаются почти для всех отдельных горных групп (см., например, карту Саян — рис. 120). Площадь их на Алтае составляет до 30% от общей площади гор [27]. Эти поверхности служат основанием для фирновых масс и способствовали развитию обширных ледников.

Что касается котловин, как другого характерного типа рельефа гор Южной Сибири, то разнообразие их исключительно велико. Среди наиболее интересных в четвертично-геологическом отношении котловин упомянем Чуйскую в юго-восточном Алтае, дно которой поднято почти

до 2000 *м*, и Байкальскую, погруженную своим основанием на 1287 *м* ниже уровня моря (максимальная глубина Байкала 1741 *м*).

Выше других горных групп поднимается Алтай [49]. Белуха в Катунских Белках Центрального Алтая достигает 4508 *м* высоты [49] и является высшей точкой гор Южной Сибири. Богда-Ола на границе Южного, Монгольского и Китайского Алтая достигает высоты 4356 *м*. Высота Западного Саяна до 3129 *м* (Бай Тайга, Алашское плато), Восточ-

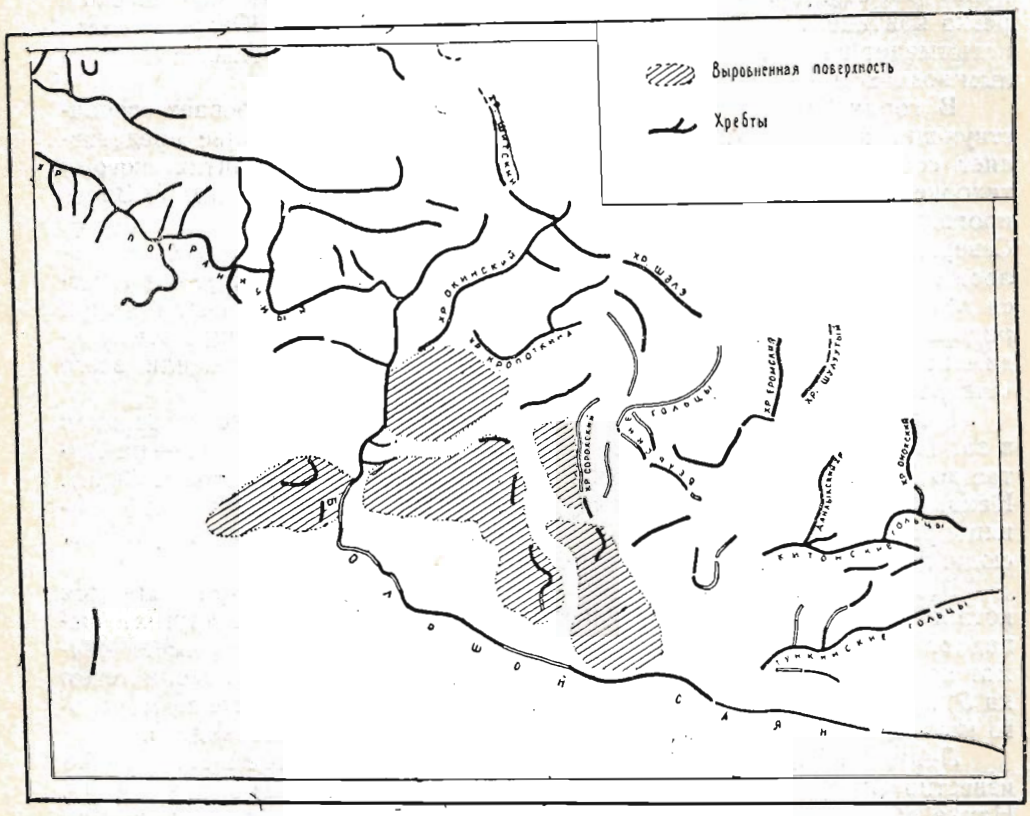


Рис. 120. Выровненная поверхность Саян (по Л. Н. Щербаковой)

ного Саяна до 3492 *м* (Мунку Сардык), Тункинских Белков — до 3324 *м*.

Территория гор, находящаяся восточнее Байкала, поднимается до высоты 3000 *м*. Однако здесь имеется много гор с отметками высот от 2500 до 3000 *м* и с отчетливыми альпийскими формами вершин; хребты: Байкальский (2574 *м*), Хамар-Дабан (2623 *м*), Баргузинский (2840 *м*), гольцы Бурун-Шибертуй и Сохондо в Южном Забайкалье (2523 *м* и 2508 *м*).

На крайнем северо-востоке, в Байкальско-Становой группе гор, хребет Кодар единственный, достигающий почти 3000 *м*.

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Климат. В климатическом отношении бóльшая часть территории гор Южной Сибири относится к континентальной лесной области Сибири [1]. Горы Алтая и Саян, как наиболее высокие и занимающие самое за-

падное положение, характеризуются наименьшей континентальностью климата. Последняя с высотой вообще уменьшается, и горы представляют собой летом прохладный, а зимой теплый «остров» по сравнению с окружающей их равниной. Но эта характеристика слишком общая. М. В. Тронов указывает, что северо-западная часть Алтая имеет климат преимущественно западносибирский континентально-циклонический, «характеризующийся мощной и разнообразной циркуляцией воздуха» [49, стр. 32]. В юго-восточной части Алтая климат монгольский, резко континентальный антициклонический и, наконец, Южный Алтай испытывает влияние климата степей и пустынь Средней Азии с его теплым воздухом, богатым влагой.

В горах Южной Сибири к востоку постепенно ослабевает господствующий западный перенос воздуха. Восточное Забайкалье представляет собой область ветрораздела, между потоками атлантического и тихоокеанского воздуха, которая выражена очень резко зимой. Здесь проходит отрог азиатского антициклона. Он продолжается далее в горы Северо-Востока, затем в полярную область Канады. Вся указанная полоса обладает ослабленной циркуляцией воздуха, и климат ее образуется главным образом не путем адвекции тепла извне, а за счет местной радиации. Заметим, что черты климата и факторы, создающие эти фундаментальные черты, несомненно существовали на протяжении всего четвертичного периода.

Циркуляционный режим образует повышенное количество осадков в западных, северо-западных периферических горных районах — на Алтае до 1500 *мм* (станция Малая Ульба, район Телецкого озера, 1634 *м*). Наивысший — Кодарский горный район, находящийся у восточной границы района получает только 800—1000 *мм* осадков. Но влага проходит сюда, по-видимому, уже и с Тихого океана.

Резким контрастом положительным элементам рельефа являются котловины. Даже в высокогорных котловинах (Чуйской и других) выпадает всего 100—200 *мм* осадков. Совсем другой характер имеет климат котловины озера Байкал. Здесь воздух зимой на 10° теплее, а летом на 5° прохладнее окружающих мест. Байкал образует «остров» морского климата, подобного климату Белого моря, пишет Б. П. Алисов.

Ледники. Большое современное оледенение находится в Алтае. Оно известно благодаря многолетним исследованиям М. В. Тронова [49, 50]. Наука обязана ему не только характеристикой отдельных ледников, но и созданием новой концепции с а м о р а з в и т и я ледников.

Кроме Алтая ледники известны в Восточном Саяне и в хребте Кодар.

Алтай — страна многочисленных висячих и каровых ледников и довольно больших долинных ледников. Есть в Алтае и небольшие ледники плоских вершин. В 1949 г. в Алтае были известны 751 ледник общей площадью в 596 $км^2$, а вместе с Монгольским Алтаем более 750 $км^2$ (долинных ледников — 152). Самые большие ледники — Менсу (11 *км*) в Катунском хребте и Большой Маашей (10 *км*) в хребте Биш-Иирду. Еще больше ледник Потанина (19 *км*), который лежит у границы Советского Союза в Монголии в горном узле Табын-Богдо-Ола. Четыре маленьких ледника плоских вершин (Южно-Чуйский хребет и Северо-Чуйские горы) занимают всего 6 $км^2$. Ледники Восточного Саяна разбросаны на нескольких вершинах, подымающихся до 3000 *м*, и особенно вокруг горы Мунку Сардык, где площадь их всего 8 $км^2$. Вторая группа ледников (5,7 $км^2$) находится у пика Топографов. Всего в Восточном Саяне теперь известно 17 ледников на площади 13 $км^2$.

Только недавно описаны ледники Кодарского хребта [43], 31 ледник

этого района занимает площадь в 15 *км*². Отдельные леднички известны и еще далее к северо-востоку от хребта Кодар, например в горной цепи Зверева (1600 *м*).

В горах Южной Сибири широко распространена мерзлота и имеются подземные льды.

Снеговая линия. Положение современной снеговой линии видно на прилагаемом профиле (рис. 121).

Снеговая граница понижается от Южного Алтая к северу и повсеместно повышается от периферии в глубь гор, согласно закону горных масс. Это совершенно естественно, так как Алтай не узкий хребет, а обширная горная страна. В этом отношении Алтай напоминает горы Средней Азии.

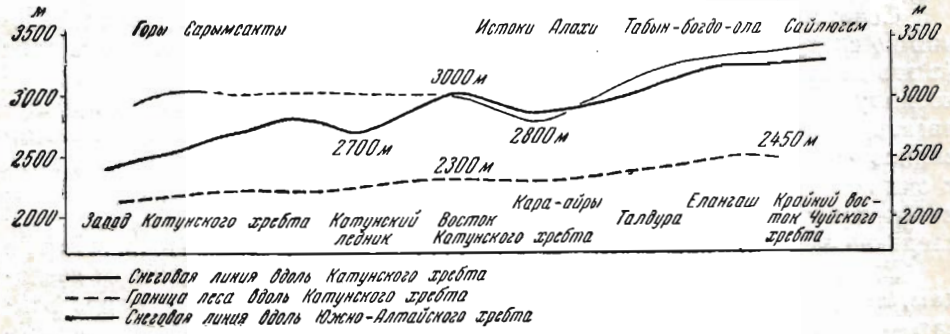


Рис. 121. Кривые высот современной снеговой линии и границы леса в Алтае (по М. В. Тронову)

На западной периферии Алтая снеговая линия (на ледниках) опущена до 2300 *м*. Отсюда она поднимается к юго-востоку в глубь горной страны до 3400—3600 *м*. В Восточном Саяне снеговая граница лежит на высоте от 2000 до 2940 *м*. В Кодарском ледниковом районе она опускается значительно ниже (2100—2400 *м*). Это следует, по-видимому, объяснять не только северным (57° с. ш.), но и восточным положением хребта Кодар, что облегчает приток тихоокеанского воздуха.

Интересно заметить, что снеговая граница к северо-востоку от хребта Кодар не опускается. В горной группе Сунтар-Хаята, расположенной еще на 1500 *км* к северо-востоку, снеговая граница находится на той же высоте (2200—2300 *м*). В этом, несомненно, сказывается воздействие континентального климата Северо-Востока (см. часть первая, глава IV).

В общем, в горах Южной Сибири изменения высоты снеговой границы зависят от следующих факторов: западно-восточного направления переноса влаги, увеличения массы и широтного положения гор. Наинизшие отметки снеговой линии ниже на 400 *м* по отношению к Кавказу и на 1000 *м* по отношению к Средней Азии. Для наивысших высот снеговой линии разница соответственно выражается цифрами в 200—300 и 1500 *м*.

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Вводные замечания. Как и раньше, остановимся прежде всего на свежих следах последней (условно) эпохи оледенения. Затем рассмотрим следы более ранних ледниковых эпох или стадий, древнюю снеговую границу, стратиграфию четвертичных отложений, новейшие тектонические движения и, наконец, перейдем к теоретическим обобщениям.

Признаки ледниковых эпох. Морены последнего оледенения. Наиболее отчетливым признаком последней ледниковой эпохи являются моренные накопления, образующие свежий, хорошо сохранившийся холмистый рельеф. Нередко хорошо выражены троги.

Территория гор Южной Сибири обширна, и, конечно, размеры и формы древнего оледенения в ледниковом периоде были не менее разнообразны, чем в настоящее время. Однако нигде концы ледников не спускались ни в низины, ни в предгорья. Все ледники были горные: долинные и более мелкие. На окраинах горных котловин и выровненных поверхностей, наверное, находились и ледники подножия. Широко развитые выровненные поверхности несли на себе ледниковые покровы, вроде современного Памирского, а может быть — ледники подножия.

Сочетание различных, но единовременных форм древнего оледенения не следует никогда упускать из виду. Невозможно представить себе (а это делается), что оледенение в одну из ледниковых эпох было только полупокровным, а в другую — только долинным. Но можно предполагать, что по мере роста расчлененности гор долинные ледники становились более, а ледниковые покровы — менее распространенными, хотя и они не исчезли полностью на поверхности гор и до настоящего времени (ледниковый покров Памира, ледники плоских вершин). Итак, в последнюю эпоху оледенения ледники сосредоточивались только в горах.

Е. М. Великовская [10, 11] показала, что, вопреки прежним взглядам, ледники нигде не спускались в Зайсанскую котловину (озеро Зайсан — 386 *м*). Ю. П. Селиверстов [44, 45] пишет, что большой Бухтарминский ледник Южного Алтая, хотя и достигал длины 40 *км*, заканчивался в горах на высоте 1550 *м*. В районе наибольшего развития современных ледников Алтая, в хребтах Чуйских и Катунских, в горах Биш-Иирду долинные ледники спускались только по боковым долинам до долин Коксу, Аргута, Чуи — истоков Катуни. Например, в бассейне р. Бии и ледники притоков Бии и Ербалыка спускались только до 960 *м*. По притокам Катуни-Яломану и Большому Яломану ледники спускались до 1700—1750 *м* [23, 24, 25]. Бийско-Барнаульская котловина не заполнялась льдом и не была «ледоемом». Катунский ледник не существовал. В бассейне Бии, другой главной артерии Алтая, Чулышманский ледник не достигал до Телецкой котловины. Он заканчивался близ устья р. Чульги, на высоте более 500 *м* и в 150 *км* южнее края гор. Что касается выровненных поверхностей Восточного Алтая в бассейне р. Чулышман, то они напоминали Восточный Памир или Центральный Тянь-Шань. Здесь не было сплошного покрова льда, а были большие обнаженные пространства, где в последнюю эпоху оледенения располагались озера и различные водно-ледниковые формы рельефа [27].

В Западном Саяне, Восточном Саяне и в Тана-Туве, где горы ниже, чем в Алтае, были, конечно, только долинные ледники. Прежние данные [14] подтверждаются всеми новыми данными. Так, например, С. В. Обручев [40, 41] пишет, что по долинам саянских рек Оке, Уде, Агулу и другим спускались только долинные ледники. Хотя отдельные из них достигали длины 50—70 *км*, но они все заканчивались на очень большой высоте: окский ледник — на высоте 1620 *м*, агульский — около 1000 *м*. Обширные котловины Тана-Тувы (1700—2000 *м*) не заполнялись льдом. Ледники были только в горных долинах, например в хребте Шапшал, но не ниже 1700 *м* [51]. У восточного окончания Саян, в районе Тункинской котловины, в верховья долины Черный Иркут спускался долинный ледник длиной в 20 *км*. Ледники спускались только до 1200 *м*, то есть до края Тункинской котловины [21, 52].

Очень интересны хребты Хамар-Дабан (2623 *м*) и Баргузинский (2840 *м*). Оба примыкают к восточному наветренному берегу Байкала. Мы указывали, что влияние Байкала на климат его берегов настолько значительно, что превращает континентальный климат Восточной Сибири в морской, типа климата Белого моря [1]. Влияние озера относится прежде всего к восточному наветренному берегу, где и в течение всего четвертичного периода должны были выпадать относительно обильные осадки, зимы стояли сравнительно мягкие, но лето прохладное, и ледники таяли слабо.

Действительно, ледники Хамар-Дабана [13] и Баргузинского хребта [18, 19] спускались очень низко к самому Байкалу (454 *м* над уровнем

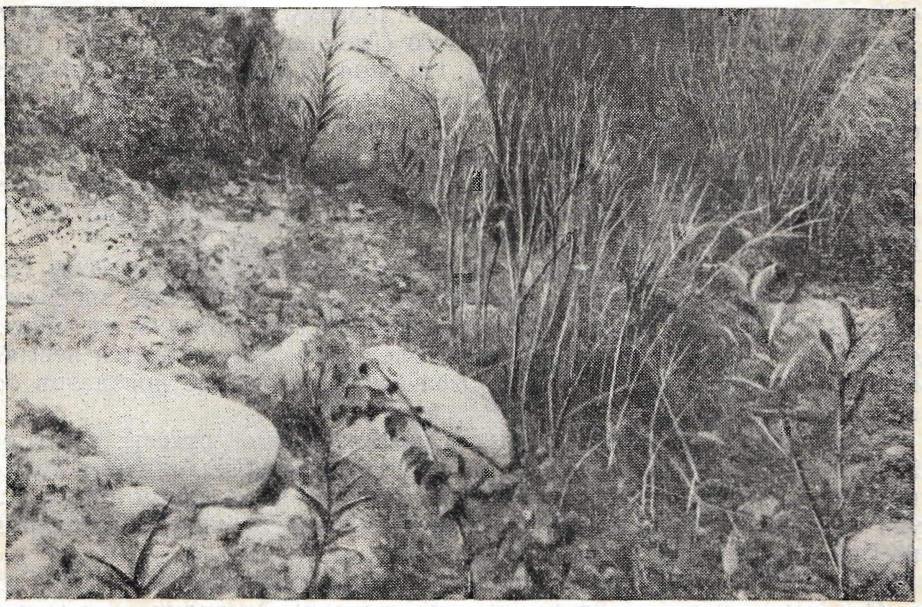


Рис. 122. Морена долинного ледника, спустившегося с хребта Хамар-Дабан по долине р. Переемной до уровня озера Байкал. Фото К. К. Маркова

моря). В первом районе это были долинные ледники (рис. 122), а во втором районе, расположенном почти на 4° севернее,— ледники подножия.

Древнее оледенение Патомского нагорья со времени П. А. Кропоткина (1873 г.), то есть в течение 90 лет, вызывает ожесточенные споры. Гипотезу покровного оледенения этого сравнительно невысокого пространства нельзя признать состоятельной [5]. Патомское нагорье лежит в среднем на высоте около 1000 *м*. В ближайшем к северо-востоку и более благоприятном для оледенения Кодарском районе снеговая линия находится на высоте 2100—2400 *м* [43]. Депрессию в 1000 *м* и более предположить невозможно. Если же оценить депрессию в 700 *м*, то покровного оледенения на Патомском нагорье не было. Вместе с тем оледенение горного типа (гольцы достигают 1700 *м*) совершенно очевидно [8].

В Южном Забайкалье вершины Бурун-Шибертуй, Сохондо и Куминских гольцов достигают 2500 *м*, и летом сохраняются снежники. В этом районе было долинно-каровое горное оледенение на площади до 110 $км^2$ (верхнеплейстоценовое оледенение), тогда как площадь

последнего карового оледенения, или стадии последнего оледенения,— всего 60 *км*² [3].

Северо-восток Байкало-Саянской группы гор изучали В. Г. Лебедев [30], Е. В. Павловский и Г. К. Семигузов [42], С. Г. Мирчинк [38], С. С. Коржуев [28], И. В. Арембовский [4], Е. П. Миронюк [37], В. С. Преображенский [43] и другие. Кодарский горный район, и в настоящее время имеющий ледники, был областью довольно интенсивного древнего оледенения сетчатого типа. В нем находились большие (до 120 *км*) древовидные ледники. Они покрывали до 70% площади гор и к югу спускались на дно Чарской котловины (700 *м*).

Пространство гор, между Витимом и Учуром (приток Алдана), описал Е. П. Миронюк [37]. Следы древнего оледенения имеются не менее чем в 10 участках, относящихся к Становому хребту, и в отдельных горных возвышенностях к северу от него (Алдано-Учурский хребет, горы Кет-Кап, массив Лурикан и другие). Ни одна из вершин не поднимается выше 2500—2800 *м*. Имелись только «островные» центры горного оледенения, но с долинными ледниками, достигавшими 30—40 *км* длины.

Подводя итоги этому краткому обзору можно сказать, что, несмотря на множество неясных деталей, общая картина ледников последней эпохи оледенения не вызывает сомнения. Это оледенение было исключительно горное.

Морены максимального оледенения. Что касается следов более раннего (ранних) оледенения, то они, напротив, проблематичны. Отрицать эти следы нет оснований, но они описаны во многих случаях без достаточного внимания. Вследствие этого остается невыясненным географическое и стратиграфическое положение признаков более ранних оледенений.

Сделанное замечание следует прежде всего отнести к Алтаю. И. Г. Гранэ [55] давно высказал мысль, что огромные долинные ледники в эпоху максимального оледенения стекали по долинам Бии и Катуни на подалтайскую равнину, причем Бийский ледник достигал района Бийска.

Е. Н. Щукина [54] не изменила по существу представление И. Г. Гранэ. Она считает, что в катунскую (максимальную) эпоху оледенения «катунский горизонт (морены.— *К. М.*)... протягивается до предгорной впадины» [54, стр. 154], до районов Горно-Алтайска на Катуни и села Сайдып на Бии. Предположение Е. Н. Щукиной не подтверждено ни стратиграфическими, ни геоморфологическими данными. Последующие исследования [2, 36] показали, что в предгорьях у села Маймы нет морены, а лежат слоистая галечниковая толща, флювиогляциальные, а может быть, аллювиальные отложения.

Следует напомнить, что единственное описание и картографическое изображение моренных отложений в долине р. Бии дано А. В. Живаго [20] (рис. 123). Он установил, что Бийский ледник спускался в эпоху максимального оледенения только до Кузеньского порога (375 *м*) или до впадения в Бию р. Лебедь. Это значит, что Бийский ледник проникал ниже Телецкого озера на 60 *км*, а не на 110 *км* (вариант Е. Н. Щукиной) и тем более не на 200 *км* (вариант И. Г. Гранэ).

Следует отметить, что А. В. Живаго [20], Ф. А. Алявдин и др. [2] обнаружили в пределах ледниковой зоны Горного Алтая явные следы одного самостоятельного оледенения, а не двух или более.

Мы указывали на примерах гор Средней Азии, что максимальное продвижение горных ледников в древние эпохи оледенений принципиально несовместимо с признанием восходящего развития гор в четвертичном периоде. Обойти это противоречие невозмож-

но. Следовательно, нужна большая осмотрительность исследователей, выдвигающих гипотезы древних предгорных ледников Алтая. Некоторые исследователи указывают, имея на то основания, что максимальным было последнее оледенение [13].

Большинство исследователей истории оледенения гор Сибири отмечают, что они не встретили межледниковых отложений [18]. Многие поэтому пишут «ледниковая стадия», а не «ледниковая эпоха». Другие указывают признаки, которые свидетельствуют о различном возрасте ледниковых образований (сглаженность древних моренных форм, выветрелость древней морены [51]). Но из этих данных не следует, что лед-

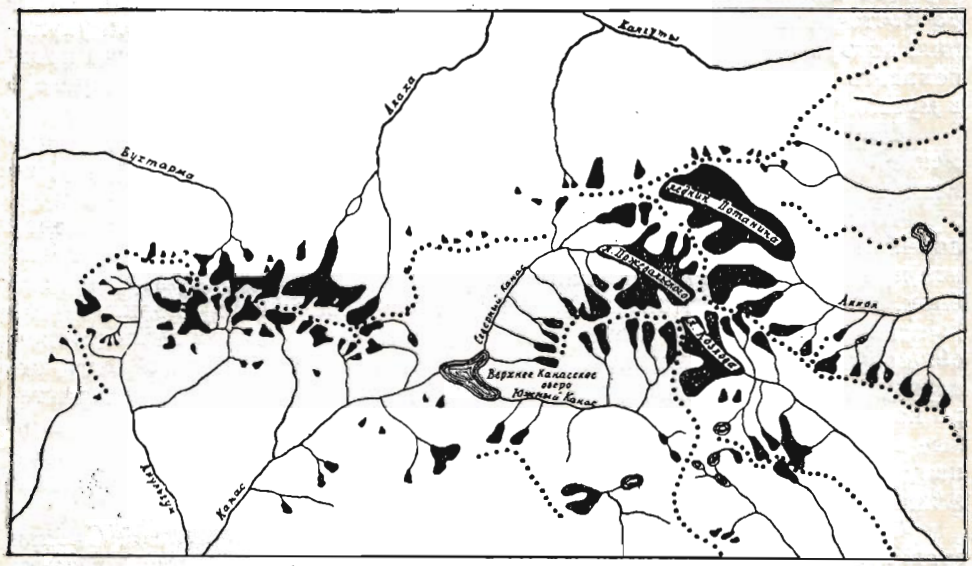


Рис. 123. Схема современных ледников восточной части Южно-Алтайского хребта (по Б. В. и М. В. Троновым) и горного узла Табын-Богдо-Ола (по В. В. Сапожникову)

никовые эпохи перемежались с межледниковыми эпохами. Но имеются и стратиграфические данные, подтверждающие в известной мере это предположение. Они будут изложены несколько ниже.

Общая площадь древнего оледенения гор Южной Сибири [47] 199 тыс. $км^2$ (Алтай и Саяны — 131 тыс. $км^2$, Прибайкалье и Забайкалье — 68 тыс. $км^2$). Эта цифра немного превышает значение Среднеазиатского оледенения, но больше Кавказского почти в 12 раз. По-видимому, приведенные цифры относятся к контурам последнего оледенения. Нужно иметь в виду, что площади подобного рода, исчисленные по сравнительно мелкомасштабным картам, всегда преувеличены.

Древняя снеговая линия. Далеко не все исследователи древнего оледенения гор Южной Сибири уделяли внимание депрессии снеговой линии, как лучшему методу сопоставления современного и древнего оледенения. Поэтому, даже зная положение современной снеговой границы, трудно или невозможно определить положение древней снеговой границы (отнесенной к последней эпохе оледенения).

С уверенностью можно утверждать, что изгибы нижней поверхности древней снеговой линии напоминали ее современные изгибы. И те и другие обусловлены постоянными для четвертичного периода факторами. Главные из них: очертания материка, изменившиеся незначительно; общая континентальность климата, усиленная массивностью отдельных

горных поднятий и ослабленная только влиянием Байкала. Весьма вероятно (прямых данных нет), что поднятие поверхности снеговой линии в глубь массивов гор было более крутым, чем в настоящее время, что означало бы увеличение местных физико-географических контрастов, даже там, где они и в настоящее время резки. Отмеченную закономерность определенно удалось установить для Кавказа и гор Средней Азии. Одна из аномалий заключается в низком положении древней снеговой линии у Байкала. Другая аномалия заключается в поднятии снеговой линии к северу от Станового хребта, к хребту Сунтар-Хаята. Это следует объяснить главным образом континентальностью климата — Полюса холода — Северо-Востока. С другой стороны, на климат Северо-Восточного Забайкалья влияла муссонная тихоокеанская циркуляция, которая в настоящее время достигает хребта Кодар. Можно предполагать постепенный переход климата континентального сибирского в муссонный тихоокеанский климат.

Однако главное заключается все же в том, что поверхности современной и древней снеговой линии в общем параллельны друг другу, но изгибы первой поверхности менее резки, чем изгибы второй.

Общий параллелизм поверхностей современной и древней снеговой линий неизбежно влечет за собой один из двух выводов: 1) все огромное пространство гор поднималось строго по вертикали, образуя единый блок, или 2) после максимума оледенения (последнего) поднятие гор почти прекратилось, а повышение снеговой линии было последствием общего улучшения климата. Первое предположение должно быть отвергнуто, как противоречащее данным о дифференцированном характере новейших тектонических движений (сводовые поднятия, синклинальные прогибы, блоковые движения). Правдоподобна только вторая концепция для гор Южной Сибири, так же как для Кавказа и гор Средней Азии.

Стратиграфические данные по районам. Район гор Южной Сибири сравнительно благоприятен по условиям изучения стратиграфии новейших отложений. Открывается возможность изучения четвертичной истории на основе стратиграфического и биостратиграфического методов. Стратиграфические данные были уже описаны в части первой в главах IV и V для соседних обширных районов Северо-Востока и Дальнего Востока. В горах много котловин, коллекторов молодых отложений. Кроме того, климат Южной Сибири сравнительно благоприятен для сохранения растительных остатков, как и Северо-Восток, Южный Сахалин и Зея (описаны в IV и в V главах части первой).

В горах Южной Сибири известно немало котловин, заполненных молодыми отложениями. Мы опишем четыре в высшей степени различные котловины:

1) предгорный Алтай — Бийско-Барнаульская котловина;

2) высокогорная Чуйская котловина;

3) Байкальская озерная котловина;

4) котловины Юго-Восточного Забайкалья.

Предгорная Бийско-Барнаульская котловина простирается за Барнаул до селения Камень. На окраине ее выходят древние отложения, а более молодые представлены полнее в центральных частях (рис. 124). Мощность четвертичных отложений невелика — до 200 *м*. Здесь нет глубокого подгорного прогиба. Как показывает профиль Е. Н. Щукиной, в котловине преобладают две толщи песков и галечников с валунами (в основании): нижний — башкаусский и верхний — катунский горизонты. Их разделяет толща уплотненных черных илов.

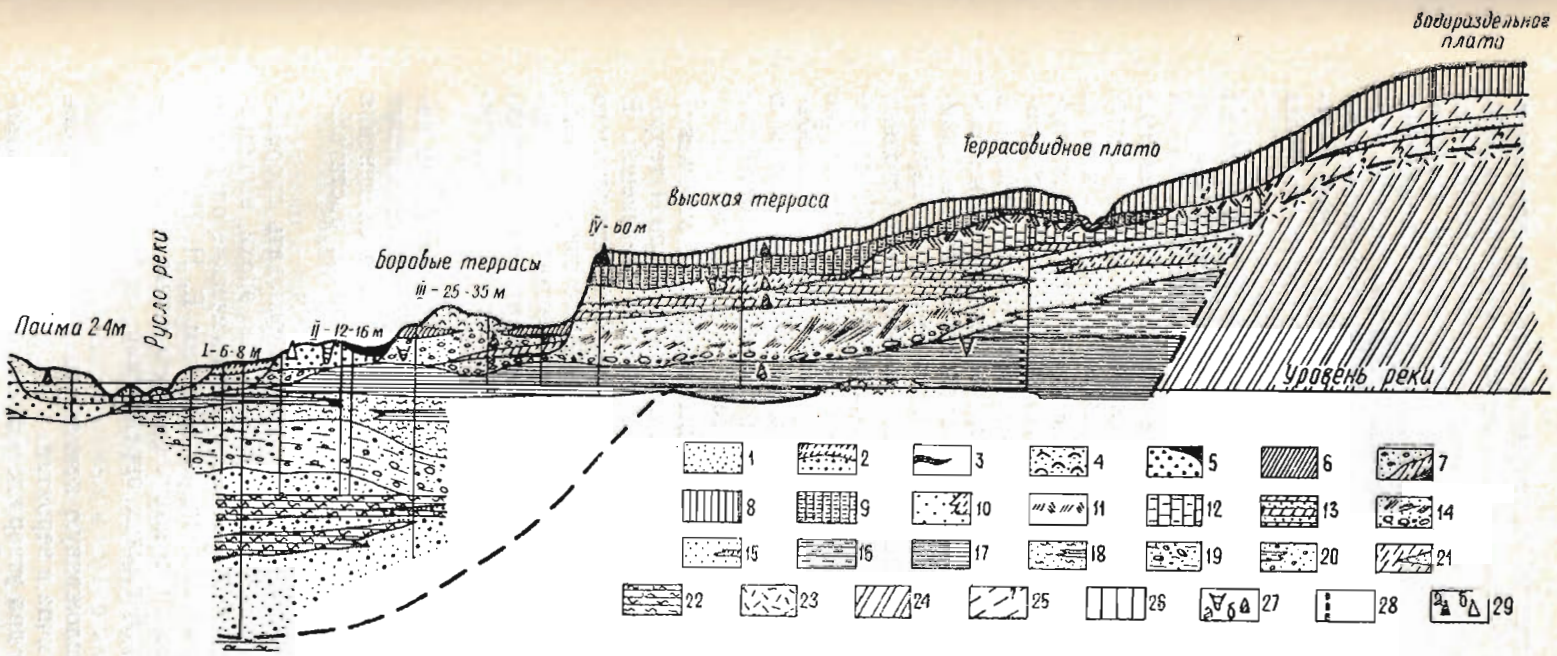


Рис. 124. Схема строения четвертичных отложений для зоны Алтайской равнины в районе стока ледниковых вод (перигляциальная область близ границ максимального оледенения в Бийском районе) (по Е. Н. Щукиной):

1 — верхнеголоценовый аллювий (супеси, пески и илы низких пойм); 2 — нижнеголоценовый аллювий (илы, пески, торф и супеси); 3 — раннеголоценовые открытые торфяники; 4 — раннеголоценовые эоловые пески, перевеянные в дюны; 5—7 — верхнеплейстоценовые отложения; 5 — поздне-верхнеплейстоценовые погребенные торфяники; 6 — делювиальные суглинки; 7 — горизонт аллювиальных галечников и енисейский горизонт суглинков и торфяников; 8—18 — нижнеплейстоценовые (среднечетвертичные) отложения: 8 — майминский горизонт лёссовидных супесей и суглинков эолового и делювиального происхождения; 9 — майминский горизонт горизонтально-слоистых лёссовидных супесей; 10 — ненинский горизонт песков и иловатых гумусированных суглинков с растительными остатками; 11 — ненинский горизонт погребенной почвы; 12 — катунский горизонт лёссовидных горизонтально-слоистых супесей водно-эолового происхождения; 13 — катунский горизонт озерно-ледниковых горизонтально-слоистых песков и суглинков; 14 — катунский горизонт аллювиальных косослоистых песков с валунами в основании; 15 — катунский горизонт аллювиально-делювиальных песков и супесей; 16 — катунские уплотненные коричневато-бурые лёссовидные суглинки с известковистыми журавчиками; 17 — соусканихинский горизонт уплотненных черных илов; 18 — пески с растительными остатками и линзами серо-черных илов; 19—20 — эоплейстоценовые отложения; 19 — башкаусский горизонт аллювиальных галечников с преобладанием галек кварца и единичными валунами, 20 — доледниковые лёссовидные супеси и суглинки с линзами песков; 21 — неогеновые озерные глины; 22 — неогеновые озерные глины; 23 — третичные образования коры выветривания; 24 — породы палеозоя; 25 — линии предполагаемых границ; 26 — местоположение спорных разрезов; 27 — горизонты пород, содержащие: а) фауну позвоночных и б) моллюсков; 28 — горизонты, охарактеризованные спорово-пыльцевыми спектрами; 29 — горизонты с археологическими остатками: а — верхнепалеолитических и б) неолитических и более молодых стоянок человека

Моложе упомянутых отложений перекрывающие их и прислоненные к ним толщи. Среди первых отметим лёссовидные суглинки и супеси, а среди вторых — пески боровой и более низких террас. Е. Н. Щукина синхронизирует два песчано-галечниковых горизонта с двумя ледниковыми эпохами: эоплейстоценовой и среднеплейстоценовой. Оледенение последней из них она считает максимальным (долинный ледник спускался до района Горно-Алтайска). Но, как мы видели, позднейшие исследования не обнаружили морену за пределами гор, а высказали предположение об аллювиальном происхождении песчано-галечниковых толщ.

Вопрос о природе отложений подгорной котловины, а также об их возрасте следует пытаться разрешить с привлечением палеонтологических данных. Однако находки фауны млекопитающих in situ, по Е. Н. Щукиной, ограничиваются хазарским и верхнеплейстоценовым комплексами. В основании катунских песков или в черных илах, подстилающих пески, найдены зубы *Elephas trogontherii* Pavl., а в песках, подстилающих суглинки,— плаунок плауновидный — *Selaginella selaginoides* Link., представитель перигляциальной флоры СССР. Но селагинелла, или плаунок плауновидный, не определяет возраста горизонта. По М. П. Гричук и В. П. Гричуку, селагинелла известна в перигляциальных отложениях окского и более молодых оледенений, хотя в Сибири она может быть и очень древней. Непонятно, почему Е. Н. Щукина считает селагинеллу типичным представителем именно эоплейстоцена [54, стр. 134]. Горизонт черных илов, по О. В. Матвеевой [32, 33], содержит много пыльцы ели, свидетельствуя о влажности климата. В том же горизонте Е. Н. Щукина отмечает следы криотурбаций, что можно объяснить перигляциальными условиями катунского времени. Споры и пыльца указывают на условия холодной степи с сосново-пихтово-березовыми перелесками, но без ели, которая исчезает.

Е. Н. Щукина упоминает также переход вышележащих отложений в моренные «майминские», вверх по долинам, а песков боровой террасы — в морены верхнеплейстоценового или чибитского оледенения. В боровых песках сделано много находок фауны верхнеплейстоценового типа. О. В. Матвеева считает, что время оледенений было ознаменовано на предгорной равнине развитием ксерофитной перигляциальной растительности (холодная степь), межледниковые эпохи характеризовались, напротив, облесением предгорной равнины. Влаголюбивая ель расселилась даже на равнине.

О. В. Матвеева отмечает наравне с ритмическими изменениями направленные изменения растительности. Они выражались в исчезновении широколиственных лесов в результате воздействия первого оледенения Алтая (горного.— *К. М.*). Прогрессировала ксерофитизация растительности. Ель все более деградировала и заменялась сосной.

К сожалению, О. В. Матвеева смогла характеризовать спорово-пыльцевыми данными только две первые ледниковые эпохи, выделенные Е. Н. Щукиной, и то в предгорьях. Палеонтологические определения привязаны к стратиграфическим подразделениям Е. Н. Щукиной. Поэтому слова О. В. Матвеевой, что полученная ею схема может служить основой для стратиграфических определений, являются, к сожалению, преувеличением.

Хотя и нельзя считать изложенную концепцию палеонтологически хорошо обоснованной, она логична и вероятна.

Оговорки требуют только два утверждения: 1) нет основания относить башкаусский горизонт к эоплейстоцену; 2) долинные ледники в

максимальную эпоху оледенения были гораздо короче и заканчивались выше, чем предполагает Е. Н. Щукина.

Высокогорная Чуйская котловина (1400—1800 *м*) расположена в самом центре Алтайской горной страны. Котловина выполнена 300-метровой толщей третичных и четвертичных отложений. Приведем их краткую характеристику [31]. На отложениях олигоценового и миоценового возрастов залегают отложения плиоцена и четвертичного периода (табл. 31).

Таблица 31

Четвертичный период	Верхний	Отделы	Послемаксимальное оледенение Алтая с рядом стадий. Резкое поднятие. Врезание ущелий Чулышмана, Башкауса и др. Местами тектонические подвижки (дислоцированные морены?)	Ледниковый комплекс
	Средний		Максимальное оледенение Алтая. Поднятие бортов Чуйской впадины	
			Свита Чагалды-Кобу	Отложения древнего Чуйского озера
			Энергичные движения. Несогласие. Надвиги	
	Нижний		Бекенская свита: Верхняя (терская) подсвита; Перерыв. Движения. Несогласие; Нижняя подсвита	Пролювиальный комплекс
Плиоцен	Верхний		Перерыв. Энергичные движения. Плоскостной смыв. Несогласие. Кызыл-гирская свита	Аллювиально-овражный комплекс
	Средний		Перерыв. Глубокая эрозия. Заложение речных долин. Несогласие	
	Нижний		Туерыкская свита. Небольшой перерыв?	Озерный комплекс
Миоцен олигоцен (и эоцен)			Кош-агачская свита. Перерыв. Эрозия. Возможно слабое несогласие. Карачумская свита	Комплекс отложений полупустыни

Плиоцен заканчивает кызыл-гирская свита. Она содержит фауну моллюсков левантинского типа (*Viviparus, Pyrgula, Planorbis, Limnaea, Unio*). По западноевропейским нормам левантинская фауна — верхнеплиоценовая. Бекенская свита залегает на кызыл-гирской свите несогласно и имеет совсем другой характер. Это пролювиальный плащ. По-видимому, перед его отложением произошло поднятие. Поэтому можно проводить границу четвертичного периода под бекенской свитой. К тому же внизу последней есть вивипары, напоминающие куяльницкие нижнечетвертичные. Не только бекенская свита, но и вышележащие слои отложений (озерные, ледниковые) — дислоцированы.

Таким образом, разрез новейших отложений Чуйской степи фиксирует переход от плиоценовых к четвертичным отложениям. Но этот разрез не дает расчленения четвертичных отложений.

Байкальская озерная котловина представляет собой уникальное природное явление — коллектор для молодых отложений и для живых «ископаемых» современной, но реликтовой фауны.

Мощность одних кайнозойских отложений Байкальской котловины в дельте Селенги достигает 2500 *м*, а верхнеплиоценовых и четвертичных отложений (там же) — 600 *м* [15]. В нижнеплейстоценовых отложениях встречена пыльца лиственницы, сосны, ели, трав и (немного) широколиственных пород, а также костные остатки страуса, волосатого носорога и предположительно мамонта (*Elephas primigenius*).

В озере Байкал обитают исключительно разнообразные и древние флора и фауна, состоящие из 1800 видов [6]. Более половины видов эндемичны (живородящая рыбка голомянка, байкальские бычки и т. д.), что указывает на древность населения озера.

Один из наиболее интересных обитателей Байкала — байкальский тюлень (*Phoca sibirica*), близкий к тюленю Северного Ледовитого океана. (*Ph. hispida*) и к каспийскому тюленю. О молодой фауне Байкала можно сказать следующее. Во-первых, в Байкале есть реликты теплолюбивой фауны. Затем вместе с похолоданием климата и воды озера фауна его приобрела более холодолюбивый характер. Это сделало возможным переселение тюленя из Северного Ледовитого океана. Тюлень мог мигрировать в Байкал по Енисею и Ангаре или же по Лене — Витиму — Баргузину [29]. Один из этих путей использовал омуль, также переселенец из Северного Ледовитого океана. Из выселенцев напомним о байкальских диатомовых, обнаруженных З. В. Алешинской в среднеплейстоценовых отложениях низовья Енисея. Таким образом, сток из Байкала через Ангару и Енисей в Северный Ледовитый океан существует во всяком случае начиная со среднего плейстоцена.

Впадины Юго-Восточного Забайкалья[1]. В верховьях бассейна Амура стратификация отложений установлена в нескольких впадинах. Мы рассмотрим одну из них — Ундинскую, расположенную на высоте около 600 *м* (Унда — приток Онона). Разрезы интересны благодаря своему географическому положению на границе с Дальним Востоком, что облегчает параллелизацию с разрезами Зеи и Южного Сахалина (см. часть первая, глава V).

Л. В. Зорин и Е. А. Бан [22] описали разрезы, свидетельствующие о следующем ходе событий.

1. Эпоха, предшествовавшая максимальному похолоданию. Тектоническое поднятие с относительным прогибанием котловин. Делювиально-элювиальные бурые слои, выше — озерные осадки. Сильная выветрелость минералов. Пыльца хвойно-широколиственного леса[2]. Теплый и влажный климат.

2. Эпоха максимального похолодания. Оледенение Прибайкалья. Озерные, затем речные осадки. Малая выветрелость минералов. Светлохвойная тайга и березовые леса. Холодный и сухой климат.

3. Эпоха относительного потепления. В растительном покрове — ель, сосна, ольха.

4. Эпоха второго похолодания. Последнее оледенение Прибайкалья. «Полное господство холоднолюбивых представителей древних пород. Расширение горно-тундровой зоны с широким развитием кустарниковой березы, плаунов и плаунков, при господстве в древостое березы» [22, стр. 12].

5. Послеледниковое потепление климата.

В течение всех этих эпох преобладало поднятие.

Можно понять различия событий, отразившихся в отложениях Ун-

---

[1] По данным С. С. Воскресенского.

[2] Южное Забайкалье относится в настоящее время к району средне- и южнотаежных горных лесов.

динской и Алтайской котловин. Расстояние между ними составляет по прямой 2000 *км*. Но имеются важные черты сходства: сухой климат ледниковий и влажный климат межледниковий. Наиболее интересные спорово-пыльцевые данные о послеледниковом времени [12] свидетельствуют о том, что облесенность Забайкалья увеличилась от позднеледниковья к современности.

Ботанико-географические данные. В интерпретации А. И. Толмачева [48] и В. Б. Сочавы [46] ботанико-географические данные свидетельствуют о начале поднятия гор Южной Сибири задолго до четвертичного времени. Эти горы — область древней, во всяком случае еще миоценовой, формации темнохвойной тайги. А. И. Толмачев пишет: «...Перед нами довольно ясная картина сосуществования в миоцене Восточной Сибири лесов аркто-третичного типа в низинах и горной тайги на склонах более значительных возвышенностей. По-видимому, в данном случае можно говорить о горной темнохвойной тайге...» [48, стр. 143]. А. И. Толмачев имеет в виду горы Южной Сибири. Они возникли до начала четвертичного периода, в течение которого продолжали подниматься.

Таким образом, геоботаники указывают на дочетвертичный возраст гор Юга Советского Союза.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Н. И. Николаев и С. С. Шульц [39] считают горы Южной Сибири областью новейшего поднятия, с амплитудами в 1000—2000 *м* (в Восточном Саяне — до 3000 *м*). Некоторые котловины также поднялись, хотя и не так значительно, как горные хребты. Опускание происходило в Зайсанской котловине (более чем на 500 *м*). Конечно, опускалась и Байкальская котловина. Н. В. Думитрашко и В. Н. Олюнин [19] разницу в опускании дна Байкала и поднятия хребтов, примыкающих к озеру (дельта Селенги), оценивают огромной цифрой — 8000 *м*. Мощность одного кайнозоя 2500 *м*.

Основная и до конца непреодолимая трудность заключается в выделении доли поднятия (и опускания) поверхности, которая относится к четвер ичному периоду.

Восточный Саян (район Тункинской котловины) поднялся за весь четвертичный период на 1000—1200 *м*, дно котловины — на 100—120 *м* [52]. Но после максимума последнего оледенения поднятие Тункинского хребта ограничилось примерно 150 *м*, то есть было очень незначительным.

Приводимые оценки правдоподобны. Во-первых, они оставляют место для дочетвертичных поднятий, что необходимо для объяснения других фактов и, в частности, древности темнохвойной южносибирской горной тайги. Во-вторых, как мы указывали раньше, только незначительная величина послеледникового поднятия совместима с сохранностью морен оледенения, которые в противном случае были бы перекрыты молодыми моренами, а то и современными льдами. Поднятие поверхности на 1000 *м* вызывает понижение температуры воздуха поднявшейся поверхности приблизительно на 6°. Однако обусловленные тектоникой изменения климата происходили, вероятно, сложнее. Похолодание, вызванное поднятием, смягчилось в зимнюю половину года, так как холодный инверсионный слой воздуха оставался внизу. Вообще, по мере того как горы поднимаются, климат их становится, как мы видели, менее континентальным, что также способствует увеличению размеров оледенения. Усиление местных контрастов высот обостряло климатические

контрасты. Климат котловин становился более континентальным, сухим, зимой — холодным (инверсия температуры), летом — жарким. А рядом климат горных хребтов делался менее континентальным, более влажным, прохладным летом и сравнительно мягким зимой.

Эти разнонаправленные изменения климата не могли не вызвать и разнонаправленного развития оледенения гор при общем возрастании оледенения в горах.

САМОРАЗВИТИЕ ЛЕДНИКОВ

Общая постановка вопроса. Изменение ледников в горах представляло собой более сложный процесс, чем его принято освещать в научной литературе. Ведь приходится учитывать три самостоятельных фактора: общеклиматический, тектонический и орографический. Эта мысль в 1939 г. была высказана И. П. Герасимовым и К. К. Марковым [14].

Но в течение последних 15 лет гляциологическая и палеогляциологическая теория обогатилась новыми идеями М. В. Тронова о внутренних факторах оледенения, или, иначе, о саморазвитии оледенения. Нельзя сказать, что эти идеи ранее были совершенно чужды гляциологам. Их излагал, например, английский палеоклиматолог К. Брукс [7]. Но М. В. Тронов показал общее значение саморазвития ледников [49, 50].

«Важно подчеркнуть,— писал он,— что на проблему собственного развития ледников, их собственных свойств развития должного внимания до сих пор обращено не было: в комплексе вопросов истории оледенений она занимала лишь некоторое подчиненное место на основе представления, что ледник есть продукт климата, что функциональные связи оледенения с климатом характеризуются в первую очередь подчинением ледниковых процессов климату... Между тем развитие ледника есть особый природный процесс, и было бы ошибочным считать оледенение просто «проявлением климата» [50, стр. 7]. М. В. Тронов пишет далее, что он имеет в виду изменения ледников, «неподчиненных климатическому изменению или даже происходящих «вопреки» климату» [50, стр. 8]. Совершенно ясно, что это новая концепция, а не старый взгляд, рассматривающий ледник как послушное «дитя» климата. Мы пользовались раньше понятием и выражением «гидрократические (собственные) изменения» вод, точно так же можно говорить о «гляциократических изменениях» ледников.

Совершенно ясно, что имеется в виду не частная, а общая проблема гляциологии и палеогляциологии. Она только разработана М. В. Трановым на частном примере Алтая.

Приведем два примера саморазвития ледников, одинаково важных для гляциолога и для палеогляциолога.

Горное оледенение. Представим себе, что впадина в горах (например, древний цирк) заполняется ледником, спускающимся со склонов. Причиной является ухудшение климата. Впадина заполнилась льдом, но сечение выводной долины мало и не обеспечивает отток льда, вследствие чего цирк заполнился льдом и поверхность его поднялась. До сих пор развитие оледенения идет согласно с изменением климата. Но в дальнейшем, даже если климат улучшится и снеговая линия поднимется, оледенение сохранится, пока его поверхность лежит выше снеговой линии. «Гармония» между климатом может нарушиться и еще более. Оледенение может само возрасти, несмотря на улучшение климата, так как воздух над ним охладится и понизит снеговую линию, хотя вокруг она в это время повысилась.

По словам М. В. Тронова, подпруживание может вызвать поднятие ледниковой поверхности на 350 *м* (в условиях Алтая).

Если улучшение климата продолжится, то ледник, наконец, начнет убывать, и вся «постройка» рухнет. Восстановившиеся отдельные ледниковые языки отступят очень быстро, не образуя тех стадиальных морен, которые отложились в соседних долинах. Следовательно, число стадиальных морен в соседних долинах может быть закономерно различно. Обычное же механическое сопоставление морен неправильно.

Теоретические построения М. В. Тронова проверил Л. Н. Ивановский [25] на следах древнего оледенения Чуйских Альп Алтая и доказал применимость теории подпруживания к истории древнего оледенения гор.

Покровное оледенение. Вопросы саморазвития для покровного оледенения известны лучше, чем для горного оледенения. На них обращали внимание К. Брукс [7] и другие. Теорию этой части проблемы разбирает М. В. Тронов подробно, но мы ее поясним лишь в самых общих чертах. Ледниковые покровы велики и поэтому они сами влияют на климат очень значительно. Создаваемый ими антициклон становится тормозом для увеличения покрова льда. Представим себе схему (рис. 125). Верхняя кривая — климатическая. Ледниковый покров зарождается из-за ухудшения климата (опускание верхней кривой). Затем климат улучшается, но ледниковый покров создал сам свой, местный, ледниковый климат и продолжает увеличиваться — саморазвивается. Только достаточно резкое улучшение климата будет, наконец, в состоянии прервать рост ледникового покрова.

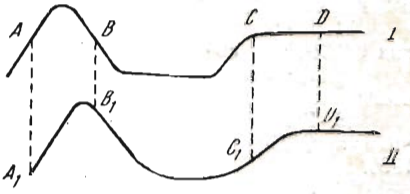


Рис. 125. Пример саморазвития оледенения. Климатическая (*I*) и ледниковая (*II*) кривые непараллельны (по М. В. Тронову): $A_1B_1C_1Д_1$ — разные размеры оледенения при одинаковом состоянии климата (*A, B, C, Д*)

Заключение. В своей последней книге в 1960 г. М. В. Тронов приходит к выводу о метахронности, о которой К. К. Марков говорил еще в 1938 г.: «Из наших обоснованных здесь сопоставлений вытекает еще принципиально важный вывод или замечание о возможности и естественности неодинакового хода развития оледенения на разных участках земной поверхности... Так, например, повышение земных температур воздуха могло бы только увеличить шансы развития оледенения на Северо-Востоке Азии, а в Западной Европе оно оказало бы противоположное влияние... Отсюда следует вывод о возможности еще большего разнообразия и как бы самостоятельности в поведении очагов оледенения» [50, стр. 103].

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климат СССР. Изд-во МГУ, 1956.

2. Аляв дин Ф. А., Михан ков Ю. М., Рясина В. Е., Хлебников В. К. Информационное сообщение о результатах совместного маршрута по Южному Приобью. «Информ. сб. Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 39. Изд-во АН СССР, Л., 1960.

3. Ананьев Г. С. О четвертичном оледенении Центрального Забайкалья. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геогр., 1962, № 4.

4. Арембовский И. В. Стратиграфия четвертичных отложений Юга Восточной Сибири. «Тр. Иркутск. ун-та», сер. геол., 1958, т. 14, вып. 2.

5. Башенина Н. В. О роли ледникового периода в формировании рельефа

Патомского нагорья и Восточного Забайкалья. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 2.
6. Берг Л. С. Очерки по физической географии. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1949.
7. Брукс К. Климаты прошлого. ИЛ, М., 1952.
8. Бурачек А. Р. Древнее оледенение Патомского нагорья. «Вопр. геогр.», сб. 3. Географгиз, М., 1947.
9. Бурачек А. Р. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Госгеолтехиздат, М., 1955.
10. Великовская Е. М. Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыпи. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., 1946, вып. 6.
11. Великовская Е. М. О генезисе некоторых типов континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Зайсанской котловины. «Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», № 21. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1957.
12. Виппер П. Б. Послеледниковая история ландшафтов в Забайкалье. «Докл. АН СССР», 1962, т. 145, № 4.
13. Воскресенский С. С. Основные черты четвертичной истории юго-западного Прибайкалья. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
14. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1939.
15. Гербова В. Г. К стратиграфии четвертичных образований дельты р. Селенги. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 32. М., 1959.
16. Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. В кн.: «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
17. Гросвальд М. Г. Районы современного оледенения Восточного Саяна. В кн.: «Гляциологические исследования», Изд-во АН СССР, М., 1962.
18. Думитрашко Н. В. Проблема происхождения Байкала и оледенение Прибайкалья. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 68. М., 1956.
19. Думитрашко Н. В., Олюнин В. Н. Основные вопросы геоморфологии Байкальской горной области и Западного Забайкалья. «Мат-лы Второго геоморф. совещ.». Изд-во АН СССР, М., 1959.
20. Живаго А. В. Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай). «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 39. М., 1949.
21. Забелин И. М. О характере последнего оледенения в верховьях рек Иркута и Китоя. «Вестн. Моск. ун-та», 1950, № 12.
22. Зорин Л. В., Бан Е. А. Реконструкция долинной сети Восточного Забайкалья в связи с поисками строительного минерального сырья. «Мат-лы Второго геоморф. совещ.», Изд-во АН СССР, М., 1959.
23. Ивановский Л. Н. Новые данные по современному и древнему оледенению Теректинского хребта на Алтае. «Тр. Томск, ун-та», 1957, т. 147.
24. Ивановский Л. Н. О возрасте морен северного склона горного узла Бии Иирду. «Тр. Томск. ун-та», 1957, т. 147.
25. Ивановский Л. Н. Предварительные результаты изучения следов древнего оледенения на Алтае экспедицией Томского государственного университета. В кн.: «Материалы расширенного совещания рабочей группы по гляциологии Советского междуведомственного комитета МГГ 20—24 мая 1958 г. в Москве». М., 1959, (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).
26. Ивановский Л. Н. Ступенчатые кары и их значение для расчленения верхнечетвертичных отложений на Алтае. «Вопр. геогр. Сибири», сб. 4. Изд-во Томск. ун-та, 1962.
27. Калецкая М. С. Развитие рельефа северо-восточного Алтая. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 39. М., 1948.
28. Коржуев С. С. Следы древнего оледенения в Становом хребте и Олекминском Становике. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1956, № 3.
29. Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде. «Тр. Комис. по изуч. четвертичн. пер.», т. XIII. М. — Л., 1957.
30. Лебедев В. Г. Строение рыхлого покрова и история развития рельефа бассейна реки Жуи (Ленский золотоносный район). «Землеведение», 1948, т. 2.
31. Лунсгергаузен Г. Ф. и Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн.: «Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода 16—27 мая 1957 г.». Изд-во АН СССР, М., 1957.
32. Матвеева О. В., Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Предгорного Алтая. «Геология и геофизика», 1958, № 1.
33. Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорий Алтая, горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 31. М., 1960.

34. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. В кн.: «Климаты геологических эпох и перемещение материалов». ГИТТЛ, М. — Л., 1939.

35. Михайлов Н. И. Физическая география Сибири и Дальнего Востока, ч. II. Горы Южной Сибири. М., 1960 (Изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

36. Миханков Ю. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Южного Приобъя. «Инф. сб. Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», № 39. Изд-во АН СССР, Л., 1960.

37. Миронюк Е. П. Древнее оледенение Алданского Нагорья. «Инф. сб. Всесоюзн. Научн.-иссл. геол. ин-та», № 39. Изд-во АН СССР, Л., 1960.

38. Мирчинк С. Г. К оледенению южных склонов Южно-Муйского хребта. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. Госгеолтехиздат, М., 1955.

39. Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд. М-ва геол. и охраны недр СССР, АН СССР, М-ва высш. образов. СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.

40. Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37. М., 1946.

41. Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва». Изд-во АН СССР, М. — Л., 1953, вып. 5.

42. Павловский Е. В. и Семигузов Г. К. Четвертичное оледенение хребта Суннагин (Южная Якутия). «Докл. АН СССР», 1945, т. 48, № 8.

43. Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). Изд-во АН СССР, М., 1960.

44. Селиверстов Ю. П. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая. «Вестн. ЛГУ», геол. и геогр., 1957, № 1.

45. Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая. «Мат-лы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та», нов. сер., № 2. Изд-во АН СССР, Л., 1959.

46. Сочава В. Б. О происхождении флоры северных полярных стран. «Природа», 1944, № 4.

47. Суетова И. А. Площади древнего оледенения территории СССР. «Природа», 1962, № 9.

48. Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1954.

49. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва», нов. сер. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1949, вып. 9.

50. Тронов М. В. Проблема развития ледников. Изд-во Томск. ун-та, 1960.

51. Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 26, М., 1960.

52. Щербакова Е. М. О возрасте и развитии Восточного Саяна. В кн.: «Материалы по палеографии», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1954.

53. Щербакова Л. Н. Новые материалы по орографии и современному оледенению Восточного Саяна. «География и хозяйство», сб. 3—4. М., 1958 (изд. геогр. фак. МГУ, ротопринт).

54. Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 26. М., 1960.

55. Granö I. G. Les formes du relief dans l'Altai russe et leur genèse. Helsinki, 1917.

Глава V

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Первые наблюдения П. А. Кропоткина, положившие начало теории материкового оледенения, были сделаны в горных районах Южной Сибири. Наступила столетняя дата этих наблюдений (1865 г.). Теория материкового оледенения равнин получила свое начало в горных исследованиях (Альп, Саян).

Исследование горных районов для построения стратиграфической шкалы четвертичной системы [14] явилось вообще вторым крупнейшим успехом палеогеографии четвертичного периода.

В настоящее время мы вступили в третий этап. Он ознаменован изменением представлений о подвижности земной коры. Когда А. Пенк и Э. Брикнер заканчивали свой главный труд, считалось общепризнанным, что оледенение гор зависело только от планетарных климатических изменений, иначе — от общеклиматического фактора. Но теперь следует в равной мере учитывать тектонический и орографический факторы. Общепризнано, что в четвертичном периоде горы поднимались, а впадины погружались. Но поднятие поверхности гор — на 1000—2000 *м* и более — вызывали местный климатический эффект, равный общеклиматическому эффекту планетарных (допустим — солнечно обусловленных) климатических изменений. Картина еще осложняется противоположной тенденцией изменения климата гор и котловин. В сущности исследователь стоит теперь перед следующей необходимостью: признав новейшие тектонические движения, ему уже невозможно отрицать их непосредственные палеоклиматические последствия.

Между тем эта необходимость не осознана, что в значительной мере обесценивает синхронизацию горных и равнинных оледенений и лишает ее доказательности. Итак, основная проблема четвертичной истории гор вообще, а в частности четвертичной истории горных оледенений, состоит в изучении роли тектонического фактора истории оледенения гор. Эту мысль правильно выразил И. В. Корешков [3], который пишет, что «оледенение всех этих горных сооружений (речь идет о высокогорных районах Советского Союза) вызывалось сводообразным их поднятием» [3, стр. 136]. Но механизмы планетарных — общеклиматических и местных — тектонически обусловленных климатических изменений различны. Поэтому их палеогляциологические последствия различны. Это один из выводов концепции метахронности оледенений.

Не следует забывать и роль орографического фактора. Равные изменения климата вызывают разные изменения размеров ледников, если рельеф различен. Особенно велико значение выровненных поверхностей гор, когда снеговая граница прикасалась к ним. Происходило резкое изменение условий питания ледников. М. В. Тронов совершенно прав, отмечая, что «оледенение находилось в гораздо лучших условиях, так как тогда в хионосферу входили громадные уплощенные пространства» [10, стр. 3].

Наконец, теория саморазвития ледников показывает, что и в равных климатах ледники развиваются различно (см. выше).

Итак, современная теория палеогляциологии гор довольно сложна. С ней утратили связь многие конкретные исследования. Это понижает теоретическое и практическое значение выводов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР И ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

1. Теория неотектонических движений земной поверхности [6] говорит, что горы Советского Союза преимущественно поднимались. Из этого неизбежно следует, что более древние следы оледенений скрывались под следами более молодых оледенений, включая современные фирны и льды.

Если горы поднимались, оледенение увеличивалось в размере. Поднятие гор не может объяснить ритма ледниковых и межледниковых эпох. В устойчиво опускающихся горных котловинах оледенение, напротив, уменьшалось или исчезало.

2. По мере поднятия гор появлялась гамма высотных природных поясов. По мере расширения гор увеличивалась засушливость внутренних областей.

3. Высокие горы Советского Союза возникли до начала четвертичного периода. Только часть поднятия относится к плейстоцену. Однако плиоценовое оледенение гор не было значительным. Горы в конце плиоцена — эоплейстоцене были несколько ниже современных, а климат теплее (хотя и несколько влажнее). Со времени валдайского, а может быть и днепровского, оледенения амплитуда поднятия гор незначительна.

4. Помимо местного влияния поднятия гор на горные климаты и оледенение, последнее представляло собой планетарный процесс, так как влияло на весь тепловой баланс и на климат всей Земли.

ОРОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР И ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Гляциология оперирует понятием ледникового коэффициента, подразумевая отношение площади питания к площади расхода льда. Конечно, это отношение не выражается какой-либо постоянной цифрой, как думали в XIX в. Но нельзя отрицать связь размеров ледника и площади его питания. Последняя же зависит от орографии. Она тем больше, чем больше площадь гор выше снеговой линии. Поэтому выровненные пространства гор обеспечивают более значительное оледенение, чем расположенные на той же высоте узкие горные гребни.

В разных горных районах оледенение будет всегда иметь различные размеры, если рельеф этих районов различный. Об этом забывают, когда считают, что различные размеры древних ледников соседних районов сами по себе доказывают различный возраст этих ледников и отложенных ими морен. Если горный свод поднимается, поверхность его постепенно расчленяется разрывами и размывом, что ухудшает условия

развития оледенения: «Наличие широкого не расчлененного эрозией и разрывной тектоникой свода создавало значительно лучшие условия для фирнового питания по сравнению с современными. Фирновые поля были неизмеримо более обширными и обеспечивали лучшее питание ледников» [3, стр. 80]. Не было ли расчленение гор причиной уменьшения размеров древнего оледенения от предпоследней к последней «ледниковой эпохе»? Не является ли причина этого процесса чисто орографической?

ОБЩЕКЛИМАТИЧЕСКИЙ ФАКТОР И ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

1. Ритмику оледенения равнин и гор можно объяснить только влиянием общеклиматического фактора. Это относится к средне-, верхнеплейстоценовым оледенениям. Последние в принципе можно параллелизовать с ледниковыми эпохами равнин (валдайской и днепровской). Этот вывод не относится, однако, к Северо-Востоку (см. выше). Кроме того, следует учесть расположение горизонтальных географических поясов (зон) в эпохи оледенения.

2. Климат внешнего пояса гор в ледниковые эпохи в различных горных районах изменялся различным образом. Климат становился более влажным в горах Кавказа и Средней Азии, но более сухим в горах Альп, Карпат и Юга Сибири. Первые находились в условиях плювиального климата, что было вызвано смещением к югу пояса умеренного климата и его циклонической циркуляции и значительным удалением гор от ледниковых покровов Севера. Альпы, Карпаты, горы Южной Сибири, расположенные севернее Кавказа и гор Средней Азии и ближе к границам ледниковых покровов, оказались в перигляциальной зоне (сухой и холодной).

«Причины ранних оледенений гор были тектонические, а поздних оледенений гор — общеклиматические» [1].

3. На равнинах и отчасти в горах сосуществовали два главных типа оледенения: наземное и подземное — с различной динамикой их развития.

4. Снеговая граница к востоку вообще и к центру отдельных горных массивов в частности повышалась и притом более резко, чем ныне. Следовательно, местные природные контрасты в общем сохранялись и в то же время усиливались.

5. По имеющимся в настоящее время (1961 г.) данным амплитуда климатических колебаний, отраженная в контрастности ледниковых и межледниковых условий, становилась резче к северу (от 35 до 70° с. ш.) не только на равнинах (см. выше), но и в горах.

Вероятно, это явление выражало общий палеогеографический закон, гласящий, что изменчивость природы возрастает от низких широт к высоким. Для четвертичного периода это заключение обосновано с позиций гипотезы М. Миланковича [5] и гипотезы солнечно обусловленных климатических изменений [13].

ВЗАИМНОЕ ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО, ОРОГРАФИЧЕСКОГО И ОБЩЕКЛИМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ НА ИСТОРИЮ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

1. Природная обстановка становилась изменчивее по мере увеличения географической широты местности, с севера на юг.

2. Природная обстановка была изменчивее в районах морского климата и более стабильна в районах континентального климата.

3. В ледниковые эпохи природные контрасты отдельных районов территории СССР не только сохранились, но стали резче современных. Только в перигляциальной полосе условия отчасти нивелировались благодаря распространившемуся с запада на восток влиянию ледниковых покровов.

4. Интенсивность древнего наземного оледенения убывала к востоку вместе с возрастанием континентальности климата. Пространственная схема изменения: ледниковый щит — ледниковые покровы — горно-предгорные оледенения. Слабая «вспышка» интенсивности оледенения предполагается в полосе муссонного климата Дальнего Востока.

5. Увеличение интенсивности древнего подземного оледенения к востоку; поэтому — явление дисимметрии криосферы.

6. Метахронность развития оледенения в условиях резко различного морского и континентального климата суши.

7. Три главные закономерности изменения природы: направленные изменения, ритмические изменения, разнонаправленные местные изменения.

8. Четыре ледниковые эпохи в Европейской части СССР и, вероятно, в Западно-Сибирской низменности. Они совпадают со вспышками перигляциальных флор.

9. Бореальные условия плиоцена, ледниковые условия четвертичного периода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно выделить следующие три типа территорий древнего оледенения с возрастающей сложностью природных изменений: 1) дно океана, 2) платформы — равнины суши, 3) горы.

1. Дно океана. Процессы седиментации отражают общеклиматические изменения в самом обобщенном виде. Так как изменения количества атмосферных осадков не может иметь никакого значения, остается роль изменения температуры воды. Проблема метахронности оледенения не имеет никакого значения. Роль тектонического фактора имеет подчиненное значение.

2. Платформа — равнина суши. Процесс седиментации отражает общеклиматические изменения во всей их сложности. Изменения температуры поверхности суши и изменения количества осадков имеют различное значение в морских и континентальных климатах. Поэтому возникает и проблема — метахронности оледенения в ее климатическом аспекте.

3. Горы были высоки уже в плиоцене, а может быть, и в миоцене. Они достигают снеговой линии (хионосферы) в конце плиоцена или в начале четвертичного периода (тектонический фактор). Обширность нерасчлененных поверхностей стала причиной большого размера оледенения в начале четвертичного периода, которое достигает максимума на разных сводах метахронно, вследствие индивидуального характера поднятия разных сводов. По мере расчленения поверхности сводов (орографической) оледенение убывает.

До тех пор пока свод энергично поднимается, ведущими факторами оледенения являются тектонический и орографический. Межледниковые эпохи выражены только в предгорьях.

Во второй половине четвертичного периода поднятие замедляется и общеклиматический фактор вызывает распространение ритмов оледенений-межледниковий в горы. Отчетливость последних возрастает

также с увеличением географической широты. В зависимости от близости климатического воздействия ледниковых покровов на горные оледенения в различных горах были ледниковые эпохи сухие и влажные и межледниковые эпохи сухие и влажные.

Три выделенных типа территорий относятся к трем основным типам страторайонов. Легко видеть, что они отличаются по характеру новейших тектонических движений. Границы страторайонов

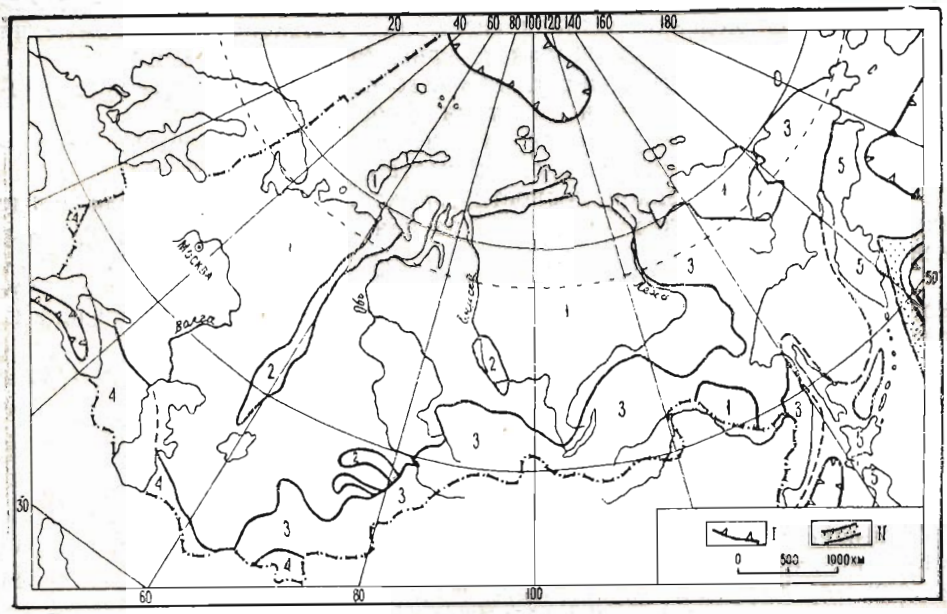


Рис. 126. Страторайоны — районы различных новейших тектонических движений (границы по Н. И. Николаеву и С. С. Шульцу):
1 — материковые платформы; 2 — области горообразования с относительно уменьшенными градиентами движений; 3 — области интенсивного горообразования в зонах докембрийской, палеозойской и мезозойской складчатости; 4 — области интенсивного горообразования в зоне альпийского складчатого пояса Юга СССР; 5 — геосинклинальная область; I — граница областей с пониженной толщиной земной коры; II — глубоководные впадины

являются границами между территориями, выделенными Н. И. Николаевым и С. С. Шульцем [6] по различному характеру новейших тектонических движений (рис. 126).

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1939.

2. Горецкий Г. И. О перигляциальной формации. «Бюл. Комис. по изуч. четвертич. пер.», № 22. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1958.

3. Корешов И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, М., 1960.

4. Кропоткин П. А. Поездка в Окинский караул. «Зап.-сиб. отд. геогр. о-ва», вып. 9—10. СПб., 1867.

5. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. В кн.: «Климаты геологических эпох и перемещение материалов». ГИТТЛ, М. — Л., 1939.

6. Николаев Н. И., Шульц С. С. Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Изд. М-ва геол. и охраны недр СССР, АН СССР, М-ва высш. образов. СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.

7. Павлов А. П. Генетические типы материковой и послеледниковой эпохи. «Изв. геол. комитета», т. VII. СПб., 1889.
8. Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.
9. Соболев Д. Н. Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины. «Изв. Русск. геогр. о-ва», 1924, № 1—2.
10. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. «Изв. Всесоюзн. геогр. о-ва», нов. сер. Изд-во АН СССР, М. — Л., 1949. вып. 9.
11. Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных образований. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1950.
12. Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. «Научн. докл. высш. школы», 1958, № 1.
13. Эйгенсон М. С. Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Изд-во Львовск. ун-та, 1957.
14. Penck A., Brückner E. Die Alpen Eiszeitalter, Bd. I—III. Leipzig, 1901—1909.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 7

ТЕРМИНОЛОГИЯ (*К. К. Марков*) 7

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД — ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД (*К. К. Марков*) 8

Развитие ледниковой теории 8
Планетарное значение древнего оледенения 15

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД — АНТРОПОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД (*Г. И. Лазуков*) 18

Стратиграфическое значение палеолитических стоянок 20
Геологический возраст различных эпох палеолита 22
Палеогеографические условия времени обитания палеолитического человека 23

ИСТОРИЯ ПРИРОДЫ ЕВРАЗИИ ПЕРЕД НАЧАЛОМ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (*К. К. Марков*) 25

Увеличение площади и высоты суши 25
Увеличение изоляции Полярного бассейна 26
Эволюция географических зон 27
Литература 32

Часть первая. ОБЛАСТЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА 34

Глава I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ (*К. К. Марков*) 34

Площадь древнего оледенения 34
Разделение области на районы 35
Литература 36

Глава II. РАЙОН ЕВРОПЕЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА (*К. К. Марков*) 37

Вводные замечания 37
Рельеф 37
Современная поверхность (37). Поверхность коренных пород (38).
Новейшие тектонические движения 38
Унаследованность и автономность четвертичных тектонических движений (39). Древние долины и новейшая тектоника (43).
Разделение района 45
Дочетвертичные образования 45
Кольский полуостров (45). Литва (46).
Граница плиоцена и четвертичного периода 46
Общий характер территории и отложений (46). Проблематическое нижнеплейстоценовое предокское покровное оледенение (46). Разрезы (47). О стратиграфической самостоятельности двух нижних морен Белоруссии (52).
Два опорных разреза 53

Разрез Мизерна в Южной Польше (53). Похолодание, но не покровное оледенение (54). Разрез Нижней Камы (55).
Русская равнина в целом 60
Данные В. П. Гричука (60). Данные Е. Н. Ананової (62).
Выводы 63
Основные разрезы отложений плейстоцена 63
О наименовании ледниковых и межледниковых эпох (63). Лихвинский (чекалинский) разрез и лихвинская межледниковая эпоха (64). Разрез близ Рославля (у поселка Подруднянского) и рославльская межледниковая эпоха (71). Разрез реки Мги близ Ленинграда (73).
Морские мгинские межледниковые отложения Севера Русской равнины . . 76
Бореальное море (78). Северное море (84). Палеогеография западной части Северного Полярного бассейна (87).
Континентальные мгинские межледниковые отложения 88
Растительный покров и климат мгинской межледниковой эпохи (89).
Разделение валдайской ледниковой эпохи 92
Верхнеплейстоценовая ледниковая эпоха (92). О понятии «межледниковая эпоха» (97). Замечания по поводу стратиграфии ледниковых отложений Украины (99).
Межстадиальные потепления климата валдайской ледниковой эпохи . . . 99
Конкретные схемы (101). Ледниковые озера (102). Потепление аллерёд (103).
Проблемы палеогляциологии ледникового покрова 110
Метахронность оледенений и трансгрессий (112). Центры оледенений и распространение различных горизонтов морен (113). Перемещение скандинавского центра оледенения (113). Роль кольского центра оледенения (114).
Внеледниковые (перигляциальные) образования 114
Общие замечания (114). Наблюдения в Антарктиде и в Гренландии (116). К истории изучения перигляциальных образований (117). Литолого-морфологические признаки перигляциальных образований (118). Перигляциальные флоры (119). О климатической «асимметрии» ледниковых эпох (125). Материковые дюны (125).
Основные выводы 126
Голоцен 127
История морских побережий (127). История озер (132). История торфяных болот (133). Палеогеографические особенности (135). Еще раз о границе плейстоцена и голоцена (135).
Палеогеографическая реконструкция 136
Четыре основных элемента растительности (136). Палеогеографические схемы (138).
Тенденции развития природы 139
Показательные флористические виды (139). Регрессивное развитие флоры (139). Прогрессивное развитие флоры (139). Еще раз о нижней границе четвертичного периода (141).
Выводы 142

Литература 143

Глава III. РАЙОН УРАЛО-СИБИРСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ И СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН (*Г. И. Лазуков*) . . 151

Вводные замечания 151
Границы ледниковых покровов и центры оледенений 151
Северо-Восток Русской равнины, Пай-Хой и Урал 152
Рельеф и оледенение (152). Характер поверхности дочетвертичных отложений (153).
Стратиграфия отложений 154
Окское (нижнеплейстоценовое) оледенение (155). Лихвинское межледниковье (155). Эпоха днепровского (максимального) оледенения (157). Московское оледенение (стадия) (158). Мгинское межледниковье (160). Бореальная трансгрессия (160). Эпоха валдайского оледенения (161). Поздне- и послеледниковое время (162).
Север Западно-Сибирской низменности 163
Рельеф (164). Характер поверхности дочетвертичных отложений (164). Основные этапы развития рельефа (166). Естественноисторическое районирование (166).
Стратиграфия отложений 167
Область распространения четвертичных трансгрессий 167
Северо-Запад низменности (Обско-Пуровское междуречье) 168

Ямальская серия (168). Природные условия времени аккумуляции салехардской свиты (177). Палеогеографическая обстановка времени аккумуляции осадков ямальской серии (178). Казанцевская свита (181). Природные условия времени аккумуляции казанцевской свиты (181). Зырянское оледенение (182). Отложения современных долин (182)
Северо-Восток Западно-Сибирской низменности (бассейн Нижнего Енисея и Енисейско-Тазовское междуречье) 185
Нижне- и среднеплейстоценовые отложения (185). Самаровский горизонт (186). Мессовско-ширтинский горизонт (187). Санчуговско-тазовский горизонт (187). Природные условия времени аккумуляции санчуговско-тазовских отложений (188). Казанцевская свита (189). Отложения зырянского оледенения (190). Сопоставление основных этапов развития Обско-Пуровского и Приенисейского районов (190).
Ледниковая область 192
Нижнеплейстоценовое (демьянское) оледенение (192). Тобольское межледниковье (193). Эпоха максимального (самаровского) оледенения (195). Вопрос о тазовском оледенении (стадии) (198). Верхний плейстоцен (201). К вопросу о стоке Оби и Енисея в эпоху максимального оледенения (202). Основные этапы развития многолетней мерзлоты (203). Основные особенности четвертичной истории внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности (204).
Центральная Сибирь 208
Рельеф и поверхность дочетвертичных пород (207) . . . . . .
Стратиграфия отложений 207
Нижний плейстоцен (208). Первая половина среднего плейстоцена (209). Эпоха максимального оледенения (209). Санчуговская трансгрессия (212). Казанцевская трансгрессия (214). Эпоха зырянского оледенения (214). Каргинское время (215). Сартанское горно-долинное оледенение (215). Послеледниковое время (216).
Северный Ледовитый океан и острова Советской Арктики 217
Вводные замечания (217). Современное оледенение (217). Донные отложения Северного Ледовитого океана (220). Четвертичные отложения островов Советской Арктики (224).
Заключение 227
Литература 229
Глава IV. РАЙОН НАЗЕМНОГО И ПОДЗЕМНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ (*К. К. Марков*). 236
История двух концепций 236
Важнейшие современные природные условия 237
Современное оледенение (239).
Природные условия в неогене 249
Плиоценовая тайга на Севере Сибири (249). Неледовитый Полярный бассейн (250). Увеличение местных контрастов природы (250).
О влиянии перемещения полюсов 251
Новейшие тектонические движения 252
Типы отложений 253
Палеоботанические данные (254). Направленные изменения растительного покрова (257). Ритмические изменения растительного покрова (258). Стратиграфическое и геоморфологическое положение ископаемых флор (258).
Новосибирские острова 260
Остров Врангеля 261
Палеогеография 262
Эоарктика (262). Наземное оледенение (264). Голоцен (267). Подземное оледенение (268). Метахронность оледенения (268). Антагонизм наземного и подземного оледенений (270).
Терминология 272
Выводы 273
Литература 273
Глава V. РАЙОН ГОРНОГО И ПРЕДГОРНОГО ТИХООКЕАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (*К. К. Марков*) 278
Важнейшие современные природные условия 278
Рельеф и новейшая тектоника (278). Климат (279). Современное оледенение (280).
Типы отложений 281
Стратиграфия отложений 282

Отложения дна Охотского и Берингова морей и северо-западной части Тихого океана (282). Стратиграфическое значение донных отложений морей (286). Морские террасовые уровни (288). Древнее оледенение (291). Детализация стратиграфических схем (294).
Древность и молодость современного ландшафта Дальнего Востока . . . 297
Выводы . . . 298
Литература . . . 300
Часть вторая. ОБЛАСТЬ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ВЫСОКИХ ГОР ЮГА СССР . . . 302
Введение . . . 302
Глава I. ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ (*К. К. Марков*) . . . 304
Литература . . . 305
Глава II. КАВКАЗ (*К. К. Марков*) . . . 306
Современное оледенение . . . 306
Ледники (306). Снеговая линия (306). Динамика (307).
Древнее оледенение . . . 308
К истории вопроса (308). Распространение морен (309). Вопрос о плиоценовом оледенении (310). Сопоставление ледниковых и морских отложений (313). Ботанико-географические, палеоботанические данные и ледниковая история (313).
Новейшие тектонические движения . . . 316
Вводные замечания (316). Количественная характеристика (317).
Заключение . . . 319
Литература . . . 320
Глава III. ГОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ (*К. К. Марков*) . . . 322
Введение . . . 322
Современное оледенение . . . 322
Размеры (322). Климат (323). Ледники (323). Снеговая линия (324).
Древнее оледенение . . . 325
Вводные замечания (325). Распространение морен (328). Депрессия снеговой линии (332). Палеоботанические спорово-пыльцевые данные (334).
Новейшие тектонические движения . . . 335
Вводные замечания (335). Количественная характеристика (335). Ведущая роль тектонического фактора (336). Общеклиматический фактор в истории оледенения гор (339).
Литература . . . 341
Глава IV. ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ (*К. К. Марков*) . . . 344
Введение . . . 344
Географическое положение (344). Орография (344).
Современное оледенение . . . 345
Климат (345). Ледники (346). Снеговая линия (347).
Древнее оледенение . . . 347
Вводные замечания (347). Признаки ледниковых эпох (348). Древняя снеговая линия (351). Стратиграфические данные по районам (352). Ботанико-географические данные (357).
Новейшие тектонические движения . . . 357
Саморазвитие ледников . . . 358
Общая постановка вопроса (358). Горное оледенение (358). Покровное оледенение (359). Заключение (359).
Литература . . . 359
Глава V. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (*К. К. Марков*) . . . 362
Тектонический фактор и древнее оледенение . . . 363
Орографический фактор и древнее оледенение . . . 363
Общеклиматический фактор и древнее оледенение . . . 364
Взаимное влияние тектонического, орографического и общеклиматического факторов на историю древнего оледенения . . . 364
Заключение . . . 365
Литература . . . 366

**Константин Константинович Марков, Григорий Иванович Лазуков,
Владимир Александрович Николаев**

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД (ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД—
АНТРОПОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД)

Том I

Территория СССР

Тематический план 1964 г., № 42

Редактор *В. Л. Кислов*. Технический редактор *К. С. Чистякова*
Корректоры *М. И. Эльмус, Л. С. Гришаева, В. П. Кададинская*

Сдано в набор 30 VI 1964 г. Подписано к печати 28 IV 1965 г.
Л-103487 Формат 70×108/16 Физ. печ. л. 23, 25+6 вкл. Усл. печ. л. 32,55
Уч.-изд. л. 46,92 Изд. № 391 Зак. 212 Тираж 2100 экз. Цена 3 р. 00 к.

Издательство Московского университета
Москва, Ленинские горы, Административный корпус.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

3 руб.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА