А.С. Лавров, Л.М. Потапенко

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ



«Аэрогеология»
Москва
2005 г.

А.С. Лавров, Л.М. Потапенко

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

«Аэрогеология»
Москва
2005 г.

УДК 551.791(924.81/.82)

А.С. Лавров, Л.М. Потапенко. **Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины.** Москва, 2005

Книга является первой монографией по широкому кругу проблем гляциальной геологии северо-востока Русской равнины. В ней освещаются история исследований, современный уровень знаний, проблемы и достижения.

Впервые проведен детальный геоморфологический анализ рельефа обширного региона, установлены парагенетические связи между ледниковыми формами и сопряженными с ними террасами приледниковых и интрагляциальных озер и эстуарных бассейнов. При исследовании ледниковых отложений впервые внедрен в практику кинетостратиграфический метод датирования основных морен. Исследованы (с применением инструментов кинетостратиграфии) основные особенности гляциодинамической структуры двух средне- и одного поздненеоплейстоценового ледниковых покровов, плановые и хронологические соотношения ледников различных центров.

Возраст последнего (поздневалдайского) оледенения установлен на основании комплекса результатов гляциоморфогенетического, кинетостратиграфического и палеогидрологического методов с привлечением данных палинологического и радиоуглеродного анализов.

Разработан метод выявления остаточных гляциоизостатических деформаций неоплейстоценовых отложений, охарактеризованы образовавшиеся при этом морфоструктуры, определен порядок их амплитуд. Установлены аналогии поздне-послеледниковых гляциоизостатических поднятий южного побережья Баренцева моря с поздне-послеледниковым поднятием Кольско-Карельского региона, их соотношение с гляциоэвстатическим изменением уровня океана.

Монография представляет собой краткое обобщение исследований северных частей Русской равнины и Западной Сибири, которые были проведены авторами в течение почти сорокалетнего периода работы в составе коллектива Всесоюзного Аэрогеологического треста (ВАГТ), г. Москва, а также Всесоюзного гидрогеологического треста (ВГГТ), г. Москва.

Ответственный редактор
А.Ю. Егоров

Работа выполнена в Федеральном Государственном Унитарном научно-производственном предприятии «Аэрогеология».

© А.С.Лавров, 2005
© Л.М.Потапенко, 2005
© ФГУНПП «Аэрогеология», 2005
Scaneed the Coregonus, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Регион, строению неоплейстоцена которого посвящена данная работа, по современной схеме физико-географического районирования располагается в пределах северо-восточной части Русской равнины. Эта обширная область включает территорию водосборных бассейнов рек Сев. Двины, Мезени и Печоры, впадающих в Белое и Баренцево моря (рис. 1). С юга она ограничена возвышенностью Северных Увалов — восточным окончанием Главного водораздела Европейской части России, отделяющей реки бассейна Каспия от истоков рек, текущих на север. Площадь региона — свыше 1 000 000 км^2

В орографическом отношении он представляет собой полого-волнистую равнину с абсолютными высотами от 60–100 м до 200–250 м. Небольшую часть центра равнины занимают увалистые возвышенности Тиманского кряжа (абс. высоты до 350–450 м), отделяющего бассейны рек Северной Двины и Мезени (Западное Притиманье) от бассейна р. Печоры (Печорская низменность).

Строение плейстоцена в Западном Притиманье и Печорской низменности заметно отличается. К западу от Тимана он нередко имеет относительно небольшую (первые 10–20 м) мощность и неполный разрез, сокращенный за счет выпадения тех или иных горизонтов. В Печорской низменности, особенно севернее широтного колена р. Печоры, в области Большеземельской и Малоземельской тундр, мощность неоплейстоценовых отложений достигает 250–300 м и более, а строение разреза отличается весьма высокой сложностью, как по вертикали, так и по горизонтали. Эти области представляют наибольший интерес с точки зрения информативности. Однако им в этом отношении мало чем уступают бассейн р. Вычегды и Печоро-Вычегодско-Камский водораздельный узел, в строении неоплейстоценового покрова которых запечатлены практически все основные события этого периода времени.

До 60–70% мощности четвертичного покрова составляют глинистые, несортированные отложения, ранее называвшиеся «валунными суглинками», а в последние годы обозначаемые термином «диамиктон». Разными авторами они относятся к совершенно различным генетическими типами: к основной морене или ледово-, ледниково-морским отложениям. Дискуссия между сторонниками гляциальной и антигляциальной гипотез о генезисе «диамиктонов» еще в 60-ых годах прошлого века привела к принципиальным расхождениям и во взглядах на возраст рыхлого покрова. В связи с этим, весьма актуальной становится выработка системы объективных и надежных критериев для проведения как региональных, так и межрегиональных корреляций.

Возникновение антагонистических представлений базировалось на субъективном подходе к оценке ***возможностей и пределов применения биостратиграфического и ритмостратиграфического методов***. Видимо, поэтому диапазон генетико-возрастных различий во взглядах гляциалистов и антигляциалистов с годами не уменьшался, а, скорее, увеличивался до тех пор, пока не стало ясным, что достижение компромисса, не говоря уже о консенсусе, абсолютно невозможно.

Не задерживаясь более на этом вопросе, отметим в заключение ставшую обычной ***некомплексность*** изучения четвертичных отложений, когда их расчленение и картирование базируется на каком-либо одном, максимум двух методах.

На основании личных многолетних исследований плейстоценовых образований обширных территорий северных областей Русской равнины и Западной Сибири, в результате изучения основополагающих научных трудов предшественников и коллег, авторы пришли к выводу о необходимости при всех видах геологических работ применять возможно более широкий комплекс методов. При этом выбранные методы должны быть, во-первых, независимыми от возможного ошибочного использования переотложенных органических остатков, и, во-вторых, быть независимыми друг от друга, что обеспечит взаимный контроль получаемых результатов.

В качестве одного из возможных вариантов предложен комплекс, состоящий из трех основных методов: ***геоморфологического***, ***кинетостратиграфического и палеогидрологического***. Биостратиграфическим исследованиям отводится роль вспомогательных методов, так же как и раз-

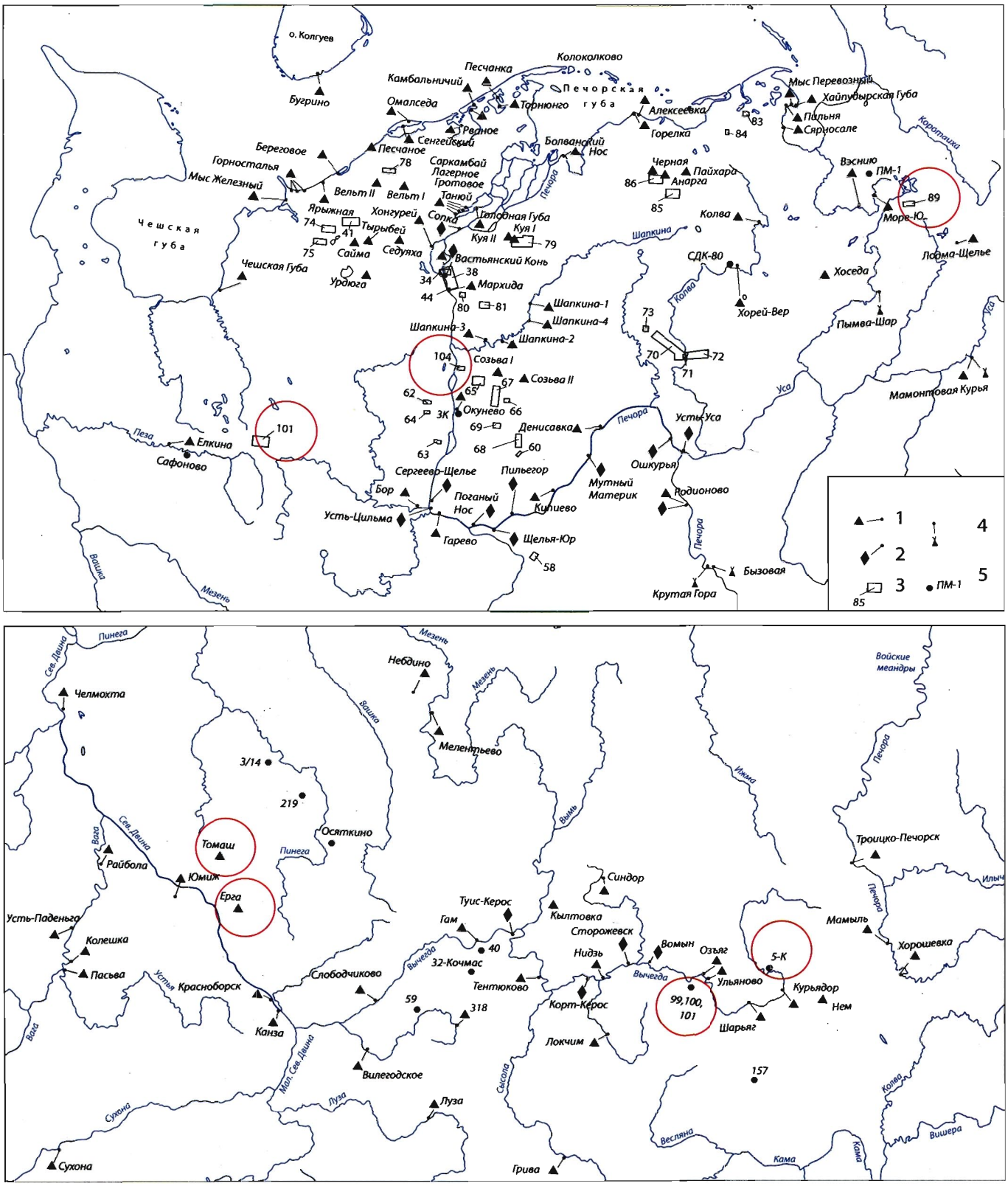


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов и аэрофотоснимков

Условные обозначения: 1 — опорные разрезы, 2 — места отбора серий валунных проб, 3 — местоположение АФС и их номер в тексте, 4 — археологические стоянки, 5 — скважины, упоминаемые в тексте

нообразным физическим методам. За основу подразделения четвертичной системы (плейстоцена) принята стратиграфическая схема 1995 г. (Алексеев и др., 1997).

Настоящая монография не является результатом специальных, целенаправленных тематических исследований. Весь материал, стимулировавший написание этой книги, был получен при проведении в течение многих лет разномасштабных геологосъемочных работ.

Геологосъемочные работы проводились коллективами специалистов высокой квалификации, среди которых необходимо отметить М.А. Анорову-Расновскую, В.Ф. Антонова, Л.А. Безроднову, Б.В. Графского, И.Л. Зайонца, Д.Г. Зилинга, Ю.И. Климова, В.Н. Коломенскую, М.В. Коченову Р.Б. Крапивнера, Т.Т. Лаврову, Е.М. Миловидова, А.Н. Ночкина, М.Я. Родионову, Е.М. Тимофеева (ВГГТ); Р.Р. Атласова, А.П. Зайцева, Г.Я. Зайцеву, З.Г. Королькову, Н.Б. Левину, К.А. Мешалкина, М.А. Назарову, Л.Д. Никифорову, В.Е. Останина, В.И. Розанова, В.М. Смирнову, В.М. Смирнова (ВАГТ).

С самого начала было внедрено использование материалов аэро-, а затем и космических съемок (МАКС). Вскоре выяснилось, что эффект от их применения весьма незначителен без детального исследования морфогенетических особенностей рельефа и, следовательно, строения формирующих его отложений. Этим объясняется повышенное внимание ко всем аспектам изучения плейстоценового покрова.

Работа выполнена в 2003–2004 гг. в ФГУНПП «Аэрогеология», с 1963 по 1990 гг. проводившем геологические исследования севера Русской равнины и Западной Сибири.

Авторы благодарны А.Ю. Егорову, который дал согласие стать научным редактором монографии и во многом способствовал подготовке ее к печати.

Основные проблемы, затронутые в монографии, обсуждались с И.И. Красновым, Д.Д. Квасовым, Е.В. Шанцером, Г.И. Горецким, М.Г. Гросвальдом, А.А. Величко, Б.И. Гуслицером, Л.Н. Андреичевой, Е.М. Тимофеевым, Н.Б. Левиной, А.Н. Степановым, Р.Б. Крапивнером, Ю.А. Лаврушиным, В.И. Астаховым, Х.А. Арсланом, А.А. Асеевым, А.Н. Симоновым, Е.М. Великовской. Это, несомненно, способствовало всестороннему и широкому пониманию возникающих проблем, их решению, а также объективному анализу нового фактического материала. Всем коллегам авторы выражают свою глубокую признательность.

Компьютерное оформление иллюстраций в тексте выполнено М.А. Грачевой, Н.А. Новиковой, Л.М. Потапенко, Н.П. Сайфутдиновой. Обработка фактического материала объемно-петрографического опробования морен сделана Н.А. Новиковой; компьютерное оформление текста рукописи проведено Г.И. Шевыревой. Всем им, обеспечившим подготовку материалов к печати, авторы выражают искреннюю благодарность.

«... надо помнить, что найденное — ничтожная часть пропавшего. ...Никогда не известно, что именно пропало, а считать пропавшее не существовавшим и не вводить на это поправки — ошибка, приводящая заведомо к неправильным выводам».

Лев Н. Гумилёв «Этногенез и биосфера Земли». М.: Танаис ДИ-ДИК, 1994, с. 67

Глава 1
ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Этапы изучения

Изучение плейстоцена северо-востока Русской равнины началось в середине XIX столетия, и его история четко делится на три этапа

Первый этап — начало исследований — вторая половина XIX века и первые два десятилетия XX века. Редкие маршруты отдельных исследователей носили рекогносцировочный характер. Обследование береговых обнажений производилось попутно с другими работами — географического, этнографического и т.п. характера. Первые научные сведения о четвертичных отложениях севера Европейской части России изложены в труде Р.И. Мурчисона (1843). Он придерживался дрифтовой гипотезы происхождения основной части постплиоценовых отложений, в том числе горизонтов суглинистых плохо сортированных пород, содержащих крупнообломочный материал. Позднее их называли валунными суглинками, а в последние годы — диамиктонами. А.А. Кейзерлинг (1849), А.Г. Шренк (1855), А.А. Штукенберг (1865), Н.Н. Барбот-де-Марни (1868), Ф.Н. Чернышев (1894, 1904, 1915) разделяли взгляды Р.К. Мурчисона. Но уже в трудах Рамзая (1898), К.А. Воллосовича (1900) и В.П. Амалицкого (1905) прочные позиции завоевывает теория ледникового происхождения диамиктонов.

Итогом исследований первого этапа были самые общие сведения о наличии в составе плейстоценового покрова нескольких моренных горизонтов, разделенных межледниковыми толщами. Сделаны первые попытки (Рамзай, 1912) реконструировать направления движения ледников по особенностям петрографического состава крупнообломочного материала диамиктонов, установлено существование ледниковых покров, исходивших из Скандинавии, Новой Земли и Уральского центра оледенений.

Второй этап — маршрутные исследования первой половины XX века — отличается отчетливо выраженной целенаправленностью исследований, проводившихся в основном по долинам рек и выполненных специалистами высокой квалификации и обширной эрудиции: В.А. Варсанофьевой, А.А. Григорьевым, Т.А. Добролюбовой, В.П. Кальяновым, А.А. Корчагиным, Н.А. Куликом, И.И. Красновым, М.А. Лавровой, В.В. Ламакиным, Ю.А. Ливеровским, Б.К. Лихаревым, П.С. Макеевым, А.А. Малаховым, Г.Н. Огневым, Ю.Л. Рудовицем, Г.А. Черновым, В.М. Янковским и др. Итогом работ второго этапа явилось установление основных особенностей строения покрова четвертичных отложений и генезиса отдельных его компонентов. Выделены горизонты морских, ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых, озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений. Появляются работы, в которых рассматриваются некоторые особенности рельефа региона: лестницы речных террас, зандровые поля, фрагменты поясов конечных морен, моренные равнины и озовые гряды, морские террасы Баренцеворского побережья. Дискуссионными являются вопросы о количестве покровных оледенений, их границах, о числе и размерах межледниковых морских трансгрессий. Дрифтовая гипотеза происхождения валуносодержащих глинистых отложений отвергнута, несмотря на возражения Н.А. Кулика (1926) и П.С. Макеева (1935). Общее состояние изученности плейстоцена освещается в нескольких крупных работах (Варсанофьева, $1939_{1,2}$; Чернов, 1939, 1947; Лаврова, 1937, 1949, 1952; Лаврова и Троицкий, 1960; Яковлев, 1956).

Слабой стороной являлось отсутствие материалов геологических съемок и бурения. Вследствие этого, рельеф водораздельных пространств остался практически неизученным. Комплекс аналитических методов был весьма ограничен. Большинство из применяемых в настоящее время видов анализов отсутствовало.

Детально исследовались остатки морских организмов, но комплексы валунов, содержащихся в диамиктонах, изучались недостаточно, ограничиваясь находками «руководящих» валунов и общими сведениями об их петрографическом составе (Яковлева, 1976 и др.). Изредка замерялась ориентировка валунов.

Весьма однообразные и скудные описания диамиктонов в работах исследователей второго этапа объясняются, видимо, тем, что ледниковый генезис этих отложений не вызывал никаких сомнений и воспринимался априори, снижая детальность описаний, полноту и остроту натурных наблюдений. Гляциализм постепенно превращался из научной точки зрения в догму. В этом заключается, по нашему мнению, одна из причин реанимации и резкого оживления антигляциалистических взглядов, которыми характеризуется третий этап изучения плейстоцена северо-востока Русской равнины.

Третий этап — вторая половина XX века — это период накопления огромной массы фактического материала, по объему и информативности далеко превосходящего сведения, полученные в течение первых двух этапов. Широким фронтом развертываются среднемасштабные геологосъемочные работы (полистная съемка м-ба 1: 200 000), с конца 50-х годов нарастает темп картировочного и инженерно-геологического бурения, в практику исследований энергично внедряется комплекс аналитических работ, появляются результаты датирования радиоуглеродным методом органических (в основном растительных) остатков.

В то же время третий этап — это период крайне резкого обострения противоречий во взглядах исследователей практически по всем вопросам, относящимся к плейстоцену. К середине этапа четко оформились два направления исследований: гляциализм и антигляциализм, а непримиримость в дискуссиях достигла апогея.

Антигляциализм *(возрождение дрифтовой гипотезы).* До конца 50-х годов XX века ледниковое происхождение валуносодержащих суглинистых отложений (диамиктонов) практически не подвергалось сомнению. В результате внедрения в практику микрофаунистического анализа обнаружилось, что диамиктоны в северных районах Печорской низменности и Западной Сибири содержат раковины фораминифер, нередко весьма многочисленные. Естественным следствием стало широкое распространение мнения о ледово- или ледниково-морском генезисе диамиктонов и бурное возрождение дрифтовой гипотезы. Многочисленные сторонники ее образовали группы, придерживающиеся различной степени радикализации: от признания возможного развития ледников в горных системах Урала и Новой Земли до абсолютного отрицания материковых оледенений.

Возрождению антигляциализма благоприятствовала невысокая изученность морфоскульптуры рельефа водораздельных пространств, поверхность которых представлялась многим в виде сочетаний плоских, субгоризонтальных террас, нисходящих от наиболее высоких абсолютных отметок (250–300 м) до самых низких (40–60 м). В том же направлении снижался и предполагаемый возраст террас. Подобное представление о рельефе водораздельных пространств базировалось на недостаточном использовании материалов аэрофотосъемок и отсутствии специальных морфологических исследований.

В северных районах Печорской низменности и Западного Притиманья бурение принесло массу новых материалов. Впервые были получены полные разрезы плейстоцена, общая мощность которого местами превышала 250–300 м. Но практически весь керновый материал изучался антигляциалистами, которые все остатки фораминифер и морских моллюсков, невзирая на их сохранность и экологическую несовместимость, считали непереотложенными. Отсутствие их, а также наличие в диамиктонах остатков древних организмов, отторженцев четвертичных и дочетвертичных пород не препятствовало отнесению отложений к ледово-, ледниково-морским осадкам.

Интенсивное, скрупулезное изучение фауны фораминифер способствовало появлению представлений о существовании так называемых «комплексов фораминифер», отвечающих определенным хронологическим интервалам. Это положило начало выделению многочисленных стратиграфических подразделений, начиная от слоев и кончая сериями. Следствием явилось создание множества стратиграфических схем для различных участков и областей региона. Отметим лишь основные схемы: 1) воркутинских геологов (ВКГРЭ) — К.К. Воллосовича (1956, 1961, 1966), Б.Л. Афанасьева и В.И. Белкина (1963), В.И. Белкина, В.С. Зархидзе и И.Н. Семенова (1966); 2) Московского Госуниверситета — А.И. Попова (1961, 1963); 3) геологов ВНИГРИ — В.А. Дедеева, Н.М. Заломина, А.К. Запольнова, В.С. Кравец, Т.А. Матвеевой, П.Н. Сафронова, В.А. Сорокина, А.А. Ференс-Сороцкого (1966); 4) НИИГА — Н.Г. Загорской, З.И. Яшиной, В.Я. Слободина, Ф.М. Левиной и А.М. Белевич (1965), а также отдельных исследователей: 5) Р.Б. Крапивнера (1967, 1976); 6) Г.И. Гуревича (1967); 7) Т.А. Матвеевой (1968); 8) П.П. Генералова (1972); 9) А.И. Юдкевича и А.Н. Симонова (1976). Однако вскоре стало очевидным, что сопоставление этих схем, как между собой, так и со схемами других районов России оказалось либо крайне затрудненным и необоснованным, либо вообще невозможным. Как следствие, столь же быстрым был и процесс отмирания большей части предложенных схем.

Гляциализм *(новый уровень исследований.)* Параллельно плейстоцен северо-востока Русской равнины продолжал исследоваться гляциалистами. Но под влиянием жесткого прессинга со стороны антигляциалистической концепции гляциализм утратил во многом свою косность конца второго этапа, обновив методы исследований и увеличив глубину интерпретации получаемого фактического материала. Центрами гляциализма являлись Всесоюзное научно-производственное объединение (ВНПО) «Аэрогеология» (г. Москва) и Геологический институт Коми филиала АН СССР (г. Сыктывкар).

Детально исследовалась литология отложений, в первую очередь диамиктонов, их текстуры, контакты с под-

стилающими и перекрывающими породами, весь комплекс включений: от гравия до отторженцев. Полученные сведения, в сочетании с данными спорово-пыльцевого, микротериологического, диатомового, радиоуглеродного анализов, послужили основой для создания Б.И. Гуслицером рабочей стратиграфической схемы Тимано-Печоро-Вычегодского региона, рассмотренной и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР 15 мая 1984 г. согласно Решению 2 Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы в 1983 г. (Решение ..., 1986).

К сожалению, при разработке данной схемы практически не были использованы материалы ВНПО «Аэрогеология», коллективом одной из экспедиций которого в период с 1963 по 1990 гг. весь северо-восток Русской равнины был покрыт геологической съемкой м-ба 1: 200 000 (групповая съемка — ГГС и аэрофотогеологическое картирование — АФГК) и м-ба 1: 500 000 (космофотогеологическое картирование — КФГК). Специфика этих видов геологосъемочных работ заключалась в обязательном использовании всех имеющихся материалов аэро- и космосъемок, их детальном изучении перед началом работ и составлении на основании дешифрирования предварительных карт. В периоды полевых работ содержание этих карт уточнялось и насыщалось фактическим материалом. Подобная организация работ позволяла в короткие сроки изучать очень большие территории, концентрируя внимание на узловых, наиболее важных объектах. Высокая степень обеспеченности авиатранспортом давала возможность почти одновременно посещать удаленные друг от друга точки для оперативного проведения корреляций, производить повторное или дополнительное изучение объектов (в случае возникновения неясностей) и т.п. Вполне естественно, что в создавшихся условиях огромную роль играл ***геоморфологический метод*** исследований.

Вторым важным инструментом познания стратиграфии плейстоценовых отложений было детальное изучение крупнообломочного материала, содержащегося в валунных суглинках – диамиктонах. В самом начале геологосъемочных работ, в 1966–67 гг. была разработана уникальная методика изучения крупнообломочного материала диамиктонов — так называемый объемно-петрографический метод (Лавров, 1976). Он позволил непосредственно в поле устанавливать относительный возраст горизонтов диамиктонов внешне обычно достаточно близких по габитусу, гранулометрическому составу и текстурам. Тем самым было положено начало применению ***кинетостратиграфического*** метода дальних корреляций.

В короткие сроки, с 1971 по 1979 гг., были составлены геологические и геоморфологические карты м-ба 1: 200 000 на территорию свыше 900 000 км^2, объединенные единой стратиграфической основой, разрабатывавшейся в ВАНПО «Аэрогеология» параллельно с проведением геологосъемочных работ. Это важное обстоятельство создало возможность подготовить и издать Государственную геологическую карту (четвертичные образования) масштаба 1: 1 000 000 на листы Q-38,39 (Мезень) и P-38,39 (Сыктывкар) соответственно в 1985 и 1998 гг.

Таким образом, к концу XX столетия сложилась парадоксальная ситуация. Исследователи антигляциалистической ориентации владели всеми богатствами кернового материала, результатами изучения содержащихся в нем остатков макро- и микрофауны, палиноспектров и т.п., в то же время, не имея практически никакого представления о крупнообломочном материале диамиктонов и считая рельеф водоразделов серией морских террас, прослеживающихся на сотни километров.

Сторонники ледникового генезиса диамиктонов владели исключительно интересными, предельно информативными сведениями о морфогенезе поверхности региона, о путях транспортировки плейстоценовых отложений и природе транспортирующих агентов, обладали значительным количеством радиоуглеродных датировок и материалами иных видов анализа органических остатков.

Совершенно очевидной стала необходимость объединения этих двух массивов фактического материала для разработки единой точки зрения на природу и события плейстоцена, но концептуальные противоречия оказались слишком велики, и этого не произошло.

Четвертый этап, начавшийся в 1992 г. и продолжающийся поныне, характеризуется почти полным прекращением геологических исследований, разрушением сложившихся геологических коллективов. Естественный уход из жизни опытных исследователей практически не компенсировался ростом числа молодых специалистов, утрачивалась преемственность поколений. Почти полностью были прекращены полевые исследования. Сохранившиеся кадры в камеральных работах использовали материалы, полученные в предшествующие годы.

На фоне резкого сокращения объема исследований, проводимых российскими геологическими организациями, четвертый этап знаменуется появлением и быстрой активизацией деятельности зарубежных специалистов. С 1992 по 1997 гг. на северо-востоке Русской равнины ими осуществляется комплекс исследований по проекту PECHORA (Palaeoenvironments and Climate History of the Russian Arctic). За ним в 1998 г. в действие вводится проект QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North), спонсируемый Европейским фондом естественных наук (European Science Foundation).

Исследования северо-востока Русской равнины проводятся в соответствии с постулатами гляциалистической концепции о происхождении диамиктонов. Работы обеспечены мощной аналитической базой. Малое разнообразие методов компенсируется большим количеством анализов.

В целом характер исследований четвертого этапа довольно органично объединяет отдельные черты второго и третьего этапов, присовокупляя к ним элементы технологий конца XX — начала XXI веков.

1.2. Дискуссионные вопросы (нерешенные проблемы)

Рельеф водоразделов — его происхождение и возраст. Решение этой задачи требует точных сведений о морфоскульптуре, ее генезисе и пространственной организации, о взаимосвязи с рельефом обширных террас, прилегающих к долинам рек. Необходимость тщательного изучения геоморфологии региона существовала всегда, но реально оно стало возможным только с появлением качественных, детальных топографических карт и материалов аэро- и космических съемок, как крупномасштабных, так и обзорных.

Генезис диамиктонов. От решения этой основной проблемы региона зависят ответы практически на все вопросы: о количестве оледенений, морских трансгрессий, их границах, возрасте, об этапах развития гидросети, направлении стока поверхностных вод, о генезисе и возрасте форм рельефа водораздельных пространств и их значении для познания истории геологического развития, о закономерности смены обстановок в регионе, о соотношении их с событиями в области Скандинавского щита, Западной Сибири и, конечно же, о корреляции с океаническими кривыми (кислородными и температурными).

Переотложение органических остатков — важнейшая и сложнейшая проблема. В процессе формирования неоплейстоценового чехла северо-востока Русской равнины происходило постоянное переотложение огромных масс вещества. Процесс переотложения действовал всегда и везде. Как следствие — крайне редкое нахождение биологических остатков в первичном залегании, когда время существования организма синхронно образованию осадка, в котором он погребен.

Обычно о переотложенном залегании свидетельствует, прежде всего, соответствие крупности органических фрагментов гранулометрическому составу включающего их осадка. Практически во всех известных нам случаях кости крупных зверей (мамонтов, лошадей, носорогов и т.п.) содержатся в гравийно-галечно-валунных отложениях; зубы и челюсти мелких грызунов — в крупно- и грубозернистых песках и в прослоях гравия. В тех и других отложениях, как правило, отсутствуют микрофоссилии, или они встречаются в небольшом количестве экземпляров очень плохой сохранности. В суглинистых и глинистых отложениях микроостатки обнаруживаются в изобилии, но фрагменты крупных животных отсутствуют, или крайне редки. О переотложенном залегании костных фрагментов может свидетельствовать также и совместное залегание костей животных экологически несовместимых в прижизненных условиях, например, костей нерпы среди остатков северного оленя, лошади, волосатого носорога и мамонта позднего типа в ожелезненных галечниках р-на с. Кипиево (Гуслицер, 1973). Особое место занимают диамиктоны: в полном соответствии с плохой сортировкой материала они содержат самую различную органику — от древесных стволов и костей мамонта до раковин морских моллюсков, форминифер, диатомей, спор и пыльцы.

Из множества примеров приведем только находки, сделанные в разное время различными исследователями в русловых отложениях II надпойменной террасы рек Колвы и Адзьвы, врезанных в отложения нижнепечорской интрагляциальной ледниково-озерной террасы северной части Печорской низменности, имеющей абсолютные отметки тылового шва 80–100 м.

В нижнем течении р. Адзьвы в базальном горизонте II надпойменной террасы найдены многочисленные фрагменты (включая череп) *Archidiskodon trogonterii* P o h l — вида характерного для нижнего и среднего неоплейстоцена (Археология ..., стр. 53). В среднем течении р. Колвы в той же террасе обнаружены кости мамонта, датированные средним валдаем — от 34,6 до 32 тыс. лет (Mangerud et al., 1999). Несколько выше по течению этой же реки также в русловых отложениях II надпойменной террасы обнаружен ствол ели, радиоуглеродный возраст которой определен 7640±60 л. н. (Кременецкий и др., 1996). Очевидно, что возраст рассматриваемой террасы, скорее всего, отвечает последней, наиболее молодой дате. Следовательно, он не является ни средневалдайским, как это полагает Я. Мангеруд с соавторами, ни, тем более, средненеоплейстоценовым.

В песчано-гравийных русловых отложениях II надпойменной террасы р. Лаи Б.И. Гуслицером (1979) обнаружены и изучены многочисленные остатки грызунов, возраст которых определен как ранневалдайский. Признавая сам факт переотложенного залегания костного материала, Б.И. Гуслицер, тем не менее, считает возможным использовать этот разрез в качестве стратотипического для лайского горизонта рабочей стратиграфической схемы (Решение ..., 1986).

Растительные остатки в переотложенном состоянии встречаются повсеместно. Они залегают обычно в хорошо промытых и сортированных средне- и мелкозернистых песках в виде тонких прослоев детрита различной крупности. Последняя обычно соответствует (по транспортирующей способности водного потока) зернистости вмещающих отложений, то есть размер частиц детрита, вследствие меньшего объемного веса, всегда в определенной мере превышает диаметр минеральных зерен. В косослоистых сериях песчано-гравийно-галечных отложений растительный детрит встречается в виде обломков древесины, крупных кусков коры, ветвей, вплоть до полуокатанных фрагментов стволов и пней. На северо-востоке Русской равнины примером песчаной толщи, насыщенной переотложенным растительным детритом, могут служить дельтовые отложения в разрезе «Вастьянский Конь-1», который будет рассмотрен ниже. Радиоуглеродное датирование обычно легко доказывает факт переотложенного залегания детрита, если удается отобрать хотя бы 3–4 образца по одной вертикали — хронологические инверсии не заставят себя ждать (Арсланов, Лавров и др., 1983_1).

Заканчивая рассмотрение проблемы недооценки факта возможного переотложения органогенного материала, мы вынуждены сделать три вывода.

1. Переотложенный органогенный материал следует исключить из фонда активных, доказательных фактов. Конечные датировки переотложенных остатков могут служить только для установления максимальной нижней возрастной границы, а запредельные даты абсолютно неинформативны.

2. Результаты микрофаунистического, палинологического и палеоальгологического анализов для реконструкции условий времени накопления тех или иных отложений следует использовать комплексно при постоянном и неоднократном контроле другими методами.

3. Как можно шире использовать материал, находящийся заведомо в переотложенном состоянии, то есть применять для целей стратиграфии и палеогеографии литологический метод, в первую очередь петрографическое изучение состава крупнообломочного материала диамиктонов.

К числу вопросов, требующих более пристального внимания, следует отнести изучение изменений ***гидродинамики и гидрографии поверхностного стока*** в различные эпохи неоплейстоцена. Специфика трансформации путей перераспределения и концентрации масс поверхностных вод скрывает богатые возможности для доказательной, а не умозрительной реконструции палеогеографических событий, в частности, определения положения границ ледниковых покровов различных эпох оледенений. Много интересных выводов можно получить и при анализе связи изменений путей движения поверхностных вод с событиями, происходившими как в северных частях региона (с бореальными трансгрессиями и с оледенениями), так и с изменениями уровня Каспия. Впервые на важность изучения палеогидрологии северо-востока Русской равнины обратил внимание И.И. Краснов, посвятивший этому вопросу большую работу, сопровождавшуюся весьма точной картой (1948). Впоследствии эту тему затрагивали немногие, и она разработана далеко не полностью.

Глава 2
КОМПЛЕКС ПРИМЕНЯВШИХСЯ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разработка единой методики изучения отложений плейстоцена и голоцена абсолютно необходима при проведении как мелко- так и крупномасштабных исследований, начиная от составления геологических карт и кончая поисково-разведочными и экологическими работами. Имевшаяся у авторов возможность концентрации в одних руках огромного количества разнообразного фактического материала как собственного, так и полученного другими исследователями, позволила проанализировать и критически осмыслить достоинства и недостатки современных методов изучения плейстоцена.

В основу стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений были положены три метода: ***геоморфологический, кинетостратиграфический и палеогидрологический***. Они автономны, что обеспечивает взаимоконтроль. Ни один из них не зависит от биологической компоненты, что устраняет опасность использования для датирования переотложенной органики. Применение их на огромных территориях позволило создать жесткую морфостратиграфическую конструкцию, обеспечивающую корреляцию разрезов отдаленных местностей. Суммирование результатов, получаемых при использовании этих основных методов, использовалось в процессе составления обзорной геолого-геоморфологической карты (м-ба 1: 2 500 000, 1: 1 000 000), которая, таким образом, становилась органическим элементом методического комплекса. Аналитические данные, в первую очередь радиоуглеродные и палинологические, использованы по мере возможности и только при условии объективности их информации, подтверждающейся иными, независимыми сведениями.

По мнению авторов, предлагаемая триада методов — геоморфологический, кинетостратиграфический и палеогидрологический, естественно, в сочетании с рядом других сопутствующих и дополняющих методов: палинологическим, микрофаунистическим, радиоуглеродным и др. с успехом может служить основой корреляции неоплейстоценовых отложений северо-востока Русской равнины.

2.1. Геоморфологический метод

Геоморфологический метод, являющийся мощнейшим инструментом при проведении дальних корреляций, применяется большинством исследователей. Анализируя его применение в целях стратиграфического расчленения плейстоцена, мы пришли к выводу, что существуют три основные направления его использования.

1. Широчайшее использование термина «геоморфологический метод» получило у сторонников антигляциалистического направления. Исходя из постулата о единой морской трансгрессии и последовавших затем этапах регрессии морского бассейна, либо принимая историю плейстоцена как ряд ритмов «трансгрессия — регрессия», все они считают рельеф севера Русской равнины и Западной Сибири лестницей террасовых уровней, цикловых террас и т.п. Уровни – террасы имеют, по их представлениям (Генералов, 1975; Владимиров и др., 1985; Жмаев и др., 1978; Зархидзе, Слободин, 1985; Символокова и др., 1985, 1999 и др.), трансрегиональное развитие и практически не изменяющиеся высоты, колеблющиеся в весьма узких гипсометрических диапазонах. Абсолютные высоты уровней определяют возраст слагающих их отложений. Наиболее древние — плиоцен-миоценовые располагаются на абсолютных высотах 160–180 м и более. Гипсометрические диапазоны сопряженных уровней обычно настолько близки по своим минимальным – максимальным высотам, что образуют нечто подобное наклонной поверхности. Отличительной особенностью этого, ритмостратиграфического направления геоморфологических исследований являются крайне скупые описания особенностей мезо- и микрорельефа террас, их скульптуры. Обычно отмечаются невысокие разграничивающие уступы, прерывистые нечеткие следы абразии или береговые валы. В то же время не замечаются, а, возможно, игнорируются крупные специфические формы рельефа, не укладывающиеся в рамки гипотезы бассейнового морфогенеза, о чем будет сказано ниже в соответствующем разделе.

2. В северо-западных регионах Русской равнины господствует гляциалистическое направление. Соответственно, большая часть форм рельефа, особенно его водоразделов, трактуется как образования ледникового генезиса: краевые морены, гряды, валы, камы, звонцы, лимнокамы, озы, друмлины, экзарационные борозды, ложбины выпахивания, бараньи лбы. Террасы обычно связывают с озерными бассейнами, возникшими при деградации ледникового покрова, или же относят их к морским поздне-послеледниковым. Особую категорию составляют террасы приледниковых подпрудных озер.

Очевидные принципиальные различия двух описанных направлений геоморфологических исследований являются одной из причин абсолютной несопоставимости картографических материалов, составленных коллективами, придерживающимися антагонистических взглядов на палеогеографию плейстоцена севера Русской равнины.

3. Методика геоморфологических исследований авторов рождалась в процессе непрерывного поиска наиболее естественного решения существующих противоречий. Этому практически на всем протяжении многолетних исследований геолого-геоморфологического строения плейстоцена северо-востока Русской равнины способствовали два благоприятных обстоятельства, отсутствовавшие как у гляциалистов северо-западных районов Русской равнины, так и у антигляциалистов северо-восточных. Первое заключалось в колоссальном количестве оригинальной информации, которая извлекалась из анализа материалов аэрофотосъемки, и в не менее колоссальных территориях, которые могли быть исследованы практически одновременно с помощью малой авиации. Вторым обстоятельством было отсутствие жестких директивных требований вышестоящих административных и научных инстанций.

В результате в благоприятных для углубленных исследований условиях, при наличии идеологической свободы и мощной технической базы постепенно обозначилось и набрало силу морфогенетическое направление в изучении существующего рельефа северо-востока Русской равнины. Результаты его применения в общих чертах сводятся к следующему.

Рельеф региона представлен серией аллювиальных и бассейновых террас различного возраста, генезиса и абсолютной высоты. Они разделены или обрамлены водораздельными массивами, имеющими преимущественно ледниковый генезис. Массивы ледникового рельефа, как и террасы, имеют различный возраст. Его мезоформы и морфоскульптура разнообразны, выразительны и несут обширную генетическую информацию. Главное же заключается в том, что все они независимо от генезиса и размеров располагаются в соответствии с чрезвычайно строгой и ярко выраженной закономерностью, образуя единое целое — систему гляцигенно-бассейнового рельефа, точнее нескольких таких систем. Постижение структуры и закономерностей их организации, генетических и хронологических взаимосвязей между отдельными формами и их комплексами позволяет проводить корреляцию отложений различных стратиграфических подразделений, независимую от других методов и тем самым контролировать объективность последних.

2.2. Кинетостратиграфический метод

Кинетостратиграфический метод расчленения, датирования (определения относительного возраста) и, следовательно, корреляции диамиктонов (морен) основан на выявлении динамики геологического агента, транспортировавшего массы этих отложений к местам их седиментации. Применительно к гляциалистической концепции, кинетостратиграфия сводится к выявлению ледниковой динамики, как локальных, так и генеральных особенностей движения льда.

Термин «кинетостратиграфическое подразделение» впервые был введен Бертельсеном (Дж. С. Эйбер, 1982) на основании разработок датских геологов и определен как «осадочная толща, сформированная ледниковым покровом или потоком, обладавшим характерным строением и направлением движения». Таким образом, по приведенному определению, основным методом кинетостратиграфической классификации ледниковых отложений являются дирекционные характеристики: штриховка, ориентировка обломочного материала и т.д.

Авторами данной книги отработка методов кинетостратиграфии, начатая в 1967 г., была практически закончена в 1970 г. Основные результаты, изложенные в рукописных работах (геологических отчетах), опубликованы значительно позже (Лавров, 1976; Лавров, Потапенко, 1978; Лавров, Никифорова, Потапенко, 1986).

По сравнению с методом датских геологов, кинетостратиграфия по методу авторов опирается не только на сведения, несущие векторную информацию, (штриховка, ориентировка обломков, направление ледникового давления и т. д.), но и на детальное изучение количества, формы, размеров и объема крупнообломочного материала диамиктонов — морен, разделенного на группы по петрографическому составу и соотнесенного к единице объема содержащей его породы. Для получения этих сведений в достаточно качественной и объективной форме была разработана объемно-петрографическая модификация опробования морен (диамиктонов) с целью детального изучения всей совокупности содержащегося в них крупнообломочного материала. Разрабатывая этот метод, авторы исходили из того, что ***все множество обломков***, заключенных в мелкоземе диамиктонов — основных морен, представляет собой сложное, но неразделимое сочетание — единую систему частиц, взаимное расположение, количество и состав которых изменялись под воздействием определенных сил, приводивших эту систему в движение. Установив закономерности, прису-

щие этим системам, находящимся сейчас в статическом состоянии, вполне возможно, согласно основному принципу физической кинематики, реконструировать процесс их эволюции, то есть движения компонентов систем в прошлом. В нашем случае это значит — установить природу транспортирующего агента, а, следовательно, и генезис отложений.

Западное Притиманье, в первую очередь его южная часть — бассейн р. Вычегды, является чрезвычайно благоприятной для разработки и опробования всех аспектов кинетостратиграфии, в том числе для установления последовательности залегания горизонтов диамиктонов — морен в вертикальном разрезе и для выявления возможности экстраполировать полученные результаты на значительное расстояние. Издавна известно (Яковлев, 1956), что в этом регионе развиты две морены. Нижняя — «максимального» (днепровского, печорского) оледенения, отложена ледником, исходившим из «новоземельского» центра, верхняя — «постмаксимальная» (московская, вычегодская), является мореной «скандинавского» ледникового покрова. Проведенные здесь предшественниками поиски и сделанные в немногочисленных случаях находки валунов «руководящих» пород, подсчет числа и процентных соотношений обломков позволили установить лишь сам факт развития в регионе морен, принадлежащих ледниковым покровам двух вышеупомянутых центров оледенения. Но этот метод стратиграфического расчленения морен, безусловно, являющийся весьма перспективным, не был разработан в степени достаточной, чтобы обеспечить объективность датирования, что абсолютно необходимо для составления высококачественных геологических карт.

Бассейн р. Вычегды был сочтен нами весьма перспективным в качестве полигона для разработки технически простого метода изучения крупнообломочного материала морен, дающего надежные результаты уже непосредственно при проведении полевых исследований.

В основу разработанной объемной модификации петрографического метода был положен принцип установления петрографических комплексов крупнообломочного материала и их роли как показателя различного возраста морен. При этом производилась выборка всех обломков из строго измеренного объема мелкозема морен, определение не только числа извлеченных обломков, но их объема, размеров и окатанности по петрографическим группам.

Единственным способом получения объективной и полной информации о составе крупнообломочного материала морен является отбор валунных проб. Валунная проба — выборка, получаемая путем извлечения *всех без исключения обломков из монолита породы со строго замеренным перед началом отбора объемом*. Минимальный объем породы, при котором валунная проба является репрезентативной, определялся отбором серии валунных проб из 5 смежных монолитов объемом 0,05 м^3 с последующей математической обработкой данных каждой пробы и их группировок по 2, 3, 4 и 5 проб. Для всех районов севера Русской равнины минимальный репрезентативный объем монолита определен равным 0,15 м^3 при условии использования для корреляции показателей, полученных при анализе фракции 1,0–50,0 см^3 (примерно 1–5 см по длинной оси). Более крупные обломки встречаются редко и вследствие этого вносят резкие отклонения показателей в сторону их увеличения.

В основе обработки извлеченных валунных проб лежит *строгий учет объема обломков различных пород и отношение этих объемов к единице объема (1 м^3) содержащей их породы*. Таким образом, определяются и учитываются не процентные соотношения внутри крупнообломочной фракции — *величины относительные*, а объемы обломков — *величины, имеющие физический смысл*.

В процессе отбора валунной пробы производится измерение ориентировки длинных осей обломков при помощи горного компаса с точностью до 10°. Аналогичная техника измерения ориентировки применяется многими исследователями (Раукас, 1971; Рухина, 1972) и ее надежность не подвергается сомнению.

Разборка валунной пробы, проводимая в полевых или камеральных условиях, заключается в разделении обломков по фракциям (в том числе выделении рабочей — коррелятной фракции), по петрографическим разностям и группам, а также по классам окатанности. Разделение сопровождается подсчетом количества обломков. Объем обломков по выделенным группам определяется путем погружения их в воду, налитую в мерный сосуд. Все показатели записываются в табличной форме.

Объективность информации, получаемой при анализе валунных проб, обеспечивается почти абсолютной точностью и элементарностью приемов, составляющих суть анализа. Сортировка обломков по петрографическим разностям также фактически лишена субъективизма, так как сводится к выделению легко распознаваемых разновидностей пород и их групп: известняки (черные, светло-серые), кварциты, песчаники, кварц, кремни, сланцы, граниты, гнейсы, базальты. Неопознанные породы выделяются в отдельную группу. Как правило, объем их незначителен, а ядро этой группы состоит из пород кремнистого состава, не играющих практически никакой роли в определении местоположения областей сноса.

При работе с валунными пробами, необходимо иметь в виду, что морены никогда не являются абсолютным водоупором. Медленная, но неизбежная фильтрация грунтовых вод приводит к выщелачиванию карбонатов, к снижению количества обломков известняков, мергелей, доломитов и т.п. При этом степень выщелоченности морены бывает весьма различна. В приповерхностных частях морен обломки карбонатных пород могут быть растворены полностью, в более глубоких — частично. Таким образом, зафиксированный при отборе валунной пробы объем и число обломков карбонатных пород — это величина, не отражающая первоначального объема и требующая осторожного подхода.

Для корреляции показателей одиночных валунных проб, взятых в различных (по вертикали) частях пластов моренных отложений и на значительных удалениях разрезов друг от друга, необходимы сведения двоякого рода. Во-первых, требуется доказать сам факт существования специфического набора обломков, характеризующего ту или иную морену. Во-вторых, необходимо тщательное изучение закономерностей распределения крупнообломочного материала в массе мелкозема породы, в ее толще как на различном удалении от подошвы (или кровли), так и по простиранию пласта. Соблюдение этих условий исключит как возможность сопоставления показателей валунных проб разновозрастных морен (качественные ошибки), так и опасность отнесения валунных проб одной морены к различным из-за отклонений количественного характера.

Решение обеих задач является необходимым и достаточным условием для обеспечения корректности сопоставления показателей валунных проб и объективности последующих из этого выводов. Обе задачи могут быть решены параллельно (одновременно) путем массированного опробования морен в опорных разрезах с применением определенных схем расположения монолитов породы — источников валунных проб.

В Западном Притиманье и Печорской низменности комплексы крупнообломочного материала морен различного возраста и степень их стабильности изучались в четырнадцати опорных разрезах с применением самых разнообразных схем опробования.

Оперативность получения результатов, достигнутая благодаря резкому снижению затрат труда, позволили не только подтвердить саму принципиальную возможность датирования морен бассейна р. Вычегды петрографическим методом. Выявилось, кроме того, что можно применить результаты опробования морен, полученные в десятках и сотнях разрезов, для различных палеогляциологических реконструкций: определения направлений движения ледников, интенсивности ледниковой экзарации, положения зон взаимодействия (зон «стыка») ледниковых покровов, исходивших из различных центров оледенения и т.п.

Особо следует отметить, что метод объемно-петрографического исследования не только свободен от ошибок, возникающих при биостратиграфических исследованиях — т.е. от ошибок, связанных с использованием включений, несинхронных вмещающему осадку (проблема переотложения), а, напротив, базируется на изучении комплексов обломков *заведомо переотложенных (и, возможно, не раз) пород более древних, чем вмещающие их массы мелкозема.*

Обилие появившегося фактического материала создало предпосылки для попыток не только установить специфику петрографического состава крупнообломочного материала разновозрастных морен, т.е. установить характерные («датирующие») типы петрографических комплексов, но и попыток проследить их трансформацию по простиранию, которая, вероятнее всего, отражает динамику ледниковых покровов. При этом использовались также сведения об ориентировке длинных осей обломков, направлении штрихов на верхних, плоских поверхностях плоско-выпуклых валунов (Лавров, 1965, 1970) и на поверхности дочетвертичных пород.

После сравнительно короткого (1,5–2,0 полевых сезона) периода экспериментов и отработки методики, петрографическими исследованиями были охвачены все территории геологосъемочных работ, проводившихся объединением «Аэрогеология» на северо-востоке Русской равнины. Техническая простота и низкая трудоемкость разработанного метода изучения морен дали возможность систематически опробовать естественные обнажения, в которых вскрывались моренные отложения, и коррелировать разрезы четвертичных отложений, опираясь на объективный фактический материал, избегнув тем самым довольно частых ошибок, когда возраст морены устанавливался по ее цвету, степени глинистости, структуре и т.п.

Было установлено, в частности, что в Западном Притиманье выше урезов рек развиты не один, а два горизонта «скандинавской» морены. При этом один из них действительно моложе «новоземельской», но другой заведомо древнее, так как подстилает ее, что было зафиксировано непосредственно в едином разрезе у с. Туис-Керос (рис. 2). Кроме того, в северной части Западного Притиманья было установлено наличие второй «новоземельской» морены, кроющей верхнюю «скандинавскую» морену бассейна р. Вычегды. Таким образом, установлено, что в полосе между долиной р. Сев. Двины и Тиманским Кряжем выше урезов рек развиты не два, а четыре разновозрастных горизонта морен.

Применение кинетостратиграфического метода в северной и центральной частях Печорской низменности так же позволило установить наличие в этих регионах четырех моренных горизонтов. Верхний и третий сверху — «новоземельские», а разделяющий их второй — «скандинавский». Под третьим сверху горизонтом морены в ряде пунктов было установлено присутствие четвертого, спецификой которого оказалось чрезвычайно малое количество крупнообломочного материала, что не дает пока что возможности точно установить положение области питания отложившего его ледникового покрова.

2.2.1. Типы валунных комплексов

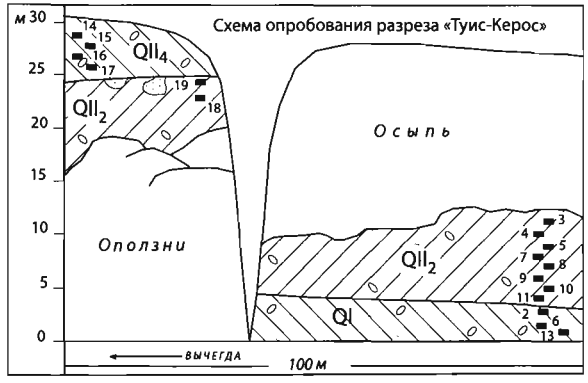
Огромный фактический материал, полученный при изучении *опорных разрезов* диамиктонов-морен (280 валунных проб, содержащих 54180 обломков), показал, что три наиболее молодые горизонта морен содержат стабильные и специфические петрографические ассоциации. Этот феномен позволяет сделать вывод о существовании устойчивых валунных комплексов: *типов валунных комплексов*, характеризующих ту или иную морену. Изученные в процессе геологических исследований 530 разрезов (помимо опорных) полностью подтвердили этот вывод.

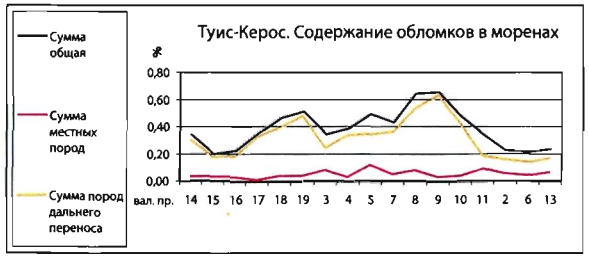
Минералогический состав тяжелой фракции мелкозема морен

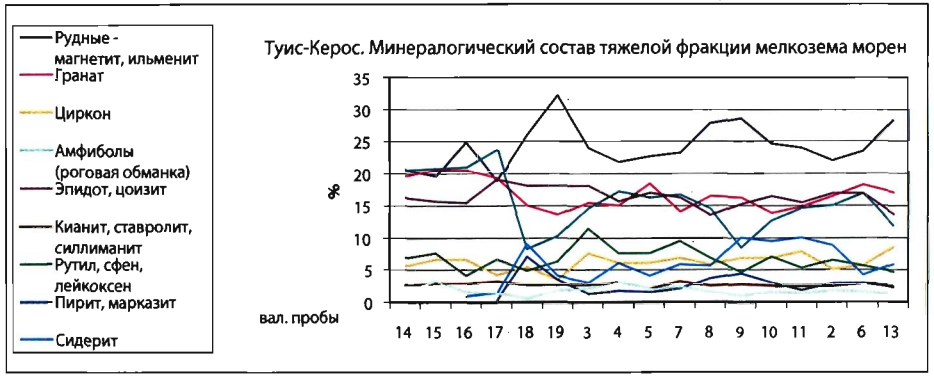
Возраст	№ № валунных проб	Рудные - магнетит,ильменит	Гранат	Циркон	Амфиболы (роговая обманка)	Эпидот,цоизит	Кианит, ставролит, силлиманит	Рутил, сфен, лейкоксен	Пирит, марказит	Сидерит	Гидроокислы железа
QII_4	14	20.6	19.6	5.6	20.6	16.2	2.6	6.8		3.4	1.8
	15	19.6	20.6	6.6	20.8	15.6	2.8	7.6			3.2
	16	24.8	20.6	6.6	21.0	15.4	2.8	4.0		0.8	1.4
	17	18.8	19.2	4.2	23.6	19.0	3.2	6.6	0.25	1.2	1.2
QII_2	18	26	15.0	5.4	8.2	18.0	2.6	4.8	7.0	9.0	0.4
	19	32.2	13.6	3.4	10.2	18.0	2.6	6.2	3.4	4.0	1.6
	3	24	15.4	7.6	14.6	18.0	2.6	11.4	1.2	3.0	2.0
	4	21.8	15.0	6.0	17.2	15.6	3.0	7.6	1.6	6.0	3.0
	5	22.6	18.4	6.0	16.2	17.0	2.0	7.6	1.4	4.0	2.0
	7	23.2	14.0	6.8	16.6	16.2	3.2	9.4	2.0	5.8	2.2
	8	27.8	16.4	5.8	14.4	13.4	2.4	6.8	3.6	5.6	1.4
	9	28.6	16.2	6.8	8.4	15.2	2.6	4.6	4.4	10.0	0.8
	10	24.6	13.8	6.8	12.6	16.4	2.4	7.0	3.0	9.4	1.4
	11	24	14.8	7.8	14.6	15.4	2.4	5.2	1.8	10.0	1.2
QI	2	22	16.4	5.0	15.0	16.8	2.4	6.4	2.8	8.8	1.6
	6	23.4	18.2	5.6	16.8	16.8	2.8	5.6	2.8	4.2	1.4
	13	28.2	17.0	8.4	11.8	13.6	2.4	4.6	2.2	5.8	1.0

Содержание обломков в морене (в% к объему породы)

Возраст	№ № валунных проб	Терр. т-сер. породы R-V Тимана, Pz Ново-Зем., П-Хоя	Темно-сер. известняки Pz Ново-Земли и Пай-Хоя	Светлые известняки C3-P1 Тимана	Базальты D Тимана	Граниты, гнейсы,кварциты Скандин.,реже Тим., Урал	Песчаники, алевролиты D3 Тимана	Карбонати.пор. C3-P1 Зап. Притиманья-окр. Ск.щита	P2 Зап. Притиманья	Mz Зап. притиманья	Неопределенные породы	Сумма общая	Сумма местных пород	Сумма пород дальнего переноса
QII4	14	0.19	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.34	0.03	0.29
	15	0.13	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.20	0.03	0.17
	16	0.11	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.22	0.03	0.18
	17	0.28	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.35	0.01	0.32
QII2	18	0.34	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04	0.46	0.04	0.39
	19	0.45	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.51	0.04	0.47
	3	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.02	0.34	0.08	0.24
	4	0.31	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.38	0.03	0.33
	5	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.06	0.04	0.49	0.12	0.34
	7	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.01	0.43	0.05	0.36
	8	0.50	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.07	0.02	0.64	0.08	0.53
	9	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.01	0.01	0.65	0.03	0.62
	10	0.31	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.07	0.02	0.03	0.01	0.47	0.04	0.41
	11	0.15	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.06	0.03	0.07	0.34	0.09	0.18
QI	2	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.01	0.02	0.22	0.05	0.15
	6	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.21	0.04	0.13
	13	0.11	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.05	0.01	0.23	0.06	0.16
ср.знач.		0.18	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.28	0.03	0.24
ср.знач.		0.33	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02	0.47	0.06	0.39
ср.знач.		0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.04	0.02	0.22	0.05	0.15







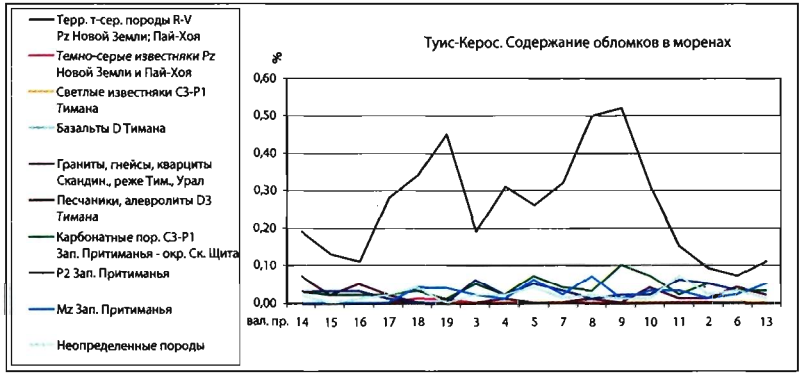


Рис. 2. Петрография и минералогия морен в обнажении Туис-Керос

В Западном Притиманье при изучении крупнообломочной фракции основных морен в опорных разрезах установлено существование (выше урезов современной гидросети) четырех типов валунных комплексов, условно названных комплексами A, B, C и D.

В Печорской низменности в моренах северной и частично центральной ее части выше урезов рек также, как и в Западном Притиманье, опробованием опорных обнажений основных морен установлены четыре типа валунных комплексов, которые по аналогии с Западным Притиманьем названы комплексами A_1, B_1, C_1 и D_1.

Характеристики всех петрографических комплексов приводятся ниже при описании соответствующих морен.

В весьма многочисленных пунктах как Западного Притиманья, так и Печорской низменности бурением установлено, что ниже современного эрозионного вреза залегают не одна, а, по крайней мере, две морены по своему стратиграфическому положению более древние, чем морены комплексов C и C_1. Таким образом, доказывается существование пятой основной морены — морены E в Западном Притиманье и, по-видимому, отвечающей ей морены E_1 в Печорской низменности. Петрографическая характеристика их отсутствует вследствие недоступности для изучения кинетостратиграфическим методом, но сам факт развития двух древнейших оледенений на всей территории северо-востока Русской равнины в начале неоплейстоцена не вызывает сомнений.

В Печорском Приуралье, по данным Л.А. Кузнецовой (1971), распространены локальные морены с иными типами валунных комплексов, которые указывают на Приполярный и Северный Урал, как наиболее вероятную область сноса.

2.2.2. Стратиграфическая значимость валунных комплексов

Помимо 280 валунных проб, взятых в опорных обнажениях, в течение всего периода работ было отобрано еще 620 проб из 530 разрозненных обнажений, разбросанных в пределах всей территории Западного Притиманья и Печорской низменности. Как в опорных обнажениях, так и в разрозненных точках наблюдений было установлено, что морены, характеризуемые тем или иным типом валунного комплекса, занимают в вертикальном разрезе неоплейстоцена строго определенное положение относительно морен с иными типами валунных комплексов. Последовательность залегания морен по вертикали сверху вниз отражена в буквенной маркировке содержащихся в них валунных комплексов: A—B—C—D и A_1–B_1–C_1–D_1. Например, морена с валунным комплексом B всегда залегает под мореной с валунным комплексом A, но выше морены, содержащий валунный комплекс C и т. д. Закономерности взаиморасположения не нарушаются ни в Западном Притиманье, ни в Печорской низменности. Полагаем, что это объясняется лишь однозначной связью типа валунного комплекса со стратиграфическим положением включающей его морены. Другими словами, **тип валунного комплекса определяет геологический возраст моренных горизонтов, а, следовательно, датирует их и может быть использован для корреляций морен в удаленных друг от друга разрезах**. Таким образом, типы валунных комплексов принимают на себя роль, неудавшуюся комплексам фораминифер, предложенных в свое время антигляциалистами. Но здесь уже полностью снята проблема переотложения анализируемого материала. Кроме того, проведение петрографического анализа ввиду его простоты возможно непосредственно на месте и сразу же немедленно после отбора валунной пробы, так как этот вид анализа не требует специфических знаний, оборудования и приборов для обработки образцов и подготовки их к исследованию. Исключается процесс транспортировки и время на ее проведение. Вместо этих непроизводительных затрат появляется возможность немедленного использования полученных сведений для коррекции проводимых геологических исследований непосредственно в ходе полевых работ.

Результаты петрографического изучения крупнообломочного материала морен, решив проблему корреляции моренных горизонтов раздельно в каждом из двух регионов (Западном Притиманье и Печорской низменности), не решили сами по себе проблемы межрегиональной, точнее транстиманской корреляции. Для обоснования последней требуются доказательные факты, в идеальном случае относящиеся к группам, независимым друг от друга, но в то же время, взаимосвязанным событиями геологической истории. Такие группы существуют. Их, по крайней мере, три. Две из них рассмотрены в разделах, посвященных геоморфологии и палеогидрологии северо-востока Русской равнины. Третья группа фактов является составной частью кинетостратиграфического метода. Это факты, носящие дирекционный характер — дирекционные показатели. Они непосредственно указывают на направление движения ледников, отложивших ту или иную морену.

2.2.3. Движение ледников различных эпох оледенений

К дирекционным показателям были отнесены направления движения ледников, установленные по штрихам на поверхности плоско-выпуклых валунов (Лавров, 1965), ориентировка друмлиноидных и экзарационных форм рельефа, и, конечно же, ориентировка длинных осей самих обломков, заключенных в морену того или иного возраста. Использование дирекционной составляющей кинетостратиграфического метода, позволило установить направления разноса (транспортировки) крупнообломочного материала разновозрастных морен, что в сочетании с изменениями его количества делает возможным получение объемной модели распределения обломков в моренах северо-востока Русской

равнины. Благодаря этому обстоятельству, появляется возможность путем построения схем изменения содержания обломков тех или иных пород доказательно объяснить причины второстепенных различий в составе петрографических комплексов одновозрастных морен Западного Притиманья и Печорской низменности.

Исходя из существующих в настоящее время представлений о количестве оледенений северо-востока Русской равнины, о многочисленных фактах, свидетельствующих об одинаковой последовательности ледниковых событий по обе стороны Тиманского Кряжа, дирекционные схемы были объединены попарно. Схема ориентировок, полученных для морены с валунным комплексом А, была объединена со схемой для морены с валунным комплексом A_1, схема для морены В со схемой для морены B_1, схема для морены С со схемой для морены C_1.

При попарной группировке морен мы руководствовались двумя самыми простыми и очевидными умозаключениями. Во-первых, морены с комплексами А и A_1 – нигде не перекрываются моренами, содержащими иные комплексы валунов. То есть отсчет морен был начат сверху. Во-вторых, территориально распространение морен А и A_1 отчетливо тяготело к наиболее северным районам и к тому же не выходило за пределы границы последнего оледенения, положение которой было определено геоморфологическим и палеогидрологическим методами. Таким образом, приняв морены А и A_1 за основную морену последнего оледенения, имеющего поздненеоплейстоценовый возраст, пары морен В и B_1, С и C_1 были отнесены, соответственно, ко второму и первому оледенениям среднего неоплейстоцена, как это было принято в работах третьего этапа исследований.

Схемы дирекционных показателей были совмещены со схемами изменения объемно-петрографических параметров крупнообломочной фракции и с контурами геологической карты дочетвертичных отложений. Это было сделано для выявления уровня объективности материалов кинетостратиграфического метода посредством выявления связей между изменением качественных и количественных объемно-петрографических показателей, направлениями движения ледовых масс и географическим положением источников крупнообломочного материала, заключенного в моренах разных ледниковых эпох и ледниковых покровов. Полученные результаты отражены на целой серии схем, которыми ниже будут проиллюстрированы особенности петрографического состава крупнообломочного материала разновозрастных морен, его количество и закономерности изменения этих показателей по площади (рис. 6, 7, 11, 13, 31, 32).

Основываясь только на результатах анализа совмещенных схем разновозрастных морен, можно сделать достаточно уверенно и обоснованно вывод о том, что морены, содержащие петрографические комплексы, обозначенные одинаковыми литерами (А и A_1; В и B_1; С и C_1), судя по направлению движения отложивших их ледниковых потоков и по их стратиграфическому положению в общем разрезе, отложены тремя ледниками. Ледники, отложившие морены с петрографическими комплексами А–A_1; С–C_1 имели областью питания районы Новой Земли, Баренцева шельфа и хр. Пай-Хой. Морена с петрографическим комплексами В–B_1 была отложена ледниковым покровом, исходившим из Скандинавии. Из анализа этих же схем видно, что второстепенные различия петрографических комплексов возникают либо в тех случаях (и местах), когда (и где) ледник пересекает возвышенности Тиманского Кряжа или какую-либо его часть, либо отражают литологический состав дочетвертичных пород ледникового ложа в местах отбора валунных проб.

Выявленные закономерности, их яркое и повсеместное проявление позволяют уверенно заключить, что крупнообломочный материал морен северо-востока Русской равнины по своему происхождению подразделяется на три группы:

1. Группа пород дальнего переноса (вероятных центров оледенений) — архейские и протерозойские граниты и гнейсы Кольского полуострова, палеозойские осадочные породы островов Новой Земли и хр. Пай-Хой.

2. Группа пород транзитных областей сноса (рифей и палеозой Северного и Среднего Тимана, палеозой нижнего течения Северной Двины и Кулойского плато).

3. Группа пород местных областей сноса (пермские, триасовые и юрские осадочные породы Вычегодско-Мезенской равнины, юрские и нижнемеловые отложения северной и центральной частей Печорской низменности).

Подводя первый итог и оценивая значение кинетостратиграфического метода изучения диамиктонов северо-востока Русской равнины, отметим три важных момента. *Во-первых*, закономерности изменения качественных и количественных объемно-петрографических характеристик крупнообломочной фракции диамиктонов в сочетании с комплексом дирекционных показателей однозначно свидетельствуют, что породообразующим геологическим агентом во всех случаях являлись ледниковые покровы, а не морские течения. *Во-вторых*, полностью подтвердились сведения об оледенениях, полученные в течение третьего этапа изучения региона. Подтвердились и предположения о существовании двух основных морен нижненеоплейстоценового возраста (морен с петрографическими комплексами D и D_1, E и E_1). *В-третьих*, и это, с нашей точки зрения, очень важно, благодаря широкому практическому применению кинетостратиграфического метода, впервые для огромного региона появилась возможность непосредственно в поле, практически немедленно датировать горизонты морен и уверенно коррелировать изученные разрезы при камеральной обработке полевых материалов и составлении геолого-геоморфологических карт, разрезов и других материалов, не рискуя совершить ошибку, ведущую к неправильным стратиграфическим построениям.

Таким образом, в пределах севера и северо-востока Европейской части России достаточно надежно установлено существование пяти разновозрастных горизонтов

морен, из которых три впервые получили полную и достаточно четкую кинетостратиграфическую характеристику. Верхняя — самая молодая морена ($A–A_1$) датирована радиоуглеродным методом и отнесена к поздневалдайскому времени. Возраст второй сверху морены ($B–B_1$) лежит уже за пределами возможностей радиоуглеродного метода. По стратиграфическому положению — ниже морских микулинских отложений, эта морена (московская), так же как и нижележащая, третья сверху морена ($C–C_1$) — днепровская, отнесены к среднему неоплейстоцену. Два наиболее древних горизонта условно рассматриваются как нижненеоплейстоценовые.

2.3. Палеогидрологический метод

Палеогидрологический метод основан на изучении строения и распространения аллювиальных свит и отложений водных бассейнов различного генезиса. Первые являются достаточно надежными маркирующими горизонтами в силу жестко определенных закономерностей их гипсометрического положения и по специфике вертикального разреза. Следует отметить, что для целей стратиграфического расчленения плейстоцена и проведения корреляций могут быть использованы, как правило, только аллювиальные отложения крупных водных артерий. В пределах изучаемого региона таковыми являются аллювиальные свиты пра-Вычегды, пра-Печоры и пра-Камы. Е.В. Шанцер (1951) считал, что «... значение аллювия поистине громадно. Аллювий и сложенные им террасы являются основным средством стратиграфического сопоставления разрезов континентальных четвертичных отложений далеко отстоящих друг от друга местностей, заключающих в себе отложения, резко отличные по генезису и условиям залегания» (стр. 2). Стратиграфическое положение (относительный возраст) любого аллювиального горизонта обычно легко устанавливается путем сравнения абсолютных высот его постели с положением подошвы других аллювиальных свит конкретного района.

Г.И. Горецкий (1966) также считал «... прослеживание соотношений погребенных аллювиальных свит на продольных профилях ..., выяснение соотношений погребенных аллювиальных свит с перекрывающими породами и между собой, установление отношений погребенного аллювия с морскими и ледниковыми осадками» — методами, способствующими исследованию узловых моментов в формировании долины (стр. 372). Анализ соотношения погребенных аллювиальных свит пра-Вычегды, пра-Печоры и пра-Камы с моренными горизонтами, залегающим выше урезов современных рек и изученных кинетостратиграфическим методом, позволил опуститься ниже, вплоть до основания неоплейстоценовой толщи и определить относительный возраст тех моренных горизонтов, которые недоступны для изучения объемно-петрографическим методом (петрографические комплексы $D–D_1$ и $E–E_1$).

Палеогидрологический метод включает также изучение строения отложений иного генезиса, обычно заполняющих погребенные речные долины и перекрывающих аллювий рек, разработавших эти долины. Выяснение условий, в которых происходило накопление отложений, запечатывающих аллювий, дает ценный фактический материал для установления взаимоотношений древних рек с морскими бассейнами, с колебаниями их уровня, помогает оценить не только роль, но и амплитуды неотектонических движений.

Самостоятельным разделом палеогидрологического метода является исследование ***палеолимнологии*** среднего и позднего неоплейстоцена.

Общеизвестно, что при развитии ледниковых покровов коренным образом изменялись не только многие особенности орографии, но и вся система поверхностного стока. В депрессиях рельефа, в первую очередь в долинах рек возникали громадные приледниковые озерные бассейны, отложения которых образуют в современном рельефе несколько террас. Это обстоятельство делает совершенно необходимым совместное применение геоморфологического метода и палеолимнологического анализа как инструментов, взаимно дополняющих и контролирующих друг друга.

Специфика орогидрографии региона. И Печорская низменность и Западное Притиманье расположены к северу от восточной части Главного водораздела Русской равнины, возвышенностей Северных Увалов. В зоне примыкания Северных Увалов к Среднему Уралу, частично в предгорьях последнего, находятся истоки основных рек: Печоры, Вычегды, левых притоков верхнего течения Камы. Эта область издавна известна под названием Печоро-Вычегодско-Камского водораздела. Орогидрография его достаточно сложна, представлена системой холмистых возвышенностей с абсолютными высотами 200–250 м и более, между которыми располагаются обширные депрессии, абсолютные высоты которых не превышают 150–160 м, в среднем составляя 120–130 м. В системе Печоро-Вычегодско-Камского водораздельного узла выделяются четыре депрессии: Керчемская, — в верховьях Вычегды, Верхнекамская — в верхнем течении Камы, Вишерская — обширная низменность на левобережье нижнего течения р. Вишеры, левого притока р. Камы, и Среднекамская — от устья р. Вишеры до г. Перми.

Керчемская депрессия — плоская заболоченная поверхность с абсолютными отметками тыловых частей от 145 до 160 м, центральных — 120–130 м. Вычегодско-Печорский участок водораздела рассечен Мылвинской сквозной долиной, которая соединяет южную часть Печорской низменности с Керчемской депрессией. Через фрагмент водораздела, отделяющего Керчемскую депрессию от Верхнекамской, проходит сквозная Кельтменская долина, соединяющая эти депрессии. Под днищами обеих сквозных долин бурением обнаружены глубокие древние эрозионные врезы, заполненные разнообразными отложениями. Вследствие этого их принято называть Мылвинским и Кельтменским погребенными каньонами.

Верхнекамская депрессия по морфологии и абсолютным высотам поверхности делится на две части: западную (130–220 м) и восточную (130–160 м). От западной восточная часть Верхнекамской депрессии отделена сужением в месте слияния р. Весляны с р. Камой, которая через это короткое дефиле выходит в восточную часть Верхнекамской депрессии.

У с. Бондюг Верхнекамская депрессия замыкается с юга, востока и севера водораздельными массивами, а текущая по ней река Кама входит в аномально узкий, похожий на каньон отрезок долины протяженностью свыше 30 км, прорезающий эти водоразделы с севера на юг. Ширина Камского каньона к югу постепенно суживается: до 1,5 км в месте впадения в р. Каму ее левого притока р. Вишеры. В отличие от Мылвинского и Кельтменского каньонов, Камский каньон не является погребенным. Под аллювием современной Камы, как и в бортах каньона, бурением вскрыты породы дочетвертичного возраста, если не считать небольших (3–4 м) переуглубленных участков, заполненных гравийно-галечными отложениями. Отсутствие под современным аллювием переуглубления, аналогичного обнаруженному под днищами Кельтменской и Мылвинской сквозных долин, не позволяет назвать Камский каньон погребенным. Камский каньон открывается в Вишерскую депрессию, смежную со Среднекамской депрессией, которая в р-не г. Перми замыкается с юга сужением водоразделов — последним барьером на пути современной р. Камы к Каспию.

Приледниковые плотинные озера с обращенным стоком вод. Материалы бурения дают основания для выделения нескольких погребенных речных долин, унаследованных современными реками Вычегдой, Печорой и, частично, верхней Камой. В периоды оледенений ледники перекрывали не только устья пра-рек, но и значительные части их долин. Южнее края льда с прекращением стока на север в речных долинах формировались подпрудные (плотинные) приледниковые долинные озера. Как показывают расчеты, при современном климате затопление долин бассейнов р. р. Печоры и Вычегды до абсолютных отметок 130–140 м произошло бы не более чем за 15–20 лет. Исходя из этого, можно не сомневаться, что уровни приледниковых подпрудных озер достигали абсолютных отметок днищ Мылвинской и Кельтменской (130–135 м) сквозных долин в геологическом смысле мгновенно, еще до момента достижения краем ледниковых покровов границ их максимального продвижения. После этого начинался сброс излишков озерных вод через понижения Печоро-Вычегодско-Камского водораздела, через пороги стока (сквозные долины и каньоны) на юг, в бассейн Каспия. Происходила инверсия, обращение стока поверхностных вод.

В периоды деградации ледников сброс озерных вод на юг через сквозные долины резко увеличивался и, по-видимому, принимал грандиозные масштабы. Вследствие этого возрастала интенсивность эрозии наиболее узких участков сквозных долин, что приводило к снижению порогов стока. Как следствие, уровни подпрудных приледниковых бассейнов от эпохи к эпохе неуклонно снижались. Это обстоятельство отразилось в абсолютных высотах тыловых швов террас приледниковых озер с обращенным стоком, что имеет чрезвычайно важное стратиграфическое значение.

Террасы приледниковых плотинных озер с обращенным стоком вод, таким образом, фиксируют местоположение, размеры и очертания спущенных озерных бассейнов, а абсолютные высоты тыловых швов определяют максимальные уровни исчезнувших озер. Геолого-геоморфологическое картирование Западного Притиманья и Печорской низменности установило, что в регионе развиты две террасы, отвечающие всем рассмотренным выше условиям.

Керчемская терраса имеет абсолютные высоты тыловых швов 160 м. С севера и запада керчемская терраса ограничена поясом краевых образований, относимых к эпохе второго средненеоплейстоценового оледенения. Основной район ее развития — Керчемская депрессия. Через Кельтменскую сквозную долину она прослеживается в Верхнекамскую депрессию, где сливается с верхнекамской террасой. Последняя разделяется на два подуровня: высокий — до 220 м и низкий — 160–180 м. Распространение высокого ограничено западной частью Верхнекамской депрессии, низкий — развит везде, вплоть до сужения восточной части депрессии в районе слияния Камы с ее левым притоком р. Весляной. Ниже Камского каньона, уже в Вишерской и Среднекамской депрессиях терраса, соответствующая верхнекамской, развита фрагментарно, а основная территория днища депрессий образована среднекамской террасой с абсолютными высотами 130 м — сингенетичным аналогом верхнепечорской и озъягской террас более северных районов Печоро-Вычегодско-Камского орогидрографического узла.

Озъягская (верхнепечорская) терраса широко развита в бассейнах всех трех рек: Вычегды, Печоры и Верхней Камы (Потапенко, 1975$_1$). Озъягская терраса из Керчемской депрессии прослеживается через Мылвинскую сквозную долину в бассейн верхнего течения р. Печоры, где ей синхронна верхнепечорская терраса. Абсолютные высоты этих террас не совсем одинаковы. Верхнепечорская несколько выше (абс. отм. 140–145 м), чем озъягская (абс. отм. 130–135 м), что вполне естественно, так как она отделена от бассейна Каспия дополнительным (по сравнению с озъягской террасой) порогом стока — Мылвинской сквозной долиной.

Верхнепечорская терраса контактирует с Лемьюским конечноморенным валом Северодвинско-Печорского конечноморенного пояса, ограничивающим ее распространение к северу.

Озъягская терраса из Керчемской депрессии прослеживается также к югу и западу. К югу через Кельтменскую сквозную долину, слегка снижаясь, ее поверхность проходит в Верхнекамскую депрессию и далее, через Камский

каньон в Вишерскую и Среднекамскую депрессии. Южнее последней она отсутствует. В западном направлении озъягская терраса развита почти по всей протяженности долины Вычегды кроме самого нижнего ее течения, где она резко обрывается, ограниченная поясом конечноморенных образований, пересекающих приустьевую часть долины Вычегды.

Керчемская и озъягская (верхнепечорская) — только эти две террасы северо-востока Русской равнины образованы осадками подпрудных приледниковых бассейнов, уровень которых повышался до наиболее низких отметок Печоро-Вычегодско-Камского водораздела — днищ Мылвинской и Кельтменской сквозных долин и Камского каньона, после чего начинался сброс излишков воды в бассейн Каспия и происходило реверсирование поверхностного стока. Из этого факта следует единственный вполне обоснованный вывод, согласно которому по *территории региона проходят границы только двух разновозрастных ледниковых покровов*, дважды полностью перекрывавших поверхностный сток на север, что вызывало переполнение всех речных долин, трансформацию их в приледниковые плотинные озера, непосредственно контактировавшие с краями ледниковых покровов, и обращение поверхностного стока с северного на южный.

Следовательно, не более двух поясов краевого ледникового рельефа могут претендовать на ранг именно конечно-моренных, то есть маркирующих границу ледникового покрова в максимум его распространения.

Границы рельефообразующих неоплейстоценовых оледенений. Более древний — Вычегодско-Верхнепечорский пояс конечных морен прослеживается от верховьев р. Сысолы к северо-востоку в район с. Усть-Кулома. Здесь он пересекает долину р. Вычегды и, продолжаясь далее к северо-востоку, почти не меняя своего направления, траверсирует южную оконечность Тиманского Кряжа — возвышенность Джеджим-Парму. Восточнее нее он меняет свое направление на почти меридиональное, затем огибает верхнее течение р. Вычегды, срезая самые ее истоки. Далее этот пояс конечных морен круто поворачивает к юго-востоку, образуя Вычегодско-Печорский водораздел, пересеченный Мылвинской сквозной долиной, восточнее которой, уже в широтном направлении, он уходит в предгорья Урала. Конечные морены Вычегодско-Верхнепечорского пояса ограничивают распространение керчемской ледниково-озерной террасы к северу (в Печорскую низменность) и к западу (в бассейн нижнего течения Вычегды и Сев. Двины), и это дает все основания считать его конечноморенным поясом.

Более молодой пояс конечных морен — Северодвинско-Печорский, маркируется моренными грядами и валами от нижнего течения р. Вычегды на северо-восток по водоразделам в верховьях рек Пинеги и Вашки, проходит непосредственно к югу от крутого изгиба русла среднего течения р. Мезени, так называемой «Мезенской петли», после чего поворачивает к северу и, огибая наиболее высокую возвышенность Среднего Тимана (Четласский Камень), в виде серии крупных возвышенностей на правобережье р. Ижмы и левобережье р. Лемью (левый приток р. Печоры) уходит в предгорья Урала.

Северодвинско-Печорским краевым поясом обозначен максимум последнего оледенения северо-востока Русской равнины, так как он контролирует распространение к северу, в сторону центров оледенения верхнепечорской и озъягской террас — террас последних приледниковых озер с обращенным стоком, возникших перед фронтом ледника при подпруживании поверхностного стока бассейнов Северной Двины, Печоры и Верхней Камы. Севернее этого пояса конечных морен закартировано множество валов, гряд, дуг и амфитеатров краевых ледниковых мегаформ, но ни одна из них не служит преградой для какой-либо террасы, а лишь фиксирует положение и конфигурацию лопастей и языков деградирующего ледникового покрова последнего оледенения.

Террасы интрагляциальных бассейнов. На территории, ограниченной с юга Северодвинско-Печорским поясом конечных морен, то есть с проксимальной его стороны, вплоть до побережья Баренцева и Белого морей в депрессиях рельефа, по которым протекают сейчас реки Сев. Двина (с притоками Вагой, Пинегой и Вычегдой) и Мезень (с притоками Вашкой и Пёзой), развита сложная система террас, конфигурация, морфология поверхности и строение разреза которых дают все основания относить их к бассейновым террасам. По своим размерам (масштабам) и положению в системе мегаформ современного рельефа эти террасы практически идентичны террасам подпрудных приледниковых озер — керчемской, и озъягской (верхнепечорской). Но по своему положению в пределах последнего оледенения они должны быть отнесены к террасам не приледниковых (перигляциальных), а внутриледниковых — интрагляциальных бассейнов. Кроме этого, есть и еще, по крайней мере, три отличия, которые имеют принципиальное значение для понимания сути, важнейших особенностей всего хода изменения палеогеографических условий в эпоху деградации последнего оледенения, в первую очередь, для реконструкции этапов распада краевой зоны.

Первым и основным отличием является полное отсутствие следов стока вод всех интрагляциальных озер на юг, в бассейн Каспия. Отсутствие реверсирования стока доказывается тем, что уровни интрагляциальных озер не превышают абсолютные высоты Главного водораздела даже в понижениях, в пересекающих его сквозных долинах. Исключением является небольшое Мезенское интрагляциальное озеро, которое в начальный этап деградации краевой зоны сбрасывало свои воды в Озъягское приледниковое озеро через местный водораздел по сквозной Пегишдорской долине, унаследованной в голоцене левым притоком р. Мезени — р. Ирвой (рис. 3).

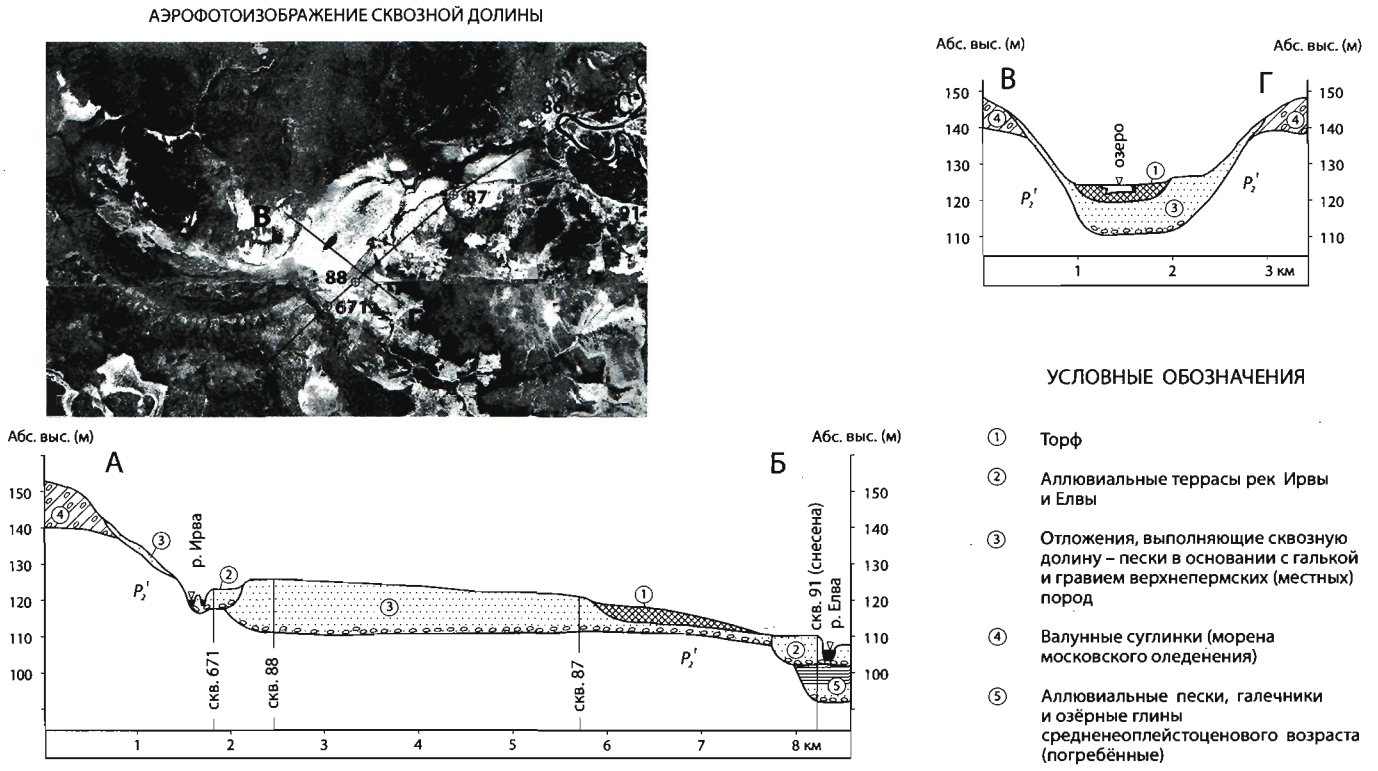


Рис. 3. Сквозная долина (spillway) между долинами рек Ирвы и Елвы (Вымской) и её строение

Второе отличие заключается в том, что абсолютные высоты тыловых швов интрагляциальных террас существенно различны: в Печорской низменности — 80–100 м, в бассейне Сев. Двины и р. Вычегды — 100–105 м, в верховьях р. Ваги до 130 м, в депрессии, по которой течет р. Вашка — 120 м и в верхнем течении р. Мезени до 140–145 м.

Третье отличие заключается в ином характере взаимоотношений краевых моренных валов и гряд с интрагляциальными террасами. В отличие от поясов конечных морен, маргинальные мегаформы в пределах области последнего оледенения не контролируют распространение интрагляциальных террас. Их поверхности свободно проходят через всю довольно сложную систему краевых дуг и валов, не изменяя абсолютных высот своих тыловых швов. Отмеченные в отдельных местах небольшие различия в гипсометрическом положении береговых линий, степени их выраженности и даже случаи полного отсутствия следов абразии вдоль берегов интрагляциальных бассейнов, обычно объясняются локальными особенностями разрушения краевой зоны последнего ледникового покрова во время его деградации.

Возвращаясь к результатам расчетов времени, необходимого для полного затопления речных долин, превращению их в подпрудные (плотинные) озера с обращенным на юг стоком через сквозные долины, можно сделать вполне логичный и, главное, базирующийся на законах гидродинамики вывод о весьма кратковременном существовании интрагляциальных озер. Настолько кратковременном, что возникает необходимость поиска причин этого необычно краткого для геологических событий явления.

Не сразу и не все исследователи обратили на это внимание. Перед антигляциалистами этот вопрос вообще не возникал, так как отсутствие стока на юг из ингрессионных морских бассейнов было вполне естественным и вполне укладывалось в схему постулируемой ими череды трансгрессий и регрессий бореального моря. Совершенно иначе это явление интерпретировалось гляциалистами, которые не допускали подъемы уровня Мирового океана в ледниковые эпохи. Для них отсутствие стока интрагляциальных озер на юг требовало объяснений. Первым исследователем, обратившим внимание на этот факт, не укладывающийся в систему естественных взаимосвязей, был Д.Д. Квасов, который еще в 1968 г. сообщил авторам (в устной форме) о своих соображениях и предложил продолжить исследования для выяснения этого вопроса.

Следует отметить, что многие, а точнее большинство, до настоящего времени не осознают всей важности данного факта для понимания палеогеографии в целом и, в первую очередь, палеогидрологии последней ледниковой эпохи. В связи с этим, мы считаем совершенно необходимым осветить эту проблему более развернуто с использованием всего объема фактического материала, появившегося за последние 25–30 лет и это будет сделано в процессе изложения материалов, относящихся к эпохе последнего оледенения и установлению его возраста.

Здесь же необходимо детально рассмотреть доказательность фактов и оценить степень аргументации группы исследователей (Гуслицер, Канивец, 1962; Гуслицер, Лийва, 1972; Астахов и др., 1999; Mangerud et al., 1999), несогласных с положением границ последнего оледенения, установленным, в частности, путем проведения палеолимнологического анализа. В качестве доказательных фактов упомянутые авторы используют три местонахождения палеолитических орудий: «Бызовая», «Пымва-Шор» и «Мамонтовая Курья», расположенные севернее границы последнего оледенения. Возраст костных остатков в этих местонахождениях колеблется от 37 до 10 тыс. л. н. Ни в одном из них они не перекрыты основной мореной последнего или какого-либо другого оледенения, а «Пымва-Шор» считается стоянкой открытого типа. Ниже приводится краткий обзор и анализ сведений, приведенных в опубликованных работах, дополненных фактами, содержащимися в работах других исследователей, а также материалами наших наблюдений.

Стоянка ***«Бызовая»***, расположенная на правом берегу р. Печоры в 2,5 км выше д. Бызовой, обнаружена Е.М. Тимофеевым в 1962 г. (Гуслицер, Канивец, Тимофеев, 1965).

Археологические и костные остатки стоянки «Бызовая» были использованы Б.И. Гуслицером при обосновании выделения в разрезе плейстоцена северо-востока Русской равнины «бызовского» горизонта — эквивалента средневалдайского интерстадиала — и последующего включения его в Рабочую региональную схему (Решения ..., 1986), а также для датирования широко развитой в бассейне нижнего течения р. Печоры террасы с абсолютными отметками тыловых швов 80–100 м, отложения которой не имеют надежных датировок ни физическими, ни биостратиграфическими методами. В связи с этим необходимо более подробное рассмотрение имеющегося фактического материала.

В качестве датирующего материала стоянки «Бызовая» были использованы кости крупных млекопитающих, радиоуглеродные даты которых колеблются в интервале 27–35 тыс. л. н. (Гуслицер, Канивец, 1962; Гуслицер, Лийва, 1972; Mangerud et al., 1999). Палеолитические орудия и основная часть костного материала стоянки «Бызовая» залегают либо непосредственно на поверхности глинистых пород нижнего триаса, либо перекрыты линзами оползших триасовых глин мощностью до 0,7 м. Небольшое количество костей и орудий найдено в основании мощного (до 2–3 м) слоя галечно-валунных отложений с суглинистым заполнителем, что придает им (по мнению Б.И. Гуслицера) сходство с мореной. Галечно-валунный слой смещен вниз по древнему (погребенному) склону солифлюкцией, либо сдвинут системой оползневых блоков, развитие которых установлено детальными инженерно-геологическими исследованиями ин-та Гидропроект (сообщение Е.М. Тимофеева). В левом борту лога, прорезающего правый борт долины р. Печоры, отложения, содержащие культурные остатки, перекрыты аллювием поймы, I и II надпойменных террас (абс. отм. соответственно 55, 60 и 66 м), с размывом залегающим на галечно-валунно-суглинистом мореноподобном слое, содержащем культурные остатки. Правый борт лога представляет собой более высокую террасу (относит. высота 22–23 м, абс. отм. 68–70 м). Она сложена тонкими песками и алевритами (11 м), в основании которых отмечен хорошо выраженный базальный горизонт — гравий, галька и валуны с песчаным заполнителем (0,4–0,5 м). Под базальным горизонтом залегает серая супесь (1,9 м) с галькой и валунами аналогичная мореноподобному слою левого борта лога, также содержащая редкие палеолитические остатки.

Из приведенного описания видна, прежде всего, полная неопределенность геоморфологического и стратиграфического положения палеолита стоянки «Бызовая». Учитывая это, попытки датирования отложений террасы с абсолютными высотами 80–100 м, опираясь на возраст культурных остатков (Гуслицер, Лийва, 1972; Mangerud et al., 1999), следует признать некорректными. Нельзя игнорировать и тот факт, что отложения всех террас, перекрывающих культурный слой стоянки «Бызовая», отделены от него горизонтами размыва.

Важнейшим моментом для понимания условий захоронения палеолитических остатков является залегание их под мощным слоем галечно-валунных отложений. Подобный материал совершенно не транспортируется местными реками и ручьями. В этом регионе он обычно представляет собой продукт частичного или полного размыва морены и местного переотложения ее грубообломочного материала. Процесс размыва морены и локального переотложения продуктов ее разрушения совместно с палеолитическими кремневыми орудиями подробно исследован Е.М. Тимофеевым, предоставившим в наше распоряжение детальные полевые зарисовки раскопок стоянки Крутая гора. Кроме того, В.И. Канивец (1976) прямо указывает на переотложенное залегание верхнепалеолитического инвентаря, включенного в толщу полуразмытых и смещенных солифлюкцией моренных отложений.

В местонахождении ***«Мамонтовая Курья»*** найдены единичные палеолитические артефакты и один фрагмент бивня мамонта с субпараллельными насечками на одной стороне, залегавшие в базальном слое (гравийно-галечные отложения) аллювия, перекрытого ледниково-озерными песками мощностью 13–15 м. Обнаруженные в совместном залегании зубы мамонта, оленя, лошади и волка, а также бивень мамонта с насечками, сделанными, по-видимому, руками человека, датированы радиоуглеродным методом в интервале 34–37 тыс. л. н. (Pavlov, Indrelid, 2000). Условия залегания — типичное переотложение — позволяют лишь ограничить нижний возрастной предел отложений террасы, но ни в коем случае не дают основания для вывода об отсутствии оледенения в этом районе в последние 34 тысячи лет, как это делают Я. Мангеруд с соавторами (Mangerud et al., 1999).

Следует обратить внимание и на явное несоответствие радиоуглеродных датировок костного материала и возраста перекрывающего его руслового аллювия, пески которого, не содержащие костей, датированы люминисцентным методом в интерале 23,9–25,6 тыс. л. н. Исходя из давно установленных закономерностей формирования аллювия равнинных рек (Шанцер, 1961), возраст руслового аллювия не может быть на 9–10 тыс. лет моложе подстилающих его галечников базального горизонта.

Местонахождение ***«Пымва-Шор»*** имеет особое значение в системе доказательств отсутствия поздневалдайского оледенения в северной части Печорской низменности (Астахов и др., 1999; Mangerud et al., 1999). Единичные палеолитические находки приурочены здесь к основанию слоя коллювия (мощностью более 1 м), залегающего на площадке, осложняющей уступ крутого правого борта долины р. Пымва-Шор. Авторы упомянутых работ считают, что стоянка палеолитического человека «Пымва-Шор» — стоянка **открытого** типа, существование которой безоговорочно и неопровержимо доказывает, что оледенение этого района в позднем валдае просто не могло иметь места. Действительно, краткие описания стоянки и окружающей ее местности производят впечатление весьма доказательного и объективного факта, какую-либо иную интерпретацию которого трудно представить. Однако, значительно более подробные сведения о геолого-геоморфологических условиях местонахождения «Пымва-Шор», приводимые в материалах детальных исследований этого района (Воллосович, Князев, 1955; Кочмашев и др. 1988), заставляют более тщательно рассмотреть вопрос о значении стоянки «Пымва-Шор» для палеогеографических реконструкций.

Местонахождение «Пымва-Шор» располагается на узкой площадке в уступе правого берега ручья Пымва-Шор в 2х км от его устья. Ручей впадает слева в р. Адзьву, которая течет вдоль северо-западного ограничения крупной тектонической структуры — гряды Чернышева. В районе впадения в нее ручья Пымва-Шор р. Адзьва делает крутой изгиб, вдаваясь в гряду Чернышева. Благодаря этому, руч. Пымва-Шор в своем нижнем течении образует глубокую узкую долину, которая прорезает дочетвертичные отложения гряды Чернышева вкрест их простирания, вскрывая карбонатные породы карбона, девона и силура, слагающие восточное крыло синклинальной складки, осложненное надвигом. Ядро синклинали, сложенное терригенными породами пермского возраста, вскрывается здесь же, в долине р. Адзьвы в непосредственной близости от устья руч. Пымва-Шор.

Местонахождение «Пымва-Шор» приурочено к массиву каменноугольных известняков, слои которых моноклинально падают на запад под углом 45° и более (до 60°). Благодаря этому, на коротком участке долины ручья вскрывается почти полный разрез нижнего карбона от основания турнейского яруса до низов намюрского. Разрез делится на три пачки: 1) плитняковые слои (мощность 120 м), 2) кавернозные массивные (собственно пымвашорские) слои (мощность 200–250м) и 3) толстоплитчатые, часто битуминозные известняки (мощность 200–250 м). Массивные пымвашорские известняки устойчивы к разрушению, к ним приурочен наиболее суженный участок долины ручья. Здесь же выходят термальные воды в виде источников, расположенных не выше 5–8 м над урезом ручья или в его русле. Там же отмечаются выходы синевато-серых моренных суглинков. По мнению К.К. Воллосовича (Воллосович, Князев, 1955), значительная глубина долины руч. Пымва-Шор и расположенной севернее долины р. Юнко-Шор (Дэр-Шор), врезанных в устойчивые к размыву породы, и наличие следов морены на их дне позволяют предполагать доледниковое заложение долин.

Дочетвертичные породы в районе местонахождения «Пымва-Шор» на значительной территории лишены покрова четвертичных отложений и не защищены от инфильтрации атмосферных осадков, что способствует интенсивному развитию карста. Более того, поверхность палеозойских карбонатов вспахана глубокими ледниковыми бороздами и шрамами, покрыта скоплениями глыб и обломков. Шрамы и борозды ориентированы с севера на юг (175°). Точно так же ориентированы шрамы, отмеченные нами на поверхности песчаников пермского возраста в долине р. Адзьвы в 2х км выше устья руч. Пымва-Шор, где они перекрыты моренными отложениями.

Южная часть известнякового массива имеет вид крутого, ступенчатого обрыва, служащего на коротком участке правым бортом руч. Пымва-Шор. Обрыв спускается непосредственно к руслу ручья, который течет здесь в узкой, каньонообразной долине, почти не меандрирует и не образует поймы, которая развита лишь выше и ниже по течению. В известняках правобережного борта долины руч. Пымва-Шор, непосредственно в точке нахождения палеолитических орудий, выработаны три скульптурные площадки на высотах 6, 12 и 18 м над урезом ручья. На низкую площадку с севера открывается короткая троговая долина. Поверхность известняков осложнена несколькими небольшими продолговатыми и невысокими (до 10 м) останцами. На аэрофотоснимках отчетливо видно, что они, как и ледниковые борозды, ориентированы с севера на юг.

Формация каменноугольно-силурийских образований сильно закарстована. Процесс наиболее развит в каменноугольных карбонатных отложениях, в девонских породах он менее характерен и в силурийских практически затухает. Наиболее типичной формой проявления карста на поверхности являются воронки от 10 до 100 м в поперечнике, глубиной до 5–6 м и более. Наиболее интенсивно карстуются толстоплитчатые и массивные известняки фаменского яруса, особенно известняки пымвашорских слоев. В обрывистых стенках глубоких карстовых воронок наблюдаются многочисленные пустоты-пещеры высотой 1,0–1,5 м и более. В массивных пымвашорских известняках К.К. Воллосовичем (Воллосович, Князев, 1955) отмечено большое количество пещер значительных размеров. Пус-

тоты встречены и при бурении скважин. Высота потолков пещер достигает 7 м. Частично они заполнены доломитовой мукой или жирной глиной. При вскрытии эрозионными процессами эти пустоты трансформируются в гроты, ниши, пещеры и прочие убежища подобного типа, вполне пригодные для использования первобытным человеком.

Потолки многих карстовых пустот-пещер вследствие экзарационного воздействия ледникового покрова, несомненно, были уничтожены. Такой вывод позволяет сделать подсчет количества крупнообломочного материала в первой средненеоплейстоценовой морене Западного Притиманья. Он позволил вычислить с высокой степенью точности, что с поверхности Четласского Камня был содран слой крепких метаморфизованных песчаников и сланцев рифея мощностью до 12–15 м (Лавров, Потапенко, 1986). Очевидно, что прочность закарстованных карбонатов палеозоя гряды Чернышева не выше, и поэтому вполне естественно полагать, что многие карстовые пустоты были уничтожены полностью, другие же — вскрыты, а их потолки обрушились, образовав нечто вроде слоя коллювия. В подобной ситуации вполне возможно, что следы обитания в пещерах палеолитического человека сохранились под слоем пород, слагавших обрушившиеся потолки пещер, который мало чем отличается от слоя обычного коллювия. Именно такими представляются нам условия образования местонахождения «Пымва-Шор», которое, судя по весьма ограниченному количеству каменного инвентаря, не было долговременным местообиталищем палеолитического человека.

Отнесение местонахождения «Пымва-Шор» к стоянкам открытого типа, как это делает Mangerud et al. (1999), в свете всего изложенного нам представляется плохо обоснованным и поспешным. Это мнение подтверждается в одной из последних работ, посвященных палеолиту северо-востока Русской равнины (Pavlov, Indrelid, 2000). Стоянка «Пымва-Шор» сравнивается в ней со стоянкой, обнаруженной Б.И. Гуслицером (Гуслицер, Канивец, 1962) в Медвежьей пещере в верховьях р. Печоры. За навесом, под которым обнаружено местонахождение «Пымва-Шор», признается карстовый генезис, так же как и за находящейся в непосредственной близости небольшой пещерой. Отметим в заключение, что наличие пещер в районе местонахождения «Пымва-Шор» указано даже на обычной топографической карте. Таким образом, становится почти очевидным, что местонахождение «Пымва-Шор» — это пещерная стоянка, разрушенная, повидимому, экзарационным воздействием поздневалдайского ледникового покрова. Не исключено, что пещеры «Пымва-Шор» являлись обиталищем нескольких поколений, отделенных друг от друга эпохой оледенения. Об этом косвенно может свидетельствовать различный возраст костных остатков, обнаруженных в слое коллювия, покрывающего пол скального карниза (Mangerud et al., 1999).

В заключение обратим внимание на одно обстоятельство, которое делает местонахождение «Пымва-Шор» весьма привлекательным не только для первобытного, палеолитического человека, но и для современных кочевников, живущих ныне в этом районе. Это наличие нескольких (до 6–8) источников термальных подземных вод (температура 26–29°С), имеющих хлоридно-натриевый состав, минерализацию 1,7–2,4 г/л (то есть заметно соленых), газирующих сероводородом, азотом и гелием, с повышенным содержанием радия и радона, при суммарном дебите 25–30 л/сек. Источники сосредоточены непосредственно у скальных выходов закарстованных известняков карбона вдоль зоны трещиноватости, которая оперяет фронтальный разлом, отделяющий гряду Чернышева от Печорской синеклизы. Они используются местным населением и сейчас в бальнеологических целях, и нет сомнений в том, что в подобных геолого-тектонических условиях эти источники существовали в течение многих тысячелетий и являлись мощным аттрактантом для людей эпохи позднего палеолита.

Подводя итог констатируем, что применение археологических находок для стратиграфических корреляций и палеогеографических реконструкций при достигнутом уровне их исследований вызывает ряд возражений, что делает этот метод объектом дискуссии.

Глава 3
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА. ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Неоплейстоценовый покров северо-востока Русской равнины — сложно построенное сооружение. Снизу его ограничивает расчлененная поверхность дочетвертичных образований, а сверху — не менее неровная поверхность современного рельефа. Вследствие этого неоплейстоценовая толща отличается значительными колебаниями мощности (от нуля до 250–350 м). Литологический состав ее изменяется в широком диапазоне: от глин до скоплений валунов. Однако, основная масса — в среднем от 50 до 70% объема, представлена плохо сортированными песчано-суглинистыми отложениями, содержащими разнообразный крупнообломочный материал обычно в количестве 0,1–2,0% от объема породы. Это так называемые «валунные суглинки» — диамиктоны. Диамиктоны обычно разделены горизонтами иного литологического состава: глины, алевриты, супеси, суглинки, пески, гравийно-галечные отложения и т.п.

В генетическом отношении основная часть неоплейстоценового покрова представлена ледниковыми и водно-ледниковыми, морскими, эстуарными, озерными и аллювиальными отложениями. Столь широкий генетический диапазон обусловлен и отражает многократную смену палеогеографических обстановок. Главные причины перемен — развитие и деградация ледниковых покровов, трансгрессии и регрессии морей Арктического бассейна, перестройки эрозионной сети, образование в речных долинах сложных систем обширных озерных и эстуарных бассейнов. Все это запечатлено во взаимоотношениях горизонтов отложений различного возраста и генезиса.

Эоловые, делювиальные, оползневые, солифлюкционные отложения занимают сугубо подчиненное положение и в решении стратиграфических проблем не играют сколько-нибудь заметной роли. Необходимо лишь самым тщательным образом избегать ошибочного отнесения их к отложениям иного генезиса, например, не принимать отложения озерных бассейнов за эоловые, чешуйчатые морены — за солифлюкционные и оползневые (Tveranger et al., 1995) и т.п.

Цикличность осадконакопления. Несмотря на наличие многократных перерывов в осадконакоплении и невыдержанность мощности горизонтов отложений различного генезиса, уверенно устанавливается общая закономерность строения неоплейстоценового покрова, исключительно важная для понимания всего процесса его образования. Отложение пород различного возраста и генезиса не являлось хаотичным. Оно было подчинено строгой последовательности, которая неоднократно повторялась в течение неоплейстоцена. Как следствие — неоплейстоценовая толща представлена серией ритмов, в каждом из которых ледниковые, морские, аллювиальные, эстуарные и ледниково-озерные отложения чередуются в строго определенном порядке. Полнота ритма варьирует, отражая локальные особенности изменения палеогеографических условий.

Ритмичность (цикличность) осадконакопления в центральной части Печорской низменности и на юге Западного Притиманья (бассейн верхнего течения Вычегды) была установлена при изучении погребенных аллювиальных свит (Лавров, 1968$_1$, 1968$_3$). Тогда за начало цикла седиментации был принят этап развития эрозионной сети. Отнесение аллювия или синхронных ему морских отложений к началу ритмов было обусловлено тем, что древнейшими из известных в то время отложений неоплейстоцена являлся аллювий осевых частей наиболее глубоких погребенных долин, а на севере — морские отложения. С появлением новых данных, главным образом результатов картировочного бурения севера Печорской низменности (В.И. Владимиров, А.С. Гайдаманчук, А.В. Жмаев, В.Н. Исаев, Р.Б. Крапивнер, А.С. Мовсесян, В.В. Символоков, С.Е. Символокова, А.И. Сопин, Х.О. Траат и др.), а также всей территории Западного Притиманья (В.Ф. Антаневич, В.А. Астафуров, В.П. Мотин, Л.Д. Роик, Т.А. Румянцева, В.П. Сапов, А.В. Смелов, В.В. Филиппов, Г.М. Черемхина и др.), стало очевидным, что разрез неоплейстоценового покрова везде начинается с диамиктонов, которые антигляциалисты относили к ледово-ледниково-морским отложениям, а их оппоненты — к ледниковым, к основным

моренам. В частности было установлено, что древнейшая долина пра-Вычегды врезана не только в дочетвертичные отложения, но и в толщу древней морены (Потапенко, 1975_1). Под давлением новых сведений вопрос о палеогеографических условиях начала циклов седиментации был пересмотрен в пользу оледенения (Лавров, Потапенко, 1998, 1999). Основной причиной, обусловившей появление ритмичности, без всяких сомнений, следует признать неоднократные покровные оледенения региона. Ледники, прогибая земную поверхность, предопределяли неизбежность развития поздне-послеледниковых трансгрессий бореальных морей вглубь континента. От специфики распада краевой зоны ледников зависело, где и как будет заложена возрождающаяся после оледенения речная сеть. Время существования ее ограничивало следующее оледенение, так как с развитием ледниковых покровов происходило частичное или полное уничтожение речных долин, морских заливов и эстуариев, подтопление рек в перигляциальной зоне и реверсирование направления поверхностного стока с северного на южное.

Ритмичность смены отложений различного генезиса (с учетом конкретного местоположения района) наблюдается повсеместно. Естественно, что в наиболее полной мере она проявляется только в погребенных долинах крупных рек (Печоры, Вычегды, некоторых их притоков). На водоразделах сохранились лишь фрагменты ритмов, корреляция которых без применения метода кинетостратиграфии практически невозможна. Полнота того или иного ритма может объясняться также конкретными особенностями палеогеографии района: его расположением вне области того или иного оледенения, или, наоборот, в области интенсивной экзарации (например, нижнее течение рек Сев. Двины, Пинеги, Мезени). Аллювиальные отложения в составе ритма обычно отсутствуют в тех районах, где сразу же после деградации ледника, а, нередко, и в ее процессе начиналась трансгрессия бореального моря, возрождающегося после оледенения.

Результаты кинетостратиграфических исследований позволяют уверенно выделять в общем разрезе неоплейстоцена морены четырех оледенений. Но ниже урезов современной гидросети, где применение этого метода невозможно, бурением обнаружен еще один, пятый горизонт, выполняющий глубокие, узкие, изолированные рытвины в поверхности дочетвертичных отложений. Ориентировка этих рытвин (с севера на юг, или с северо-востока на юго-запад) дает основание считать их ложбинами ледникового выпахивания, а выполняющие их диамиктоны — основной мореной древнейшего, может быть, первого оледенения северо-востока Русской равнины.

Таким образом, если принять во внимание, что ледниковые покровы раннего валдая, по-видимому, не распространялись в пределы региона, и эпоха первого поздненеоплейстоценового оледенения представлена только комплексом перигляциального аллювия и, возможно, ледниково-озерных отложений, в строении неоплейстоценового покрова северо-востока Русской равнины мы имеем основание предполагать участие не менее **шести седиментационных циклов**. Это полностью подтверждается и результатами изучения погребенных аллювиальных свит. Убедительные материалы получены также по отложениям эстуарных водоемов, перекрывающих и запечатывающих древний аллювий. Что же касается морских трансгрессий, то здесь дела обстоят несколько хуже. С достаточной степенью уверенности можно говорить о существовании в Западном Притиманье только четырех трансгрессий. На севере Печорской низменности установить точное их количество в настоящее время не представляется возможным. Тем не менее, обобщение материалов бурения, проведенное путем построения серии геологических разрезов с коррекцией по результатам изучения петрографического состава крупнообломочного материала морен этого района, а также с тщательной геоморфологической привязкой буровых скважин позволяет предполагать наличие четырех межморенных горизонтов, которые, вероятнее всего, связаны с морскими бореальными трансгрессиями. С учетом этого обстоятельства в дальнейшем, при рассмотрении строения разновозрастных циклов осадконакопления, сведения о морских трансгрессиях приводиться не будут ввиду неопределенности и гипотетичности пространственных и возрастных корреляций. Исключение составит бореальная трансгрессия микулинского межледниковья, отложения которой изучены достаточно хорошо, особенно в Западном Притиманье.

Резюмируя, следует констатировать, что представления о шести циклах седиментации базируются в основном на детальных исследованиях эпохи последнего оледенения. Сведения о событиях предшествующих циклов отличаются меньшей полнотой, которая, к тому же, неуклонно снижается вниз по разрезу. Это вполне естественно находит отражение в быстро убывающей полноте фактологической основы. Учитывая, что геохронологические материалы, имеющие достоверный характер, получены только для эпохи последнего оледенения и части предшествовавшего ей безледного интервала, но практически полностью отсутствуют для более древних отложений, хронологическая привязка циклов седиментации проведена посредством экстраполяции сверху вниз. Понимая, что применение метода актуалистических аналогий не является лучшим решением проблемы, считаем, тем не менее, что при изучении однородных явлений природы, имевших место в сравнительно недалеком прошлом в пределах относительно небольшого региона — это вполне допустимо, оправдано и не приведет к серьезным ошибкам.

Если придерживаться выбранного метода отсчета времени и средней продолжительности ледниково-межледниковых циклов порядка 100 000 лет (Боуэн, 1981), возраст отложений первого, древнейшего ледниково-межледникового цикла, отложения которого обнаружены на северо-востоке Русской равнины, не может быть эоплейстоценовым, и следует относить его к низам нижнего неоп-

лейстоцена по стратиграфической шкале 1995 г. (Алексеев и др., 1997). Столь же условными надо считать и хронологические интервалы трех последовавших затем более молодых ледниково-межледниковых циклов, так как имеющиеся биостратиграфические сведения не могут приниматься за безусловные, доказательные определения хронологической позиции их межледниковых интервалов, а определение абсолютного возраста морен существующими методами вообще не представляется возможным.

Следуя общепринятым правилам и порядку, изложение материала по стратиграфии неоплейстоценовых отложений северо-востока Русской равнины приводится от древних к молодым, снизу вверх, несмотря на то, что основные закономерности формирования всей неоплейстоценовой толщи установлены при изучении последнего оледенения и событий, вызванных его развитием. В связи с этим, считаем необходимым предварительно изложить в тезисной форме основные выводы палеогеографического характера, полученные на основании детальных исследований строения отложений и рельефа, образованных в течение последнего, шестого цикла седиментации

В самой общей форме последовательность событий в течение последнего цикла осадконакопления представляется состоящей из пяти основных этапов (Лавров, Потапенко, 1998).

I этап. Начало оледенения. Отсечение от моря морских заливов и эстуариев развивающимся ледниковым покровом, трансформация речных долин в приледниковые долинные озера, реверсирование поверхностного стока на юг, в бассейн Каспия, частичное или полное уничтожение гидросети.

II этап. Оледенение. Образование гляциоизостатического прогиба амплитудой от 50–100 м в приграничных областях оледенения до 300–400 м и более в приближенных к его центрам.

III этап. Деградация оледенения. Уменьшение мощности ледникового покрова (ареальная дегляциация). Компенсация гляциоизостатического прогиба — сводовое и дифференцированные поднятия. Начало поздне-послеледниковой морской трансгрессии в распадающуюся краевую зону ледника с образованием позднеледниковых интрагляциальных эстуариев, а затем ингрессия в долины рек, возродившихся после оледенения.

IV этап. Межледниковье. Дальнейшее развитие ингрессии в речные долины благодаря подъему уровня океана.

V этап. Конец межледниковья — начало нового оледенения. Регрессия эстуариев (как следствие начавшегося снижения уровня океана и компенсации гляциоизостатического прогиба) и развитие речной сети, сменяющиеся событиями I этапа следующего цикла осадконакопления.

Глава 4
ПЕРВЫЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ

Палеогеография эпохи, непосредственно предшествующей первому покровному оледенению равнин северо-востока Европейской части России, в настоящее время практически не реконструируется. Причиной является почти полное отсутствие отложений, подстилающих древние морены. Обнаруженные фрагменты, имеющие, по-видимому, плейстоценовый возраст, крайне невыразительны и мало информативны. Обычно они представлены песчано-гравийно-галечными отложениями, выполняющими неглубокие (до 10–15 м), немногочисленные и изолированные понижения в поверхности доплейстоценовых отложений под подошвой какой-либо из древненеоплейстоценовых морен (I и II циклов осадконакопления).

Понижения в плане представляют собой небольшие замкнутые впадины. Они не трассируются по закономерному изменению абсолютных отметок днищ, что не позволяет доказательно считать их фрагментами некогда существовавшей единой эрозионной сети. Но так как отрицать существование последней нет никаких оснований, остается предполагать, что одна часть обнаруженных впадин все-таки является остатками доледниковых (эоплейстоценовых?) долин, и что заполняющие их отложения — это аллювий древнейших (эоплейстоцен — древненеоплейстоценовых) рек. Другая часть понижений поверхности дочетвертичных пород появилась, вероятно, вследствие экзарационного воздействия ледниковых покровов первого и второго циклов седиментации на их ложе и представляет собой ложбины ледникового размыва.

4.1. Древнейшее неоплейстоценовое оледенение
(Морены E и E_1)

Древнейшая морена на основной части территории сохранилась практическои повсеместно, но сохранность и, следовательно, частота встречаемости в кернах буровых скважин неодинакова в различных частях региона, также как и условия залегания. Общим является то, что морены первого цикла осадконакопления как в Западном Притиманье (морена E), так и в Печорской низменности (морена E_1) залегают на несколько десятков метров ниже не только уровня эрозионного вреза, но и уровня современного моря. Этим объясняется то, что сведения о петрографическом составе крупнообломочноного материала настолько незначительны, что не позволяют составить сколько-нибудь обоснованного суждения о палеогляциологической обстановке того времени. Трудности усугубляются еще и тем, что в северных районах и в центре Печорской низменности морена E_1 практически не содержит крупнообломочного материала. Это дало основание для формального отделения ее от синхронной (залегающей в аналогичной стратиграфической позиции) морены E Западного Притиманья.

Западнее долины р. Сев. Двины морена E отсутствует или сохранилась в виде фрагментов на дне наиболее глубоких ложбин ледникового выпахивания (нижнее течение р. Устьи). В бассейне р. Вычегды и в верховьях р. Пинеги морена залегает в таких же узких ложбинах, но встречается несколько чаще. Тем не менее, она и здесь не обнаружена на пространствах, разделяющих ложбины.

С.А. Яковлев (1956) по составу руководящих валунов считает нижненеоплейстоценовые морены бассейна Вычегды новоземельскими. В пользу этого свидетельствует и простирание ложбин ледникового выпахивания, ориентированных с северо-востока на юго-запад, которые естественно и логично рассматривать как результат линейной локализации экзарации, указывающей направление движения ледниковых покровов. В бассейнах Мезени, Вашки и Пинеги бурением установлено существование двух горизонтов валунных суглинков, выполняющих глубокие ложбины, которые по их стратиграфическому положению можно считать остатками нижненеоплейстоценовых морен. Недостаточная изученность вещественного состава не дает возможность определить положение центров древних оледенений. Однако, значительное количество скважин позволяет весь-

ма точно установить простирание ложбин ледникового выпахивания: с северо-востока на юго-запад. По-видимому, в древнем неоплейстоцене эта область покрывалась ледниками северо-восточных центров оледенения, наступавшими со стороны Печорской низменности и переваливавшими через возвышенности Тиманского Кряжа.

В южной и центральной частях Печорской низменности морена E_1 вскрыта достаточно большим количеством скважин, но условия ее залегания — в глубоких ложбинах ледникового выпахивания — остаются все теми же. Отличие заключается лишь в увеличении мощности морены, достигающей в отдельных случаях 80–90 м и более. В северном направлении по мере понижения поверхности дочетвертичных пород глубина ложбин ледникового выпахивания в целом несколько снижается, благодаря чему морена E_1 все чаще встречается на пространствах, разделяющих ложбины. Распространение морены постепенно преобретает площадной характер, но размеры участков, покрытых древнейшей мореной, остаются сравнительно небольшими. Даже у северного побережья Печорской низменности распространение морены E_1 носит отчетливо выраженный прерывистый характер.

Параллельно с увеличением роли древнейшей морены в северо-восточном и северном направлениях происходит постепенное снижение занимаемого ею гипсометрического диапазона от минус 30–50 м в бассейне р. Вычегды до минус 100 м в центре Печорской низменности и минус 150–180 м в ее северной части.

Основная морена ледникового покрова первого цикла седиментации представлена литологически монотонной толщей неслоистых глин и алевритов с угловатой (оскольчатой) или плитчатой отдельностью и раковистым изломом, характерными для основных морен (Лаврушин, 1976). Одним из примеров может служить толща морены, пройденная скв. 50 у озера Просундуй несколько южнее г. Нарьян-Мара. Морена, вскрытая в интервале глубин 117,6–184,0 м (мощность 66,4 м), имеет зеленовато-серый цвет, аналогичный окраске широко развитых в этом районе отложений нижнемелового возраста, слагающих ледниковое ложе. Она выполняет узкую ложбину ледникового размыва и выпахивания глубиной около 75 м, выработанную ледником в нижнемеловых алевритах и глинах, не содержащих крупнообломочного материала. Этим объясняется не только цвет морены, но и почти полное отсутствие в ней крупнообломочного материала, столь характерное для древних морен севера Печорской низменности (морен D_1 и E_1). Дно Просундуйской ложбины ледникового размыва и выпахивания располагается на 171 м ниже уровня моря. Она не является фрагментом долины древней эрозионной сети, а входит в состав группы ложбин ледникового размыва и выпахивания, располагающейся в низовьях р. Печоры. Оконтуренные по материалам бурения, все они имеют северо-восточное простирание и протяженность, не превышающую 20–30 км. Однако, некоторые из них заполнены не основной мореной, а столь же мощной толщей флювиогляциальных и, возможно, аллювиальных и морских отложений.

Совпадение ориентировки древнейших ложбин ледникового выпахивания на территории Печорской низменности и Западного Притиманья, по-видимому, не случайно и подтверждает правильнось палеогляциологических построений С.А. Яковлева (1956). Весьма вероятно предположение, что древненеоплейстоценовые ледниковые покровы вторгались в Печорскую низменность с севера или северо-востока, со стороны Баренцева шельфа. Новоземельский, а тем более Карский центры заметной роли в эпоху древнейшего оледенения не играли. К такому выводу приводят не только факт практически полного отсутствия сноса крупнообломочного материала палеозойских пород Новой Земли и Пай-Хоя, но и результаты изучения остатков фораминифер плиоцен-плейстоценового возраста. Их сохранность, распределение в массе моренного материала, несовместимость с органическими остатками иного рода дает все основания считать так называемые «комплексы» фораминифер находящимися в переотложенном состоянии. Поэтому они не могут служить доказательством морского (ледово-морского) генезиса валунных суглинков (морен). Но они четко указывают, откуда двигались ледники, отложившие нижненеоплейстоценовые морены. По данным многих исследователей, количество фораминифер, их разнообразие и сохранность уменьшаются в южном направлении. Южнее широтного колена Печоры находки фораминифер весьма редки, сохранность их чрезвычайно плохая. Аналогичная картина наблюдается и с обломками раковин моллюсков.

4.2. Древненеоплейстоценовое межледниковье

В Западном Притиманье существование нижненеоплейстоценовых аллювиальных свит подтверждено бурением только в долине Вычегды и фрагментарно в долинах ее притоков: Сысолы, Выми, Виледи, Сев. Кельтмы. Стратиграфические построения с широким использованием результатов кинетостратиграфии, палеогидрологии, палинологии и изучения общей ситуации, начиная от побережья Баренцева моря и кончая бассейном верхнего течения современной р. Камы, достаточно убедительно свидетельствуют о том, что древнейшие из сохранившихся аллювиальных отложений относятся все же уже к началу неоплейстоцена, к эпохе первого межледниковья, последовавшего за первым оледенением северо-востока Русской равнины. Основная часть нижненеоплейстоценового аллювия представлена песчано-галечными отложениями, практически во всех случаях присутствует базальный горизонт (гравий, галька, щебень), перекрытый слоем песков различной зернистости

(русловые фации). Мощность аллювия увеличивается вниз по течению пра-рек от 4,0–5,5 до 12,0–13,0 м.

Направление течения древнейшей пра-Вычегды совпадает с современным, что подтверждается закономерным снижением абсолютных высот постели аллювия с востока на запад: от 112 м у д. Эжвадор до 40 м у д. Маджи. От д. Маджи долина древненеоплейстоценовой пра-Вычегды отклоняется к северу, к д. д. Кывдыт-Пому, Зеленцу, Часово, Слуде, Усть-Пожегу. Положение постели в этом направлении плавно снижается до 32 м. Далее к западу русло пра-Вычегды прослежено вверх по течению р. Пожег и в ее среднем течении заканчивается, открываясь в переуглубление древненеоплейстоценовой Кочмасской ложбины ледникового выпахивания. Абсолютные высоты ложа аллювия в этом районе не превышают 18–20 м.

Днище Кочмасской ложбины ледникового выпахивания располагается на 69 м ниже уровня моря. Мощность заполняющего ее сложного комплекса аллювиальных, дельтовых и эстуарных отложений, перекрытых второй нижненеоплейстоценовой мореной (мореной D), составляет 123 м. Таким образом, абсолютные высоты кровли достигают +54 м, что на 30–35 м выше подошвы древнейшего аллювия пра-Вычегды.

В основании разреза комплекса отложений Кочмасской ложбины ледникового выпахивания залегают тонко- и среднезернистые пески с прослоями гравия и мелкой гальки местных пород мощностью 12 м. Вверх по разрезу литологический состав меняется, отложения становятся более тонкими. Пески основания разреза перекрываются глинами темно-серыми тонкослоистыми мощностью 1 м. Выше залегают:

1. Пески серые, мелкозернистые, слюдистые, слоистые. Слоистость подчеркивается прослоями песков (1–2 мм), обогащенных железисто-марганцевыми минералами. Мощность — 4,5 м.

2. Пески серо-коричневые, среднезернистые, в верхней части с прослоями (1 м) гравия и гальки. Мощность — 5,5 м.

3. Пески серые, средне- мелкозернистые, слоистые за счет пропластков глин и чередования песков различной зернистости. В средней части толщи (мощностью 10 м) в отдельных прослоях песков содержатся остатки обугленной древесины и мха, концентрирующиеся в многочисленных прослоях средней мощностью 2 см. Мощность — 34,0 м.

4. Пески коричневато-серые тонкозернистые, глинистые, переслаивающиеся с алевритами и алевритистыми глинами. Слоистость тонкая. В интервале 27–28 м от кровли слоя встречены остатки мха и обугленной древесины. Мощность — 39,0 м.

5. Супеси светло-коричневые, переслаивающиеся с алевритами. Слоистость тонкая (0,5–1,0 мм), встречены два прослоя глин (0,5 и 3,0 м). Мощность — 18,0 м.

6. Глины коричневые, алевритистые, плотные, тонкослоистые (ленточного типа). Мощность — 9,0 м.

По характеру разреза отложения слоев 1–4 весьма похожи на дельтовые образования или отложения эстуариев. Супеси и алевриты слоя 5 и особенно ленточные глины слоя 6, скорее всего, является отложениями эстуарного, но, возможно и ледниково-озерного генезиса.

Палинологический анализ, проведенный З.Л. Губониной и Е.А. Мальгиной в лаборатории В.П. Гричука (Гричук и др., 1968), позволяет разделить толщу, заполняющую Кочмасскую ложбину, на две части. Нижняя часть — эстуарные (дельтовые) отложения, накапливались в условиях климатического оптимума межледниковой эпохи (слои 1–3) и в его конце (слой 4). Верхняя часть отложений формировалась в эпоху оледенения или в его начале. Присутствие в спорово-пыльцевых спектрах реликтовых видов растительности *Onociea sensibilis* L., *Osmunda Claytoniana* L., *Tsuga* sp., *Picea* sect. *Omorica, Pinus* sect. *Strobus, Betula* sp. (*B.* cf. *platyphilla* Suck.) дало основание палинологам отнести межледниковую эпоху к нижнему неоплейстоцену, а присутствие пыльцы литоральных галофитов *Salicornia herbaceae* L. s. l., *Salsola kali* L. s. l. (Rafin) Fries, *Atriplex caloteca* (или *Suaeda maritina*) (L. Dumort), *Echinopsilon* sp., *Atriplex tatarica* L. показывает, что отложения накапливались в условиях обширного ингрессионного залива. Присутствие пыльцы видов *Chenopodium* свидетельствует об интенсивной абразии берегов, т.е. предполагает относительную близость береговой линии древнего морского бассейна. Наличие в осадках начала межледниковья пыльцы *Salicornia herbacea, Atriplex caloteca*, в настоящее время не встречающихся севернее полярного круга, показывает, что морская трансгрессия шла с запада, из Атлантики, а не со стороны Ледовитого океана (Гричук и др., 1968).

Распространение отложений, вскрытых в Кочмасской ложбине, по площади, вследствие недостаточного объема проведенного бурения, установлено лишь в общих чертах. Вероятнее всего, поле их развития имеет удлиненные очертания. Его западный край располагается в верховьях р. Верх. Лупьи. Отсюда оно вытягивается в северо-восточном направлении на расстоянии 100–150 км до Кочмасской скважины. Ширина поля, вероятно, не превышает 25 км. Таким образом, ограничение поля по ширине древними водоразделами можно рассматривать как некое подтверждение существования узкого водоема — эстуария, являвшегося заливом древненеоплейстоценового бореального моря. В связи с этим сама собой напрашивается корреляция эстуарных отложений Кочмасской ложбины с самым древним (из трех) горизонтом морских отложений, вскрытым в 250 км северо-западнее скважиной 0107 в д. Осяткино (Левина и др., 1982). В пользу этого предположения говорит, помимо аналитических данных, весьма близкое гипсометрическое положение коррелируемых толщ, а также серия узких понижений в поверхности дочетвертичных пород, образующих подобие звеньев цепочки, соединяющей ложбину межледникового выпахивания у д. Осяткино с Кочмасской ложбиной.

Восточнее древненеоплейстоценовой дельты, уже в пределах древнейшей долины пра-Вычегды нижненеоплейстоценовый аллювий также залегает под толщей отложений водного бассейна (эстуария). Мощность эстуарных отложений очень непостоянна: 2,0–26,0 м. Столь резкие колебания мощности следует считать, по-видимому, результатом экзарации в период древненеоплейстоценового оледенения.

В скв. 5-К (д. Ваполка) отложения, перекрывающие древнейший аллювий, представлены тонкими суглинками и глинами темно-серого цвета, горизонтально слоистыми. Слоистость изменяется от неясной, подчеркивающейся присыпками растительного детрита (возможное свидетельство близости устья реки, впадавшей в бассейн) в нижней части толщи, до отчетливой, тонкой, нередко ритмичной (ленточного типа) — в верхней. Мощность ритма 2–5 мм, что говорит о спокойном гидродинамическом режиме бассейна и полной ликвидации влияния древней пра-Вычегды, затопленной водами глубокого бассейна — долинного озера или, скорее всего, эстуария. Интервал абсолютных высот отложений 81,3–107,3 м. Отложения, пройденные в скв. 5-К, имеют палинологическую характеристику. Спорово-пыльцевые спектры нижних частей разреза (абсолютные высоты 89–91 м) свидетельствуют о растительности приледниковых областей или начальной стадии межледниковья. Содержание пыльцы древесной и травянистой растительности почти одинаково. Широкое распространение в то время имели березовые и сосново-березовые редколесья. Среди трав преобладала злаково-разнотравная группа (70–80%). Характерно присутствие пыльцы вересковых и *Eunotia ceratoides* L. — типичных представителей флоры переходных условий от ледникового периода к межледниковью. В группе спор преобладают папоротники, отмечены споры *Selaginella selaginoides*, хвощей и лесных видов плаунов.

Вышележащие слои (абсолютные высоты 91–107,3 м) накапливались в условиях, характерных для первой половины межледниковья. Сосново-березовые редколесья сменились хвойно-лиственными лесами. Появление в верхней части единичных зерен широколиственных пород (дуба, граба, падуба, реже липы) если и не говорит о вхождении их в состав лесов, произраставших на данной территории, то, во всяком случае, является косвенным доказательством улучшения климата. О смягчении климата свидетельствует также и разнообразный видовой состав травянистых растений. Нахождение пыльцы осок и пресноводных растений (*Myriophillum, Alisma, Nimphae* и др.) может свидетельствовать об образовании в долине пра-Вычегды обширного пресноводного бассейна, по-видимому, эстуария бореального моря. Таким образом, можно сделать вывод, что разработка долины древненеоплейстоценовой пра-Вычегды началась в конце оледенения и закончилась в начале межледниковья. Затем в результате затопления долины на ее месте образовался обширный бассейн — эстуарий, существовавший здесь, по крайней мере, всю первую половину межледниковья, включая и время климатического оптимума.

В Печорской низменности, как и в бассейне Вычегды, в составе нижнего неоплейстоцена установлена только одна аллювиальная свита. Одним из немногих пунктов, где зафиксированы аллювиальные отложения, которые можно с определенной уверенностью отнести к нижнему неоплейстоцену, является верхнее течение р. Сев. Мылвы. Здесь они пройдены единственной скважиной (Сазонов, 1955). Судя по краткому описанию керна и шлама, аллювий представлен пачкой серых разнозернистых песков в верхней части с гравием, а в нижней — с валунами кварцитов и окремнелых карбонатных пород. Мощность песков — 23 м, подошва пачки располагается на 42 м выше уровня моря. Достаточно большая мощность и намечающееся вверх по разрезу утончение материала дают основание считать, что аллювиальная свита перекрывается отложениями озерного (эстуарного) генезиса. Выше по разрезу над древним аллювием и эстуарными отложениями залегают два моренных горизонта. Рассматриваемый разрез (скважина) расположен за пределами второго средненеоплейстоценового оледенения (IV цикл осадконакопления). Таким образом, верхняя из двух морен, перекрывающих древнейший аллювий пра-Печоры, относится к третьему, нижняя — ко второму циклам осадконакопления, а сам аллювий — к первому. В среднем течении р. Печоры аналогичное стратиграфическое положение занимают аллювиальные песчано-галечниковые отложения у с. Троицко-Печорска и у д. Покчи. Абсолютные высоты постели аллювия в этих пунктах равны, соответственно, +20 и +30 м. Аномально высокое положение подошвы аллювия у д. Покчи является, по-видимому, результатом неотектонических движений — локальным поднятием блокового типа. Севернее д. Покчи аллювиальные отложения, которые по своему стратиграфическому и гипсометрическому положению могли бы быть отнесены к нижнему неоплейстоцену, не обнаружены. Более того, детальный анализ материалов бурения, проведенного при среднемасштабных геолого-съемочных работах (Символоков и др., 1990), установил, что гипсометрический диапазон, приемлемый для нахождения древнего погребенного аллювия, заполнен отложениями ледникового генезиса — диамиктонами, выполняющими серию узких, но глубоких, по-видимому, экзарационных ложбин, днища которых нередко расположены на 80–100 м ниже уровня современного моря.

Во всех перечисленных пунктах нижненеоплейстоценовый аллювий пра-Печоры перекрыт толщей песчано-глинистых отложений водного бассейна. Его образование гляциалисты обычно связывают с наступанием древненеоплейстоценового ледникового покрова, а антигляциалисты — с морской трансгрессией. Абсолютные высоты кровли этой, по нашему мнению, эстуарной толщи, перекрытой моренами нижнего и среднего неоплейстоцена, не превышают 65–70 м. Мощность их невелика (10–15 м), возможно, вследствие экзарации.

Севернее р. Лемью, где русло современной Печоры резко отклоняется вправо, смещаясь к востоку, древняя долина погребена под мощной толщей более молодых неоплейстоценовых отложений, в том числе под краевыми ледниковыми образованиями поздневалдайского оледенения. Исходя из материалов бурения на территории водораздельного массива между нижним течением р. Ижмы и средним течением р. Печоры (Символоков и др., 1990, 1993), опираясь на составленную для этой цели карту поверхности дочетвертичных образований и схему соотношения четвертичных отложений, можно (весьма условно) считать, что устьевой отрезок древнейшей пра-Печоры располагался в 30–50 км восточнее с. Ижма в районе верхнего течения современной р. Лыжи.

Истоки древненеоплейстоценовой пра-Печоры находились, по-видимому, южнее, чем истоки современной реки. По данным А.Н. Степанова (1974), в пределах Печоро-Камского водораздела и несколько южнее него в районе оз. Чусовское широко развиты песчано-глинистые озерные и, возможно, аллювиальные отложения, залегающие между двумя нижненеоплейстоценовыми моренами: камской и березинской. Они занимают гипсометрический интервал от +5 до +102 м, их мощность, составляя в среднем 15–25 м, достигает 32 м. Озерные отложения, перекрывающие нижненеоплейстоценовый аллювий в области Печоро-Камского водораздела, представлены толщей песков, супесей, глин, суглинков и алевритов мощностью 10–12 м, местами до 25 м (интервал абсолютных высот от 60 до 102 м).

Палинологические материалы свидетельствуют о том, что климат в период накопления аллювия и перекрывающих его озерных отложений был межледниковым — беловежское межледниковье, по А.Н. Степанову. Он менялся от холодного (темнохвойная тайга) до весьма благоприятного (смешанные леса с примесью граба, липы, лещины) и затем вновь ухудшался до холодного (господство редколесий с подлеском из кустарниковых березок), вероятно, обусловленного развитием березинского оледенения, последовавшего за беловежским межледниковьем.

Таким образом, в Печорской низменности, как и в бассейне Вычегды, накопление нижненеоплейстоценового аллювия было прервано в результате затопления долин в начале межледникового времени. Следовательно, это повышение базиса эрозии следует связывать не с подпруживающим влиянием наступающих ледниковых покровов, а с образованием эстуариев вследствие морской бореальной трансгрессии, начавшейся в конце древнейшего (первого?) ледникового периода и продолжавшейся в межледниковое время.

Глава 5
ВТОРОЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ

5.1. Древнее неоплейстоценовое оледенение
(Морены D и D_1)

Крайняя скудность аналитического материала, обусловленная залеганием основной морены II цикла осадконакопления ниже эрозионного вреза и небольшим количеством вскрывших ее скважин, сильно затрудянет выделение морен D и D_1 в общем разрезе без привлечения сведений о древнейших аллювиальных свитах. Но и имеющиеся данные позволяют обоснованно считать, что существует основная морена, перекрывающая отложения древнего межледниковья.

В Западном Притиманье вследствие почти полной недоступности второй нижненеоплейстоценовой морены для непосредственного изучения кинетостратиграфическим методом, в настоящее время изучен только один разрез. Морена D залегает в нем в основании многометровой моренной толщи в левобережном обнажении в долине р. Вычегды у с. Туис-Кероса. Здесь, при детальном изучении петрографического и минералогического состава морен, зафиксированы три моренных горизонта (рис. 2). Верхний, морена B, содержащая комплекс валунов, характерный для морены московского оледенения (IV цикл осадконакопления), подстилается мореной днепровского возраста (морена C, III цикл седиментации) с комплексом валунов северо-восточного происхождения. Ниже днепровского установлен еще один моренный горизонт (морена D), содержащий валунный комплекс, близкий к комплексу морен скандинавского центра оледенения.

Разрез «Туис-Керос» не является единственным, свидетельствующим о присутствии морены древненеоплейстоценового ледника. На междуречьи р. Вычегды и ее левого притока р. Виледи скважиной 59 (Потапенко, 1975, прил. 15) вскрыта толща валунных суглинков мощностью более 95 м. Однообразные по внешнему облику, эти суглинки представляют собой типичную основную морену, характерную для всего этого региона. Обычно столь значительная мощность моренных отложений наблюдается в краевых образованиях или при наложении друг на друга морен ледников различного возраста.

Скв. 59 расположена на гребне вала краевой морены оледенения IV цикла осадконакопления. Результатами детального (20 образцов) минералогического анализа тяжелой фракции мелкозема моренной толщи, вскрытой скв. 59, на глубине 69 м установлена отчетливая граница, разделяющая толщу на два моренных горизонта. Различия минералогического состава весьма заметны и устойчивы по вертикали, но в то же время по количеству и соотношению различных минералов, в первую очередь роговой обманки, эпидота, апатита, граната, рудных минералов, обе морены отложены ледниками скандинавского центра. С учетом данных бурения рядом расположенных скважин нижняя часть моренной толщи, вскрытой скв. 59, может быть достаточно уверенно отнесена к второй снизу — древней неоплейстоценовой морене D, а верхние 69 м — к нагромождениям моренного материала, образующего одну из краевых форм периода деградации скандинавского ледника IV цикла. Учитывая эти факты, следует полагать, что в эпоху древненеоплейстоценового оледенения район среднего течения Вычегды и, по-видимому, значительная часть Западного Притиманья перекрывался ледником не новоземельского, а скандинавского центра.

Восточнее с. Туис-Керос, вплоть до увалистой полосы Северного Урала и южного окончания Тиманского Кряжа, бурением периодически вскрываются горизонты валунных суглинков, которые по условиям залегания и особенностям литологического состава можно рассматривать в качестве фрагментов нижненеоплейстоценовой морены, но их литология практически не изучена. Достаточно надежно существование древней неоплейстоценовой морены установлено в пределах Печоро-Камского водораздела (Степанов, 1974), где она сохранилась в крупной впадине поверхности дочетвертичных образований, располагающейся севернее оз. Чусовского, а также в узких переуглублениях.

На обширном пространстве Печорской низменности многочисленные скважины, полностью прошедшие толщу неоплейстоценовых отложений, обеспечивают возможность обоснованного выделения в разрезе морены D_1. Представленная толщей валунных суглинков, имеющих стандартный для нижненеоплейстоценовых морен габитус, морена D_1 залегает непосредственно ниже мощной толщи морены C_1, которая повсеместно детально изучена кинетостратиграфическим методом. В отличие от морены древнейшего оледенения (морены E_1), морена D_1 не только выполняет ложбины ледникового выпахивания, но и покрывает значительные пространства, особенно в северной части Печорской низменности, где она залегает, как правило, на 50–100 м ниже уровня моря.

В центральной части Печорской низменности морена D_1 обнаружена в отдельных пунктах и выше уреза современных рек (с. Усть-Цильма, д. Гарево, руч. Пашпиян-Ю, пос. Судострой и др.). Во всех этих разрезах морена D_1 представлена суглинками опесчаненными, очень плотными, темно-серыми, оскольчатыми, почти лишенными крупнообломочного материала, неслоистыми.

Данные бурения показывают, что как от нижележащей морены E_1, так и от перекрывающей морены C_1, морена D_1 отделена толщами песчано-глинистых отложений. Генезис их изучен недостаточно, но по условиям залегания и литологическому составу — это отложения обширных водных бассейнов со сложной гидродинамикой, вероятно, заливов южной части пра-Баренцева моря, в различной степени связанных с основной частью его акватории. Эпизодически встречаемые в этих отложениях палеонтологические находки (диатомеи, пыльца, споры, микрофауна) нельзя считать репрезентативными вследствие нерешенности проблемы переотложения органических остатков.

Таким образом, на севере Печорской низменности в настоящее время корректным может быть только допущение существования двух нижненеоплейстоценовых морен, залегающих в основании четвертичного покрова в виде фрагментов, разделенных и перекрытых плохо изученными толщами песчано-глинистых отложений предположительно морского, но, вероятнее, эстуарного генезиса.

5.2. Первое средненеоплейстоценовое (лихвинское) межледниковье

В ***Западном Притиманье*** имеющиеся сведения об отложениях межледниковья II цикла осадконакопления — первого средненеоплейстоценового (лихвинского) межледниковья, позволяют воссоздать все основные этапы развития гидросети и ее постепенного уничтожения вследствие затопления речных долин и превращения их в эстуарий.

Положение долины лихвинской пра-Вычегды, ее аллювиальных отложений, совпадает с древненеоплейстоценовой, но подошва аллювия занимает более высокую гипсометрическую позицию, которая снижается вниз по течению пра-реки: истоки и верховья Вычегды от 130 до 110 м, д. Ваполка 89 м, с. Мыелдино 79 м, пос. Усть-Нем 80 м, устье р. Вуктыль 66 м, д. Деревянск 62 м, д. Лабором 61 м, д. Вомын 64 м, с. Сторо жевск 64 м, д. Небдино 62 м, с. Важкурья 57 м, с. Пезмог 57 м, д. Маджа 66 м, водораздел рек Маджи и Вычегды 45 м, д. Кывтыд-Пом 47 м, д. Усть-Пожег 45 м. Западнее, ниже по течению современной Вычегды, лихвинский аллювий отсутствует. В этом районе древняя долина отклоняется от современной и, уходя к западу от д. Усть-Пожег, как и древненеоплейстоценовая, вскоре заканчивается. Аллювиальная свита в разрезе замещается мощной толщей эстуарных отложений и это означает, что устье лихвинской пра-Вычегды располагалось именно здесь, в районе нижнего течения р. Пожег.

В подавляющем большинстве разрезов аллювий пойменной фации и нижние слои кроющих его эстуарных отложений представлены литологически сходными тонкопесчаными разностями, постепенно переходящими друг в друга вверх по разрезу. Тем не менее, можно считать достаточно надежно установленным следующее строение лихвинского аллювия.

В основании разреза неизменно присутствует базальный горизонт, представленный гравийно-галечными отложениями со значительной (до 50%) примесью грубо- и крупнозернистого песка. В подошве базального слоя нередко встречаются и крупные валуны. Окатанность материала различная, преобладает средняя и хорошая. Мощность изменяется от 1–2 м в верхнем течении пра-Вычегды до 3–5 м в нижнем, достигая местами 10 м. Русловые фации аллювия представлены песками различной зернистости. В нижней части, непосредственно над базальным горизонтом, как правило, залегают крупно-, среднезернистые пески, хорошо промытые, с редкими линзами гравия. Иногда в керне наблюдается косая слоистость. Выше по разрезу русловым отложениям более свойственны мелко-, среднезернистые пески со слабо наклонной или горизонтальной слоистостью. Мощность руслового аллювия 4–5 м, местами она повышается до 8,0 м.

Пойменная и старичная фации в разрезах скважин выделяются с большим трудом, что связано с постепенным переходом их в вышележащие эстуарные отложения. В отдельных разрезах отмечается переслаивание серых тонкозернистых песков с редкими прослоями песков, содержащих растительные остатки, или чередующихся с тонкими прослойками торфа мощностью от 2–3 мм до 3,0 см. Такие отложения можно отнести, по-видимому, к периферийно-старичной или периферийно-русловой субфации руслового аллювия (Горецкий, 1964) и рассматривать их как результат периодического восстановления связи старичных водоемов с руслом или как отложения начальной фазы

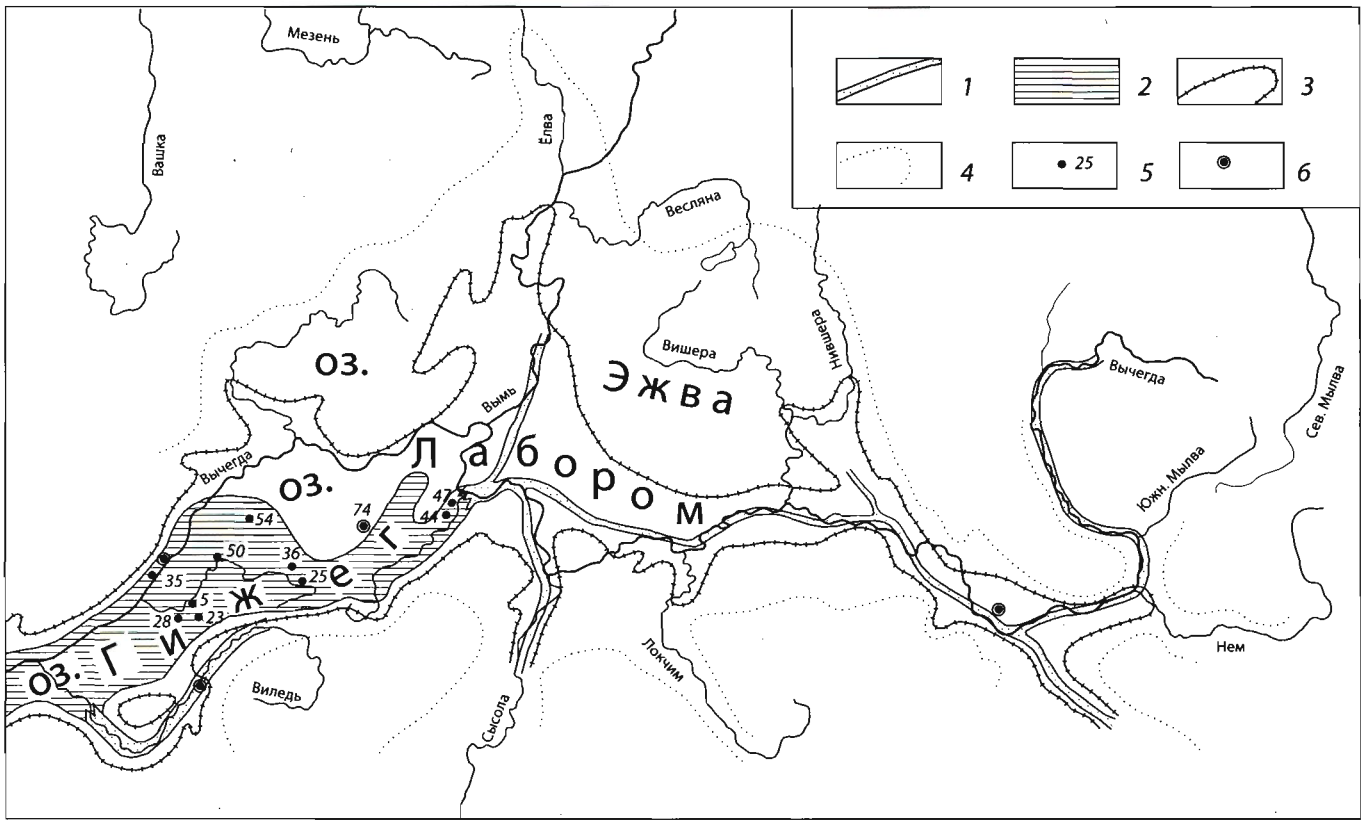


Рис. 4. Палеогеографическая схема лихвинского межледниковья

Условные обозначения: 1 — лихвинские реки — Пра-Вычегда и др., 2–4 — конфигурация лихвинского водоема в развличные этапы его существования, 5 — абсолютные отметки подошвы лихвинской толщи в Нижневычегодской котловине, 6 — скважины и обнажения (палинологически охарактеризованные)

затопления долины пра-Вычегды. Мощность субфации не превышает 1,0–1,5 м. Разрезы, содержащие все фации аллювия, а также те, где эстуарные отложения, кроющие аллювий, представлены тонкослоистыми глинами большой мощности, исключающими их аллювиальный генезис, определяют общую мощность лихвинского аллювия в 7–10 м для верхнего и около 15–20 м для среднего и нижнего течений пра-Вычегды.

Установлено несколько случаев несовпадения лихвинской долины с современной (рис. 4). Так, на участке от устья р. Сев. Кельтмы до д. Деревянск лихвинская долина прослеживается юго-западнее современной. Выполняющие ее аллювиальные отложения вскрываются серией скважин под водоразделом с абсолютными отметками 150 м. Между д. д. Корт-Керос и Часово древняя долина расположена на 30 км восточнее современной, в пределах водосборного бассейна небольшой современной речки Маджи, правого притока р. Вычегды, и проходит значительно северо-восточнее г. Сыктывкара.

Средненеоплейстоценовый бассейн-водоприемник, в который впадала лихвинская пра-Вычегда, характеризуется небольшой глубиной, но значительными размерами. Он располагался в обширной депрессии, на пространстве левобережья современной Вычегды в ее нижнем течении. Депрессия вытянута в юго-западном направлении от устья р. Пожега к устью современной р. Вычегды. По местоположению депрессия в дальнейшем называется Нижневычегодской котловиной. Она является не сочетанием узких понижений типа ложбин ледникового выпахивания, а представляет собой типичную кутовую часть глубокого залива — эстуария. Руководствуясь рядом мелких признаков и деталей, мы полагаем, что у водоприемного бассейна лихвинской пра-Вычегды была связь с открытым морем, но связь весьма непрямая, вероятно, через систему каналов и промежуточных бассейнов, располагавшихся, скорее всего, в районе верхнего и среднего течения р. Пинеги, где у д. Осяткино обнаружены как древне-, так и средненеоплейстоценовые морские отложения (Левина и др., 1982).

Строение толщи эстуарных отложений, условия ее залегания и распространения были детально изучены Л.М. Потапенко (1975_1, 1975_2). Опираясь на данные палинологических анализов, выполненных Л.Д. Никифоровой, С.Н. Никифоровой и Е.С. Малясовой, была реконструирована последовательность накопления эстуарных отложений, выполняющих не только морской залив — эстуарий, но и всю долину лихвинской пра-Вычегды, где они

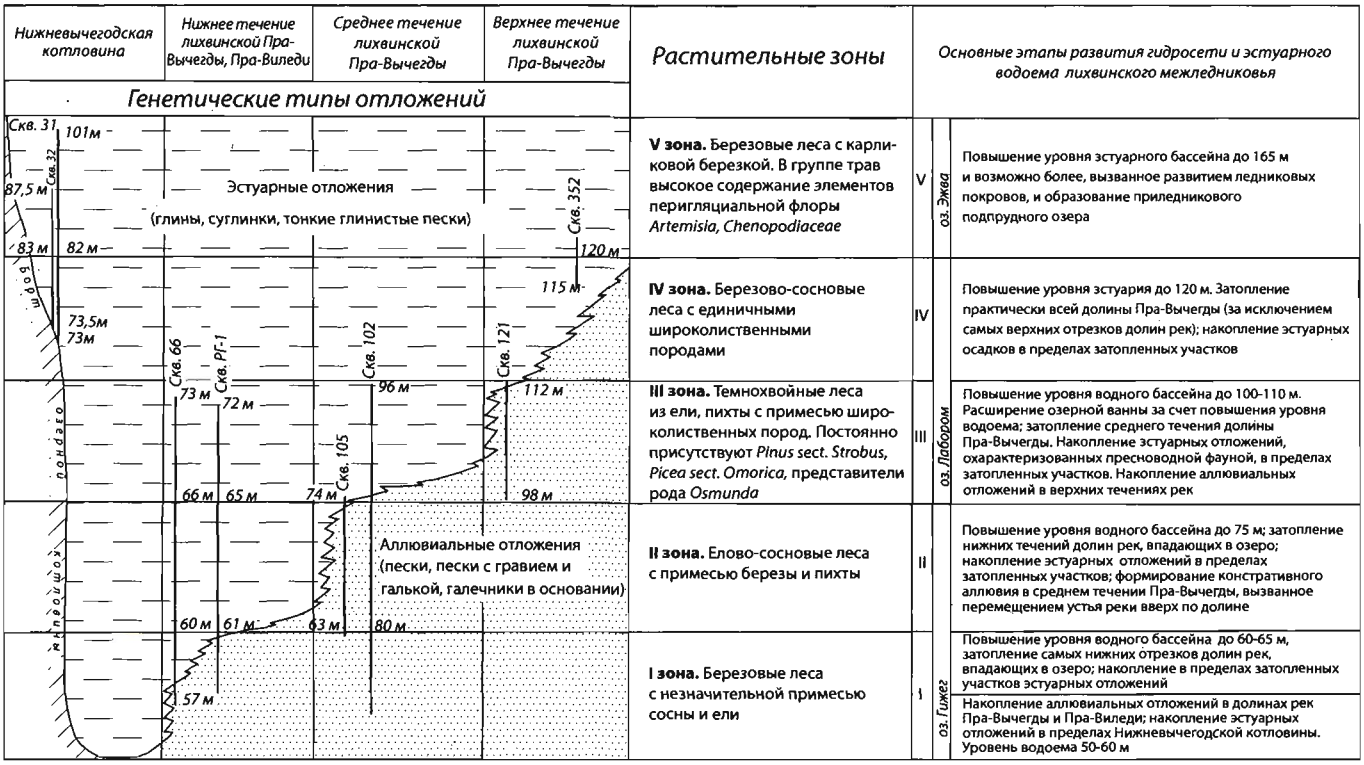


Рис. 5. Этапы развития гидросети и Вычегодского эстуария в лихвинское межледниковье

ложатся на аллювий этой реки. Подобный характер залегания эстуарной толщи указывает на трансгрессивную гидродинамику эстуария.

Эстуарные отложения, выполняющие Нижневычегодскую котловину, представлены преимущественно глинистыми осадками мощностью до 28 м. В периферийной части котловины отмечается некоторое огрубление осадков, появляются прослои супесей и песков, иногда песков с прослоями растительного детрита и остатками мхов. В приустьевой части долины лихвинской пра-Вычегды эстуарные отложения, перекрывающие аллювий, представлены преимущественно глинистыми осадками. Здесь в средней части эстуарной толщи встречены раковины пресноводных моллюсков *Valvata cf. piscinalis* (определение А.А. Стеклова). Из этих же отложений В.М. Смирновой определен богатый комплекс теплолюбивых пресноводных диатомей, в составе которых наряду с бореальными и аркто-бореальными формами имеется примесь южно-бореальных форм, в том числе *Cymbella ehrenbergii* характерная для лихвинских межледниковых отложений (Ушко, 1959). Восточнее, в среднем и верхнем течении пра-Вычегды эстуарные отложения, заполняющие осевые части долины, а также покрывающие ее склоны, представлены преимущественно песками мощностью 10–15 м. Некоторое увеличение глинистости отмечается в суженных участках долины в верхнем течении пра-Вычегды, где на абсолютной высоте 95 м были обнаружены остатки растений и обломки тонкостенных раковин пресноводных гастропод и пелеципод, среди которых Н. Даниловским определены *Sphaerium cerneum* L., *Pisidium cosetanum* (?) Poli, *P. honolowanum* Sharpp. (Ростовцев, 1946).

В центре Нижневычегодской котловины подошва эстуарных отложений располагается на абсолютных высотах 5–28 м, на бортах они увеличиваются до 50–75 м. Кровля занимает абсолютные высоты 35–50 м в центре Нижневычегодской котловины, повышаясь вверх по долине пра-Вычегды до 60–100 м в нижнем и среднем течении и до 163 м в верхнем.

Комплексно проведенные палинологический и гипсометрический анализы позволили синхронизировать разрозненные разрезы эстуарной толщи и аллювия, в результате чего было выделено пять этапов изменения уровня Вычегодского эстуарного бассейна в течение лихвинского межледниковья и установлена связь этих этапов с изменениями климатических условий (рис. 5).

I этап. Уровень Вычегодского эстуария наиболее низкий, располагается на абсолютной высоте 55 м. Постепенное повышение уровня до 60–65 м привело к затоплению приустьевых участков речных долин рек, впадавших в эстуарий. В результате этого аллювиальные отложения в нижних течениях рек были перекрыты осадками первого этапа трансгрессии эстуария.

Растительность первого этапа была представлена в древесном покрове березой с примесью сосны и ели. Сре-

ди трав преобладали (до 50%) полыни. Этим типом растительности охарактеризованы аллювиальные отложения в нижних течениях рек и перекрывающие их эстуарные осадки до абсолютной высоты 60 м, а также нижняя часть толщи аллювия среднего течения пра-Вычегды до абсолютных отметок 80 м.

II этап. Уровень эстуария к концу этого этапа поднялся до абсолютной высоты порядка 75 м. На абсолютных высотах 80–85 м в среднем течении пра-Вычегды все еще продолжалось накопление аллювия. Повышение уровня воды в Вычегодском эстуарии влекло за собой увеличение его размеров, затопление склонов долин рек и низких участков водоразделов, отступание устьев пра-Вычегды и ее притоков вверх по их долинам. Эстуарный бассейн в контурах конца второго этапа получил название «озеро Гижег».

Окружающие озеро Гижег пространства были покрыты еловыми лесами с примесью сосны и березы. Присутствие редкой пихты свидетельствует о значительной облесенности территории. Спорово-пыльцевые спектры этой палинологической зоны содержатся в эстуарных отложениях, перекрывающих аллювий пра-Вычегды в интервале абсолютных высот 61–65 м, а в ее среднем течении — в аллювиальных отложениях, залегающих в интервале абсолютных высот 80–83 м.

III этап. Вычегодский эстуарий продолжает трансгрессировать в долины пра-Вычегды и ее притоков, что приводит к затоплению все больших площадей до абсолютных высот 100–110 м. В контурах этого уровня Вычегодский эстуарий получил название «озеро Лабором». Осадки озера Лабором перекрывают аллювиальные отложения лихвинской пра-Вычегды не только в нижнем, но уже и в среднем течении реки.

Водоразделы в это время покрыты густыми темнохвойными лесами из ели и пихты с примесью (до 8%) широколиственных пород. Отмечена пыльца *Picea* sect. *Omorica, Pinus* sect. *Strobus* и споры *Osmunda cinnomomea*. Распространившийся комплекс растительности указывает на период климатического оптимума межледниковья, а присутствие реликтов — на средненеоплейстоценовый возраст. Растительными комплексами климатического оптимума охарактеризованы осадки верхней части эстуарной толщи в затопленной долине нижнего течения пра-Вычегды в интервале абсолютных высот 65–73 м, а также в верхней части аллювия среднего течения пра-рек и в основании перекрывающих его эстуарных отложений в интервале абсолютных высот 83–96 м.

IV этап. Акватория Вычегодского эстуария продолжает увеличиваться. Долины затоплены почти полностью, существуют лишь верховья рек.

В составе древесной растительности снижается роль ели, преобладают березово-сосновые леса с единичными экземплярами широколиственных пород. Спорово-пыльцевые спектры этого типа содержатся в осадках Вычегодского эстуария до абсолютных высот 82–83 м, а в отложениях заливов эстуария на месте затопленных долин притоков пра-Вычегды до 120 м абсолютной высоты, что свидетельствует о поднятии уровня трансгрессирующего эстуарного бассейна (озера Лабором) до отметок 120–130 м.

V этап. Уровень Вычегодского эстуария, учитывая максимальные высоты кровли его отложений, был не ниже 160–165 м в современных абсолютных высотах. Конфигурация бассейна в плане определялась изогипсой 165 м по поверхности долихвинских образований. В контурах этого уровня бассейн получил название «озеро Эжва», так как им была затоплена вся долина лихвинской пра-Вычегды (пра-Эжвы). Накопление аллювия практически повсеместно прекратилось.

Резюмируя изложенное, позволительно сделать некоторые выводы, представляющие интерес для реконструкции палеогеографических обстановок и неотектонических движений.

1. Уровень Вычегодского эстуария не был стабильным: уже в начале межледниковья он постоянно повышался, что дает основание связывать это явление с гляциоэвстатической трансгрессией океана, обусловленной распадом второго древненеоплейстоценового оледенения (II цикл осадконакопления). В этом отношении природа трансгрессии лихвинского межледниковья полностью аналогична природе трансгрессии микулинского времени и поздне-послеледниковой трансгрессии, вызванных распадом соответственно московского и поздневалдайского ледниковых покровов (IV и VI циклы осадконакопления).

2. Рано начавшаяся и непрерывно продолжавшаяся морская ингрессия в долины лихвинских рек, прежде всего, в долину пра-Вычегды, явилась причиной столь же непрерывного отступания устья этой реки. По сути дела, лихвинская пра-Вычегда все время своего существования впадала в кутовую часть Вычегодского эстуария, непрерывно внедрявшегося в ее долину, препятствуя формированию дельты. В условиях постоянного повышения уровня воды в эстуарии образования тела дельты практически не происходило. Русла пра-Вычегды и ее притоков постоянно погребались собственными наносами — тонкопесчаными и глинистыми. Дельтовых образований лихвинского возраста в Западном Притиманье, вероятнее всего, не только не существует, но и не существовало никогда.

3. Отличие лихвинской трансгрессии в Западном Притиманье от микулинской заключается в том, что в позднем неоплейстоцене после климатического оптимума началась регрессия моря, закончившаяся к началу раннего валдая полной осушкой территории Беломорско-Баренцевоморского побережья, а лихвинский бассейн так и не регрессировал. Наоборот, вплоть до конца межледниковья и полного перекрытия территории первым средненеоплейстоценовым (днепровским) ледниковым покровом (III цикл осадконакопления), его уровень продолжал непрерывно повышаться.

Причины различий, по нашему мнению, заключаются в следующем. Лихвинское межледниковье завершилось в Западном Притиманье нашествием первого средненеоп-

лейстоценового (днепровского) ледникового покрова. При этом ледник, наступавший со стороны Скандинавии, отсек Вычегодский эстуарий от моря, преобразовав его в приледниковое подпрудное долинное озеро (V этап), погребенное затем в ходе оледенения новоземельским ледником. Напротив, заливы микулинского бореального моря с развитием ранневалдайского оледенения мелели, и это происходило, по-видимому, вследствие того, что в ранневалдайское оледенение ледниковые покровы не распространялись в Западное Притиманье и не создавали системы приледниковых подпрудных озер в долинах микулинских рек.

В ***Печорской низменности*** аллювиальные отложения лихвинской пра-Печоры вскрыты многими скважинами почти на всем протяжении среднего течения р. Печоры. Выше с. Троицко-Печорск современная Печора протекает по молодой долине, выработанной в позднеоплейстоценновое время. Древняя — средненеоплейстоценовая долина — унаследована рекой Сев. Мылвой. В ее верховьях вскрыт аллювий лихвинской пра-Печоры, занимающий наиболее высокое гипсометрическое положение: его постель расположена на абсолютной высоте от +70 до +58 м, что, возможно, объясняется существованием погребенной террасовой лестницы. Аллювий представлен песками в нижней части (4 м) с галькой, гравием и валунами общей мощностью 18 м.

Однако истоки лихвинской пра-Печоры располагались, по-видимому, еще южнее, в области Печоро-Камского водораздела. К такому заключению нас приводит изучение материалов А.Н. Степанова (1974). В районе оз. Чусовского и к северу от него развита песчано-глинистая (лихвинская) толща, залегающая между двумя моренами: древнечетвертичной (березинской) и среднечетвертичной (днепровской) (терминология принята по А.Н. Степанову). Днепровская морена в этом районе является рельефообразующей, так как граница московского оледенения проходит севернее, через верхнее течение Печоры, по правобережью р. Сев. Мылвы и Вычегды.

Севернее Печоро-Камского водораздела аллювий прослежен от истоков р. Сев. Мылвы до устья р. Лемью. Не дублируя шаблонного описания керна аллювия, приводимого в геологических отчетах, укажем на изменение гипсометрического положения его постели: нижнее течение р. Сев. Мылвы 39 м, с. Троицко-Печорск 38–48 м, д. Митрофановское 40–48 м, район д. д. Савинобор-Дутово 28–45 м. Заметный разброс значений абсолютной высоты можно объяснить террасированностью днища пра-Печоры, что хорошо видно на геологических профилях, пересекающих древнюю долину.

Дальнейшее прослеживание лихвинской долины р. Печоры к северу сопряжено с теми же трудностями, что и в случае с древнечетвертичной рекой (см. выше). Опираясь на детальный анализ материалов картировочного бурения (Крапивнер и др., 1962; Символоков и др., 1990, 1993; Траат и др., 1979), сопоставляя полученные выводы с результатами кинетостратиграфического изучения моренных горизонтов, особенно детального в долине р. Печоры на ее широтном колене, можно сделать вполне обоснованное заключение, согласно которому устье лихвинской пра-Печоры находилось в бассейне современной р. Кожвы. Постель аллювия располагается здесь на абсолютных высотах от 15 до 40 м. Разброс так же, как и в более южных районах может быть связан с террасированностью долины, ширина которой достигает многих километров.

В полосе широтного колена р. Печоры между моренами с петрографическими комплексами C_1 и D_1 фиксируется толща песчано-глинистых отложений, отнесение которой к аллювию невозможно ни по условиям залегания, ни по литологическому составу. Здесь, в районе с. Брыкаланск вскрыты пески с прослоями алевритов и растительного детрита. Мощность пачки 22 м. Она залегает в интервале абсолютных высот от — 2 до +20 м, перекрыта толщей валунного суглинка мощностью свыше 50 м, по данным кинетостратиграфического анализа — тремя разновозрастными моренами (A_1, B_1, C_1), и подстилается глинами, относимыми всеми исследователями, а также и авторами, к нижнечетвертичным морским отложениям. Таким образом, ни литология, ни мощность, ни гипсометрическое или стратиграфическое положение не препятствуют предположению о существовании здесь дельт древне- и, вероятно, средненеоплейстоценовой пра-Печоры.

Восточнее устья р. Лаи (приток современной р. Печоры) существование пра-рек лихвинского межледниковья также практически исключено, так как в соответствующем диапазоне абсолютных высот залегают морские отложения. В приустьевой части долины р. Лаи скв. 4-с (Сорокин, 1960) под днепровской мореной на абсолютных высотах от +2 до — 27 м вскрыта толща серых мелкозернистых песков с прослоями глин и суглинков, содержащих фораминиферы *Cribroelphidium* ex. gr. *orbiculare* (B r a d u), *Cassidulina norvangi* (T h a l m a n), *Elphidium* sp. (определение О.Ф. Барановской). Несколько западнее, у д. Захар-Вань эти отложения в верхней части содержат тонкие прослои оторфованных песков, вероятно отложений мелководья, периодически осушавшегося и затапливаемого. Аналогичные выводы можно сделать для более южного участка современной долины Печоры. Бурением у с. Лыжа (Крайчик, 1961) под 55 метровой толщей диамиктонов на абсолютных высотах от +4 до — 25 м вскрыты песчано-глинистые отложения, содержащие прослои растительных остатков. Разрез заканчивается пачкой слоистых, иногда ленточных глин. Возможно, в районе слияния современных рек Печоры и Усы в лихвинское время располагалась кутовая часть залива древнего Баренцева моря, в которую впадали реки, стекавшие с возвышенностей Урала.

Палинологический анализ позволил установить смену фаз растительности, фиксирующую изменения климата характерные для лихвинского межледниковья. Основание толщи — слой песчано-гравийно-галечных отложений,

отнесенный нами к аллювию истоков пра-Печоры, накапливалось в суровых климатических условиях конца березинского оледенения. Вышележащие отложения, по нашему мнению эстуарные, формировались в период теплого межледниковья. Закончилось накопление толщи во время нового похолодания, связанного с началом днепровского оледенения. Эти выводы о возрасте аллювиальных и эстуарных (озерных) отложений подкреплены и базируются на детальном видовом определении спор и пыльцы, проведенном Л.С. Тюриной (Степанов, 1974). Применяя эколого-географический метод исследований ископаемой флоры, Л.С. Тюрина определила, что центр современной концентрации видов флоры, содержащихся в отложениях Печоро-Камского междуречья, располагается на юго-востоке Франции и в предгорьях Западных Альп, что соответствует центру концентрации флоры из лихвинских разрезов, расположенных на северо-западе и в центре Русской равнины. Флора из глинистой нижней пачки эстуарных (озерных) отложений была изучена П.И. Дорофеевым, который в своих заключениях подчеркивал, что по характеру флоры время формирования отложений — миндель-рисс. Таким образом, на основе палинологического анализа, по соотношению географических элементов, по присутствию показательных видов и по центру современной концентрации их, а, также учитывая палеокарпологические данные, рассмотренные отложения должны быть отнесены к лихвинскому межледниковью.

Обращает на себя внимание практически полная аналогия в развитии водных бассейнов лихвинского межледниковья в долинах пра-Вычегды и пра-Печоры. Обе реки были разделены Тиманским Кряжем. Пра-Печора текла на север, пра-Вычегда — на запад. Удаление устьев рек достигало 500 км по прямой. И, тем не менее, процесс трансформации речных долин в обширные водные бассейны протекал практически синхронно, а уровни их достигали примерно одних и тех же абсолютных высот. Оба бассейна были пресноводными, но, учитывая синхронность их эволюции, можно полагать, что и тот и другой являлись глубокими заливами Беломорско-Баренцевоморского сектора Северного Ледовитого океана — эстуариями, образовавшимися в долинах р. р. Печоры и Вычегды. В результате экспансии скандинавского ледника в Западное Притиманье и Новоземельско-Карско-Баренцевоморского в Печорскую низменность морские заливы (эстуарии) были сначала изолированы от моря и преобразованы в подпрудные долинные озера, а затем погребены под толщами ледников.

Глава 6
ТРЕТИЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ

6.1. Первое средненеоплейстоценовое (днепровское, печорское) оледенение
(Морены С и $С_1$)

Сведения об оледенении этого времени отличаются в целом значительно большей полнотой, однако, фактический материал, пригодный для воссоздания палеогляциологических обстановок и реконструкции динамики ледниковых покровов, распределен по площади региона крайне неравномерно. Это связано с тем, что в западной и северо-западной частях Западного Притиманья сохранность ледниковых отложений очень плохая вследствие экзарации поздневалдайского ледникового покрова (VI цикл осадконакопления), а в северной части Западного Притиманья и особенно на севере Печорской низменности средненеоплейстоценовые морены залегают ниже уровня современного эрозионного вреза, вследствие чего практически недоступны для изучения кинетостратиграфическим методом.

В результате детального анализа вещественного состава морен, их крупнообломочного материала, его качества и количества, ориентировки, тенденций изменения этих показателей по площади, увязки этих материалов с результатами минералогического анализа тяжелой фракции мелкозема морен, была достигнута возможность объективного датирования средненеоплейстоценовых морен южной части Западного Притиманья, а также в области широтного колена р. Печоры. В этих районах морены, залегающие выше уровня современного вреза, изучены кинетостратиграфическим методом, и это обеспечило точность их датирования и дало возможность оба региона считать страторегионами применительно к ледниковым отложениям III и IV циклов осадконакопления.

Петрографический состав крупнообломочного материала днепровской морены в Западном Притиманье характеризуется комплексом С, в Печорской низменности — комплексом $С_1$.

Комплекс С. Основная по объему часть спектра пород представлена группой метаморфизованных темно-серых песчаников, алевролитов, сланцев и кварцитов рифея Среднего Тимана (до 45%) и обломками светлых палеозойских карбонатных пород того же района (30–45%). На равнине Западного Притиманья в пределах поля верхнепермских и нижнетриасовых отложений комплекс обогащается (до 25%) обломками пород этого возраста (песчаники, алевролиты, конгломераты).

Комплекс $С_1$. Четкое ядро (65–80%) представлено терригенными и карбонатными темными породами палеозоя Пай-Хоя и Новой Земли. Постоянна небольшая примесь светлых карбонатов. Мезозойские сидериты, угли и песчаники присутствуют стабильно и в сравнительно больших (до 10%) количествах.

Новые материалы впервые позволили детально реконструировать динамику ледниковых покровов среднего неоплейстоцена (Лавров, Потапенко, 1978; Лавров, Никифорова, Потапенко, 1986).

Морены С и $С_1$ представлены диамиктоном — плотным, опесчаненным, темно-серым валунным суглинком, реже супесью. Абсолютные высоты подошвы морены $С_1$ в районе широтного колена Печоры колеблются от 0 до 15–20 м. В южном направлении они постепенно повышаются, в пределах Печоро-Вычегодско-Камского водоразделов достигают 160 м (склоны Южного Тимана), но в депрессиях снижаются до 80 м и менее.

Положение подошвы морены С (днепровской) Западного Притиманья в значительной степени определяется доднепровским рельефом. В понижениях (долина пра-Вычегды) абсолютные высоты колеблются в пределах 70–100 м, снижаясь до 20–25 м в ложбинах ледникового выпахивания, но на водоразделах они значительно выше. В южных районах территории в области Северных Увалов, где поверхность дочетвертичных образований заметно повышается, увеличиваются и абсолютные высоты залегания морены

С — до 180–220 м. В бассейне верхнего течения р. Камы морена днепровского оледенения является рельефообразующей и залегает в интервале абсолютных высот 200–250 м.

Максимальная мощность морены C_1 в Печорской низменности, установленная петрографическими исследованиями, достигает 30–40 м. Бурение ниже уреза рек наращивает ее до 45–60 м. В южном направлении мощность морены C_1 в целом медленно уменьшается. Над повышенными участками дочетвертичного рельефа она не превышает 10–15 м, а вершины многих возвышенностей Тимана нередко вообще лишены моренного покрова. В этом отношении особенного внимания заслуживает Четласский Камень и возвышенность Покъюиз, где поверхности дочетвертичных пород покрыты грандиозными бороздами и желобами выпахивания (рис. 6). В бассейнах рек Вычегды, в верхних и средних течениях Мезени, Вашки и Пинеги мощность днепровской морены составляет в среднем 30–40 м. Эта величина характерна как для древних погребенных речных долин и ложбин ледникового выпахивания, где морена залегает на эстуарных или аллювиальных отложениях, так и для водоразделов, где ее подстилают более плотные породы триаса или перми.

Таким образом, основная часть Печорской низменности и Западное Притиманье являются областями аккумуляции моренного материала. Экзарация зафиксирована только в пределах относительно повышенных частей района и на вершинах возвышенностей Тиманского Кряжа.

Вместе с тем, существуют районы, где мощность днепровской морены резко снижена, или она вообще отсутствует на значительных площадях. К таким районам относятся бассейны нижнего течения рек Мезени, Вашки, Пинеги и области, расположенные далее к западу и северо-западу, начиная от правобережья р. Сев. Двины и включая бассейн р. Онеги.

Тенденции изменения содержания крупнообломочного материала комплекса C_1 в морене Печорской низменности (рис. 6,7) указывают, что областью их сноса являются южный остров Новой Земли, о. Вайгач, п-ов Югорский (хребет Пай-Хой). В сочетании с ориентировкой длинных осей обломков, штрихов и борозд на плоско-выпуклых валунах под подошвой морены C_1, тенденция уменьшения количества пород дальнего переноса указывает на общее движение ледника с севера на юг Печорской низменности (рис. 6,7).

В долине р. Печоры выше устья р. Усы развита морена североуральского ледникового покрова, о существовании которого в днепровское время свидетельствуют данные Л.А. Кузнецовой (1971). На юге Печорской низменности в области Печоро-Вычегодско-Камского водораздела, в верховьях Камы и ее притоков днепровская морена содержит комплекс валунов североуральских пород (Варсанофьева, 1939_1; Кузнецова, 1971). Можно предположить, что зона взаимодействия ледникового покрова Баренцево-Новоземельско-Карского центров с североуральским на юге Печорской низменности резко отклонялась к западу, пересекая верховья р. Вычегды и уходя далее к юго-западу, к истокам р. Вятки.

Значительная роль североуральского ледника в пределах Печоро-Вычегодско-Камского водораздела и в верховьях р. Камы, вероятно, являлась причиной резкого изменения направления движения льдов в центре Печорской низменности, где они, круто повернув к юго-западу, пересекали возвышенности Тиманского Кряжа, оставив на них следы интенсивной ледниковой обработки, и вторгались в область Западного Притиманья.

Реконструкция направлений движения ледника, произведенная по ориентировке крупнообломочного материала и бороздам на поверхности плоско-выпуклых валунов под подошвой морен С и C_1 (Лавров, 1965, 1970) показывает, что Тиманский Кряж пересекался ледником на всем протяжении в направлении с северо-востока на юго-запад. Возвышенности Кряжа не смогли сдержать напор льдов, заполнявших депрессию Печорской низменности. Через Северный Тиман ледник перевалил почти перпендикулярно простиранию этой возвышенности, чему способствовала ее относительно небольшая абсолютная высота (200–250 м) и существование сквозного понижения в верховьях р. Цильмы.

Средний Тиман, имеющий абсолютную высоту 350–450 м, вызывал существенное отклонение ледникового покрова к юго-западу, но не мог полностью сдержать поступательного движения льдов. Наиболее мощный прорыв ледника через Тиманский Кряж на запад имел место в районе г. Ухты, в понижении, разделяющем Средний и Южный Тиман. После выхода в Западное Притиманье ледниковый поток резко отклонялся к югу, перекрывая район среднего течения Вычегды, и далее двигался, свободно растекаясь, к югу, в сторону Северных Увалов, к рубежу своего максимального продвижения (рис. 6,7).

Данные изучения крупнообломочного материала морены С в Западном Притиманье, его количества, состава, окатанности, изменение этих показателей по площади (рис. 6,7) полностью подтверждают достоверность вышеприведенных палеогляциологических реконструкций и дополняют их независимыми доказательствами. Из приводимых схем (рис. 6,7) видно, что общее количество крупнообломочного материала в морене резко увеличивается с 0,5% в южной части Печорской низменности до 2,0% на Тимане и до 1,2% вдоль его западных склонов. Увеличение количества крупнообломочного материала происходит исключительно за счет экзарации поверхности Тиманского Кряжа. По мере удаления от него на запад и юго-запад количество обломков постепенно падает, вследствие разубоживания морены материалом, захваченным с ледникового ложа.

Количество тиманских пород, постепенно снижаясь, уменьшается до 0,3–0,2% в районе устья р. Вычегды и в бассейне верхнего течения р. Пинеги. Далее к западу они не встречены.

Все моренные горизонты, распространенные в долине р. Сев. Двины и западнее ее, содержат помимо местных пород богатый комплекс обломков пород докембрия Кольского п-ова и Карелии, но в них отсутствуют валуны се-

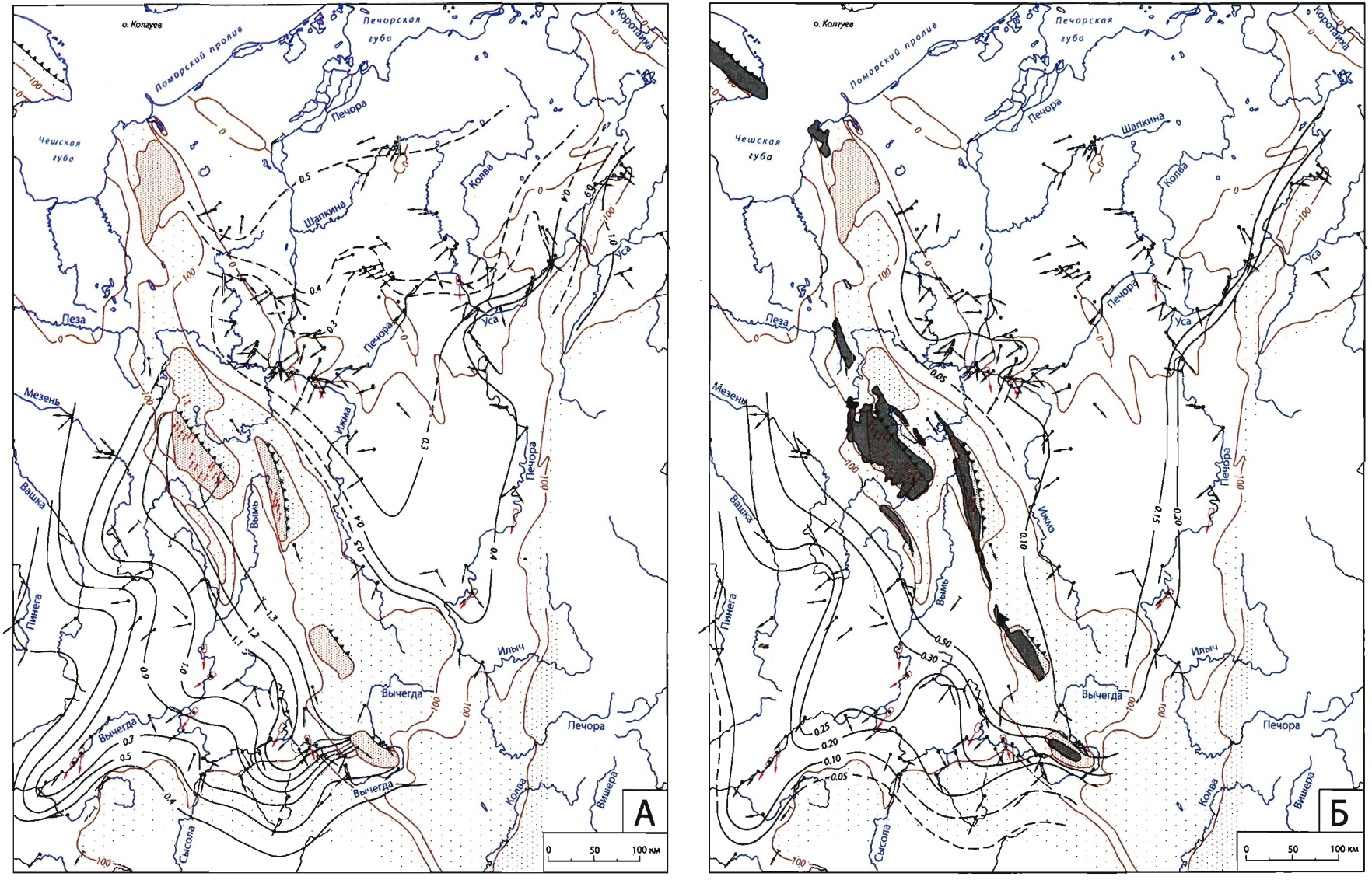


Рис. 6. Содержание и распределение крупнообломочного материала в морене первого средненеоплейстоценового (печорского) оледенения: А — всех обломков, Б — обломков терригенных пород рифея Тимана и палеозоя Пай-Хоя и Новой Земли (условные обозначения на стр. 42)

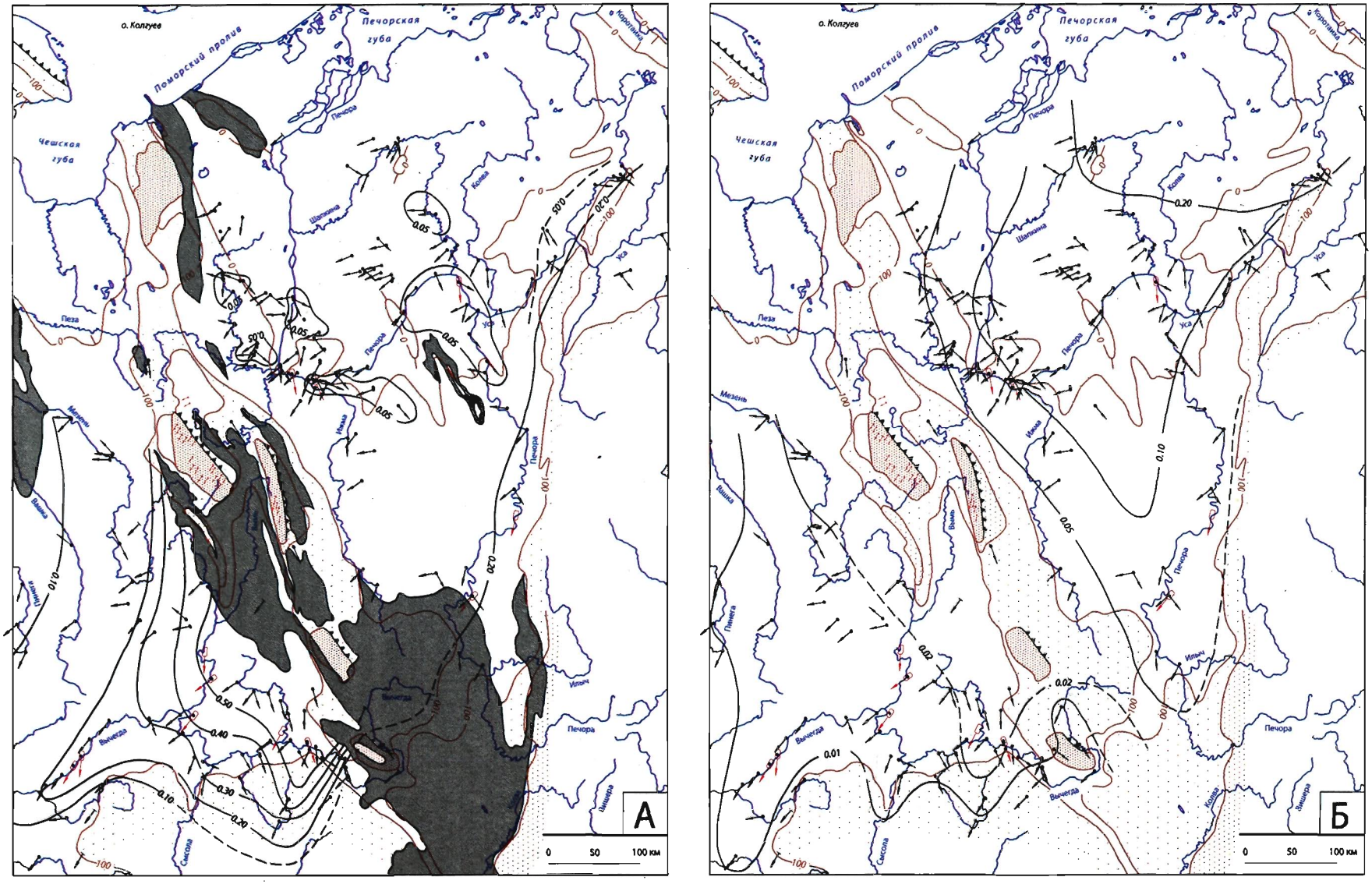


Рис. 7. Содержание и распределение крупнообломочного материала в морене первого средненеоплейстоценового (печорского) оледенения: А — обломков светло-серых карбонатных пород Тимана, Пай-Хоя и Новой Земли; Б — обломков тёмно-серых и чёрных карбонатных пород Новой Земли и Пай-Хоя (условные обозначения на стр. 42)

веро-восточных центров оледенения и Тимана. Не только традиционные приемы исследования, но и кинетостратиграфический метод (объемный петрографический анализ) не обеспечивают возможности объективного датирования морен этого района благодаря сходству состава разновозрастных морен, что обусловлено сносом материала из одной (кольско-карельской) области питания.

Можно полагать, что в период днепровского оледенения ледниковый покров скандинавского центра не распространялся так далеко к югу, юго-востоку и востоку, как в древнем неоплейстоцене. На востоке он достигал правобережья Сев. Двины, но не далее, так как верхнее течение р. Пинеги перекрывал ледник, пришедший из Печорской низменности. Где-то вдоль оси Двинско-Пенежского водораздельного массива располагалась зона взаимодействия (стыка) ледниковых покровов. В результате контакта северо-восточный ледник приостановил свое продвижение на запад, отлагая мощную морену юго-восточной части Западного Притиманья, а скандинавский ледник, по данным С.С. Карпухина (Карпухин, Лавров, 1974), плавно разворачивался к югу, устремляясь в верховья р. Волги, где им и отлагался основной объем моренного материала. Район между р. Сев. Двиной и р. Онегой, являлся, таким образом, областью экзарации так же, как и в древненеоплейстоценовое время.

6.2. Второе средненеоплейстоценовое (горкинское) межледниковье

В ***Западном Притиманье*** аллювиальные отложения горкинского межледниковья развиты только в верхнем течении Вычегды. Уклон постели аллювия совпадает с современным как по направлению, так и по величине. Ее абсолютные высоты составляют: д. Скородум 117 м, д. Ваполка 107 м, с. Мыелдино 102 м, пос. Усть-Нем 97 м, д. Лебяжское 95 м, д. Деревянск 85 м (?). Продольный профиль горкинской пра-Вычегды занимает более высокое положение по сравнению с профилем лихвинской реки, но расположен на 10–15 м ниже профиля поздненеоплейстоценовой и современной Вычегды. Лишь в самых верховьях ее, выше д. Кекур, происходит сближение линий профилей. Сведения о горкинском аллювии, отложенном притоками пра-Вычегды, слишком отрывочны и ненадежны. Исключением является аллювий горкинской пра-Мылвы (Южной), вскрытый бурением в Мылвинской сквозной долине (рис. 8) и в нижнем течении современной р. Южной Мылвы на абсолютных высотах 112–117 м (Лаврова, Лавров и др., 1960).

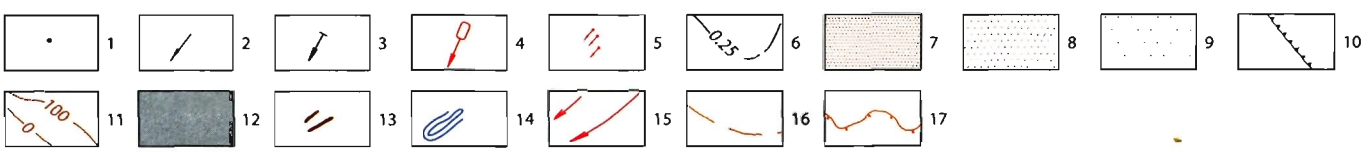
Как и лихвинский, горкинский аллювий представлен разрезами нормального типа: базальным гравийно-галечным горизонтом, перекрывающими его песками русловой фации и плохо выраженными фациями поймы и старицы. Мощность фации размыва 1,0–3,1 м, русловой до 5–6 м, пойменной — 3–5 м. Суммарная мощность аллювия составляет 10–12 м.

Восточнее границы второго средненеоплейстоценового (московского) оледенения аллювий перекрыт эстуарными и озерно-ледниковыми отложениями Керчемского приледникового подпрудного озера с обращенным стоком (керчемская терраса).

Толща эстуарных и озерно-ледниковых отложений мощностью 20–25 м, заполняющая погребенную долину горкинской пра-Вычегды, имеет двухъярусное строение. Нижний ярус (10–12 м) представлен тонкими песками, супесями и суглинками серых и темно-серых тонов — отложениями слабо проточного водного бассейна со спокойным гидрологическим режимом. Отложения верхнего яруса залегают с заметным размывом на более древних, в том числе на отложениях нижнего яруса. Они представлены промытыми светлыми песками, нередко с примесью или прослоями гравийно-галечного материала мощностью 0,5–1,0 м, а в основании и несколько более. Суглинистые отложения встречаются в виде линз и прослоев, имеющих подчиненное значение. Мощность верхнего яруса 10–15 м. Установлено, что отложения верхнего яруса, как по простиранию, так и вверх по разрезу переходят в песчано-гравийно-галечные

Условные обозначения к рис. 6, 7, 11, 13, 31, 32

1 — пункты отбора валунных проб, **2** — ориентировка обломков в пунктах отбора валунных проб, **3** — пункты замеров ориентировки обломков; **4–5** — направление движения ледника, установленное по: 4 — бороздам и шрамам на поверхности плоско-выпуклых валунов, 5 — ледиковым шрамам, бороздам и друмлинам на поверхности дочетвертич-ных пород Тиманского Кряжа и гряды Чернышева; **6** — изолинии равных содержаний количества крупнообломочного материала в морене (в % к объему породы); **7-9** — возвышенности Тиманского Кряжа: 7 — более 250 м, 8 — от 200 до 250 м, 9 – участки с абсолютными высотами от 100 до 200 м; **10** — крутые уступы; **11** — изогипсы поверхности дочетвертичных пород; **12** — выходы дочетвертичных пород — область сноса крупнообломочного материала; **13–15** — экзарационные и аккумулятивные формы рельефа дна акватории Чешской губы: 13 — гряды и валы, 14 — ложбины, 15 — предполагаемое направление движения ледовых масс; **16–17** — границы оледенений: 16 — второго средненеоплейстоценового, 17 — поздненеоплейстоценового



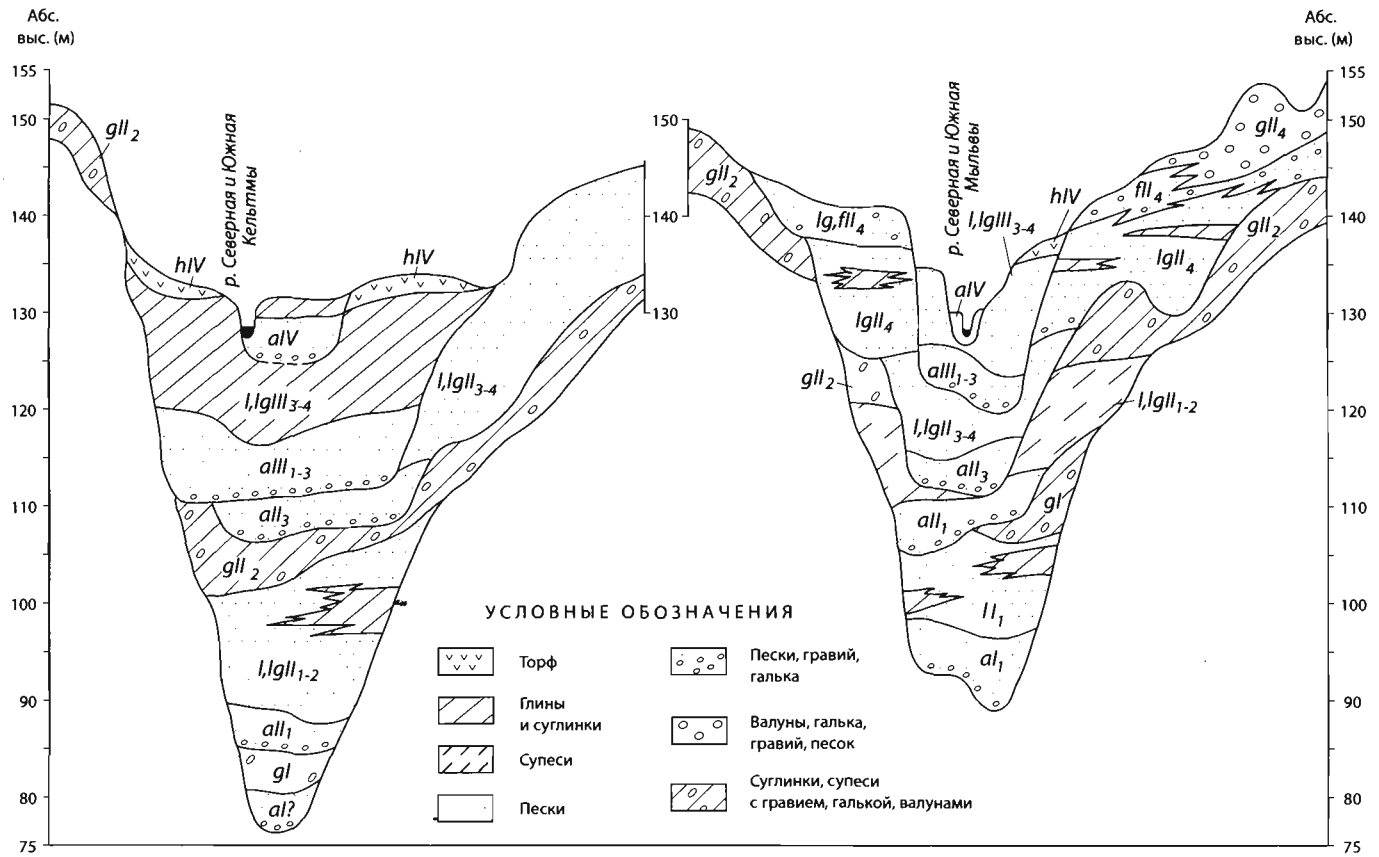


Рис. 8. Строение Кельтменского и Мылвинского погребённых каньонов (сквозных долин)

оледенения, примыкающие к конечным моренам Вычегодско-Верхнепечорского пояса. Абсолютные высоты кровли верхнего яруса, формирующего в этом районе керчемскую террасу, колеблются от 135 до 140 м, а с учетом залегающих выше флювиогляциальных отложений (4–5 м) достигают 155 м (рис. 9).

В центральной части Керчемской депрессии долина горкинской пра-Вычегды разбурена полностью от борта до борта. Она имеет ширину 2,5 км по днищу и 4–5 км по верху, что соответствует размерам современной долины. Но в районе с. Усть-Кулом, у западной окраины Керчемской депрессии, долина пра-Вычегды заканчивается. Далее к западу, начиная от д. Деревянск, в гипсометрическом диапазоне, соответствующем долине горкинской пра-Вычегды, бурением вскрывается маловыразительная, прерывисто распространенная толща песков, суглинков и супесей, залегающая между моренами с валунным комплексом С (снизу) и В (сверху) и, без сомнения, отложенная не речным потоком, а в водном бассейне. По-видимому, Керчемская депрессия являлась кутовой частью эстуария, в который впадала горкинская пра-Вычегда и, вероятно, пра-Кама (через сквозную Кельтменскую долину).

Несколько южнее русла современной Вычегды, в пределах краевой зоны второго средненеоплейстоценового (московского) оледенения серией скважин, пробуренных вдоль дороги от д. Носим до д. Ручь (рис. 9), под маломощной, местами уже выклинивающейся скандинавской мореной (петрографический комплекс В, IV цикл осадконакопления) вскрыта эта толща эстуарных отложений, пестрая в литологическом отношении, имеющая мощность до 30–40 м и залегающая на новоземельской (петрографический комплекс С) морене первого средненеоплейстоценового (днепровского) оледенения (III цикл осадконакопления).

Детальный палинологический анализ, проведенный Л.Д. Никифоровой по разрезам скважин № № 99, 100, 101 и др., пробуренных с высоким выходом и хорошей сохранностью керна, позволил воссоздать весьма полную картину последовательности изменения характера растительного покрова в течение накопления всей межморенной толщи (рис. 10).

Нижние слои отложений накапливались в условиях существования обширных безлесных пространств, занятых полынно-маревыми группировками и редкими островками березовых лесов. Это время квалифицируется как конец днепровского оледенения. По-видимому, образование водного бассейна на месте погребенной долины горкинской пра-Вычегды связано с процессом распада днепровского ледникового покрова и существованием высокоамплитудного гляциоизостатического прогиба характерного для позднеледникового времени всех оледенений.

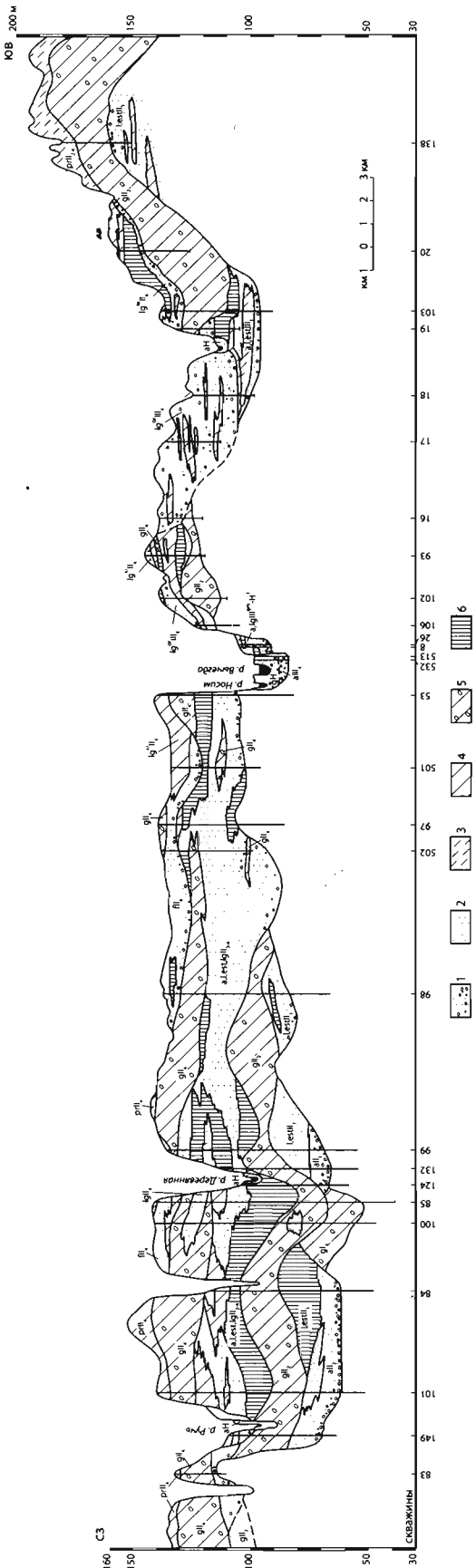


Рис. 9. Геологический разрез через долину р. Вычегды (р-н д. Деревянск – р. Кулом-Ю)

Условные обозначения: 1 — пески с гравием и галькой, 2 — пески, 3 — супеси, 4 — суглинки, 5 — морена, 6 — глины, алевриты, супеси

Толща бассейновых осадков, залегающих выше на слоях, отложенных в конце днепровского оледенения, характеризуется последовательной сменой следующих фаз в развитии растительности: 1) фаза берёзово-сосновых лесов; 2) фаза светлохвойной тайги; 3) фаза берёзовых лесов с повышенным содержанием карликовой берёзки; 4) фаза светлохвойной тайги; 5) фаза берёзовых лесов. По мнению Л.Д. Никифоровой, фазы вторая и четвертая отражают теплые, оптимальные условия; фазы первая и пятая соответствуют начальным и конечным этапам межледниковья, а фаза три — указывает на похолодание в его середине. Межледниковый характер флоры, ход кривых, наличие двух климатических оптимумов, присутствие средненеоплейстоценовой флоры *Pinus* sect. *Strobus*, *Picea* sect. *Omorica* и четкое стратиграфическое положение позволяют с уверенностью отнести время формирования рассматриваемых отложений района д. Деревянск к горкинскому межледниковому периоду.

Отложения конца горкинского межледниковья (фаза 5) располагаются на абсолютной высоте около 125–130 м. Очевидно, что высокое гипсометрическое положение уровня и отложений горкинского водного бассейна нельзя объяснить подпруживающим влиянием фронта развивающегося ледникового покрова. Вероятнее всего, горкинский бассейн, как и лихвинский, имел гидродинамическую связь с океаном. Предположение подтверждается в определенной степени и тем, что и западнее д. Деревянск в долине современной Вычегды и северо-западнее, в долине р. Мезени, отложения пресноводных бассейнов (озер, эстуариев), залегающих между новоземельской и скандинавской моренами, имеют повсеместное распространение. По-видимому, можно полагать, что бассейн в районе д. Деревянск также был связан с морем и являлся окончанием достаточно крупного эстуария, развивавшегося в Западном Притиманье начиная с днепровского позднеледниковья.

Аллювиальные отложения, относимые к горкинскому межледниковью, выразительной палинологической характеристики не имеют. Судя по тому, что они перекрыты толщей эстуарных отложений горкинского межледниковья, накопление аллювия началось уже в конце днепровского — самом начале горкинского времени и закончилось в результате превращения речных долин в разветвленный эстуарий. Московский ледник скандинавского центра, как ранее днепровский, отрезал Вычегодский эстуарий от моря, превратив его в приледниковое подпрудное озеро. Но в отличие от подпрудных озер времени наступания днепровского ледникового покрова, на этот раз озеро в Керчемской депрессии не было перекрыто ледником. Постепенно повышаясь, его уровень достиг абсолютной высоты 150–155 м и после обращения стока на юг, в Каспий, стабилизировался, по-видимому, на достаточно длительное время. Стабилизация уровня Керчемского приледникового подпрудного озера объясняется тем, что оно через понижение Кельтменского каньона соединялось с системой озер, располагавших-

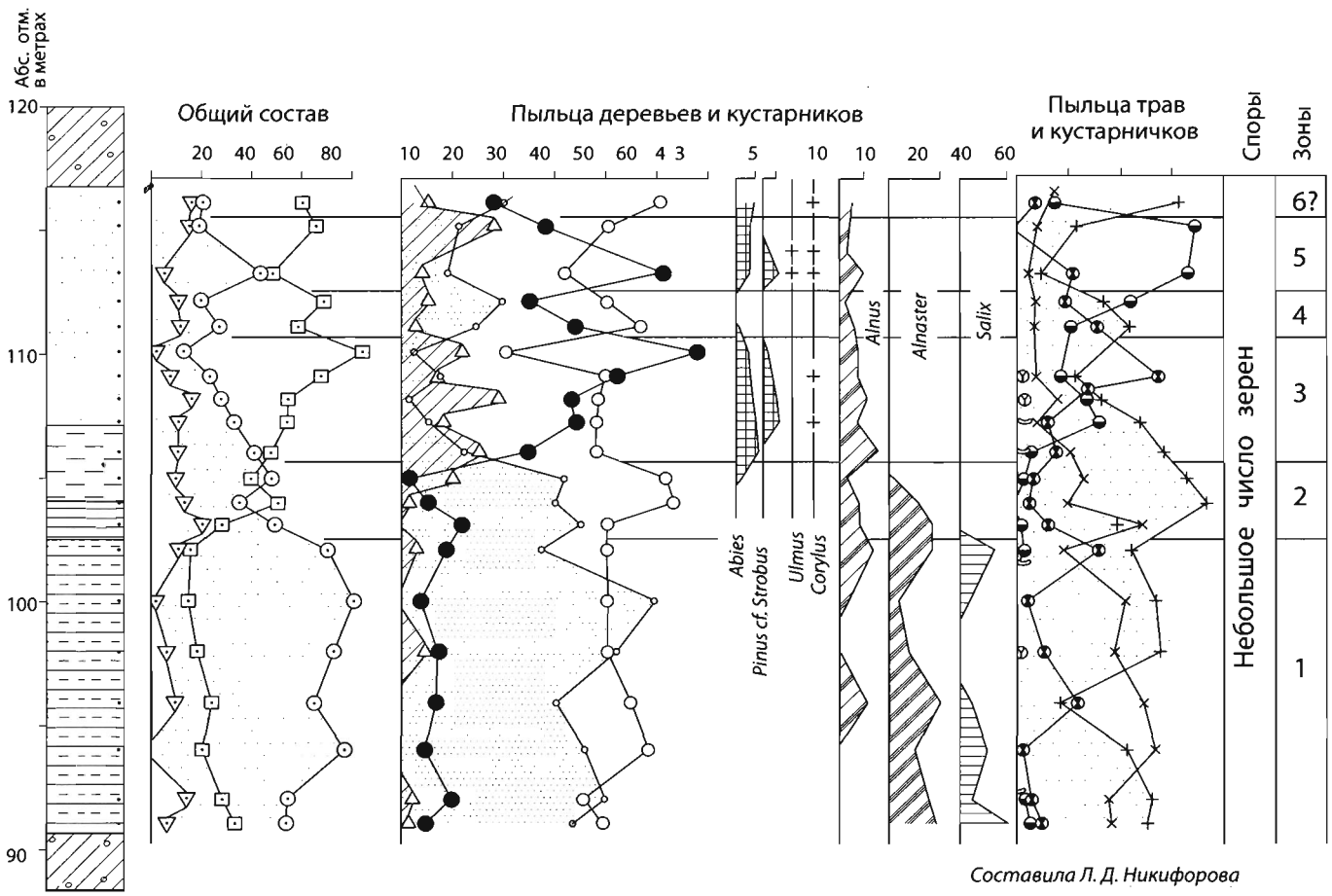


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма (скв. 100)

ся южнее современного Вычегодско-Камского водораздела в депрессиях бассейна современной р. Камы.

Бурение, проведенное в долинах рек Сев. и Южн. Кельтмы, дает основание считать, что горкинская пра-Кама (точнее ее верхнее течение — от истоков до с. Бондюг) через Кельтменский каньон, соединяющий верховья рек Сев. и Южн. Кельтмы (рис. 8), текла на север, в направлении обратном современному и впадала в пра-Вычегду у д. Керчемья. Верхняя пра-Кама была, таким образом, притоком пра-Вычегды, и этим объясняется, почему Верхнекамское озеро имело тот же уровень (150–155 м абсолютной высоты), что и Керчемское. Оба озера были проточными. Сток осуществлялся к югу через долину прорыва (Камский каньон) в Вишерскую и Среднекамскую депрессии и далее в северную область водосборного бассейна Каспия. Первоначальной абсолютной высотой (150–155 м) этих порогов и контролировался, по-видимому, максимальный уровень не только Керчемского, но также Верхне- и Среднекамских озер. В процессе сброса излишков озерной воды в бассейн Каспийского моря эрозия постепенно снизила высоту порога до абсолютной отметки +140 м. При деградации московского ледника спуск Камских и Керчемского подпрудных приледниковых озер произошел к северу, в область послемосковского гляциоизостатического прогиба, вследствие чего направление речного стока в позднем неоплейстоцене не изменилось: пра-Кама по-прежнему текла на север и впадала в пра-Вычегду. Камский каньон был законсервирован до эпохи поздневалдайского оледенения, превратившись на время в сквозную долину.

В ***Печорской низменности*** гидрография и гидрология горкинского межледниковья изучена очень слабо. Над мореной днепровского (валунный комплекс C_1) и под мореной московского (валунный комплекс B_1) оледенений, начиная с 20–30х годов прошлого века, практически всеми исследователями устанавливается наличие межморенной толщи. Ее отложениям приписывается совершенно различный генезис: флювиогляциальный, ледниково-озерный, озерный, озерно-аллювиальный, аллювиальный, наконец, морской. Доказательством правильности генетической трактовки обычно не затруднялись, тем более, не было серьезных попыток создать общую концепцию, охватывающую весь регион. Мало что изменилось и до настоящего времени.

Действительно, межморенные отложения существуют, развиты они фрагментарно, литологически весьма разнородны, их гипсометрическое положение, мощности, простирание крайне непостоянны, палинологические характеристи-

ки невыразительны, фаунистические остатки практически отсутствуют, так же как и результаты радиоуглеродного датирования. Последнее связывается, по-видимому, с практически полным отсутствием в рассматриваемой межморенной толще каких-либо органических остатков.

На севере Печорской низменности, севернее широтного колена Печоры первая сверху межморенная толща имеет ранне-средневалдайский возраст, что будет показано ниже при рассмотрении отложений IV, V и VI циклов осадконакопления.

Детальное петрографическое изучение крупнообломочной фракции морен широтного колена р. Печоры принесло убедительные доказательства достаточно широкого распространения в этом районе песчано-глинистой толщи, залегающей на морене, содержащей валунный комплекс C_1 и перекрывающейся мореной с валунным комплексом B_1. Фрагментарность развития межморенных отложений затрудняет их изучение, вынуждая ограничиться самыми общими сведениями.

Непосредственно к югу от широтного колена Печоры предположительно горкинские отложения залегают в интервале абсолютных высот 50–70 м с некоторыми отклонениями. Судя по литологическому составу отложений, их слоистости — это, вероятнее всего, отложения водного бассейна с непостоянным гидрологическим режимом, переменной глубиной, изменяющимися условиями поступления и накопления осадков, мощности которых не превышают обычно первого десятка метров. Южнее, в бассейне среднего течения р. Печоры, абсолютные высоты залегания отложений несколько увеличиваются. В районе д. Митрофаново их кровля располагается на абсолютной высоте 100–110 м, д. Петрушино — 120 м, д. Судострой — 130 м, у с. Троицко-Печорск — 135 м. Аномально высокое положение занимает горкинская толща в бассейне р. Велью, левого притока современной Печоры в ее среднем течении. Здесь в пределах крупной острововидной возвышенности серией скважин под верхней (московской) мореной вскрыта и пройдена на полную мощность (25–35 м) пачка песков с прослоями суглинков. Абсолютные высоты, занимаемые этими отложениями, изменяются от 80–125 м (подошва) до 130–170 м (кровля).

Обычно увеличенные мощности характерны для отложений, выполняющих углубления в морене днепровского оледенения. Эти углубления рассматривались в качестве фрагментов долины горкинской пра-Печоры (Лавров, 1968_3). В пользу такого предположения свидетельствуют признаки размыва в основании межморенной толщи, верхняя и средняя части которой представлены тонкими песками с редкими прослоями супесей или суглинков, а нижняя — песками с гравием, галькой и даже валунами. Однако, закономерного снижения абсолютной высоты постели предполагаемого горкинского аллювия не установлено, возможно, вследствие недостатка фактического материала. В пределах Печоро-Камского водораздела выделение аллювия горкинского возраста в составе неоплейстоценовой толщи произведено условно (Степанов, 1974).

Глава 7
ЧЕТВЕРТЫЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ

7.1. Второе средненеоплейстоценовое (московское, вычегодское) оледенение
(Морены В и $В_1$)

Самобытность этой ледниковой эпохи заключается в совершенно необычном соотношении размеров ледниковых покровов. По сравнению с предыдущим оледенением резко увеличилась роль ледника скандинавского центра: он оккупировал все Западное Притиманье, дойдя практически до области сочленения Тиманского Кряжа с Северными Увалами. На востоке, преодолев возвышенности Северного Тимана, ледник занял значительную часть севера Печорской низменности, достигнув долготы р. Колвы. При этом скандинавским ледником была перекрыта и западная часть центра Печорской низменности: район широтного колена р. Печоры, бассейн нижнего и среднего течения р. Ижмы. Северный и Приполярный Урал являлся, по данным Л.А. Кузнецовой (1971), центром автохтонного ледникового покрова, который в максимум своего распространения оккупировал восточную половину центра и юг Печорской низменности. Что же касается ледниковых потоков, в предшествующую ледниковую эпоху исходивших из области Новой Земли, шельфа Карского и, возможно, Баренцева морей, то в эпоху оледенения IV цикла осадконакопления (московского) их роль для территории Печорской низменности была весьма незначительной.

Фактологические обоснования подобных построений достаточно надежны. Прежде всего, они базируются на ярко выраженной специфике вещественного состава морен. Многочисленные работы, начиная со статьи Ю.Л. Рудовица (1947), и огромное количество лабораторных исследований при проведении геологосъемочных работ выявили все существенные особенности минералогического состава тяжелой фракции мелкозема морен скандинавского центра оледенения. В разное время эти материалы были опубликованы Т.Т. Лавровой (1965), Г.М. Немцовой (1975, 1980, 1981), Л.Н. Андреичевой и др. (1997) и другими исследователями. В силу этого, скандинавская морена московского оледенения уверенно распознавалась после проведения необходимого количества минералогических анализов. Недостаток метода заключался не только в ограниченном количестве анализов и их дороговизне, но и в медлительности выполнения, что не давало возможности использовать получаемые результаты непосредственно при полевых работах. Применение кинетостратиграфического метода позволило уже в поле оперативно получать результаты, способствовавшие более целенаправленным исследованиям. Кроме того, с целью уточнить положение границы московского оледенения и характер взаимоотношений его края с террасами приледниковых подпрудных озерных бассейнов с обращенным стоком в бассейнах верхнего течения рек Вычегды и Камы, в краевой зоне скандинавского ледника московской эпохи применялся поиск валунов скандинавских пород в карьерах гравийно-песчаных отложений, на бечевниках рек и т.п.

Вся область, покрывавшаяся скандинавским ледником, отчетливо подразделяется на четыре района.

Первый район — бассейны р.р. Онеги, нижнего течения Сев. Двины, Пинеги, Мезени, Вашки, Кулойское плато, то есть области, приближенные к центру оледенения — Кольскому полуострову и Карелии. В этом районе московская морена практически отсутствует. Редкие фрагменты моренных отложений обнаружены лишь в узких впадинах поверхности дочетвертичных образований. Их возраст принимается за московский весьма условно. С тем же основанием можно считать их любой другой, более древней или более молодой мореной. Но отнесению многих фрагментов к поздневалдайской морене препятствует залегание над ними широко развитых здесь морских отложений бореальной (микулинской) трансгрессии.

Второй район — водораздельные возвышенности, разделяющие реки Онегу и Вагу, Сев. Двину и Пинегу в среднем и верхнем течении, Пинегу и Вашку, Вашку и Мезень,

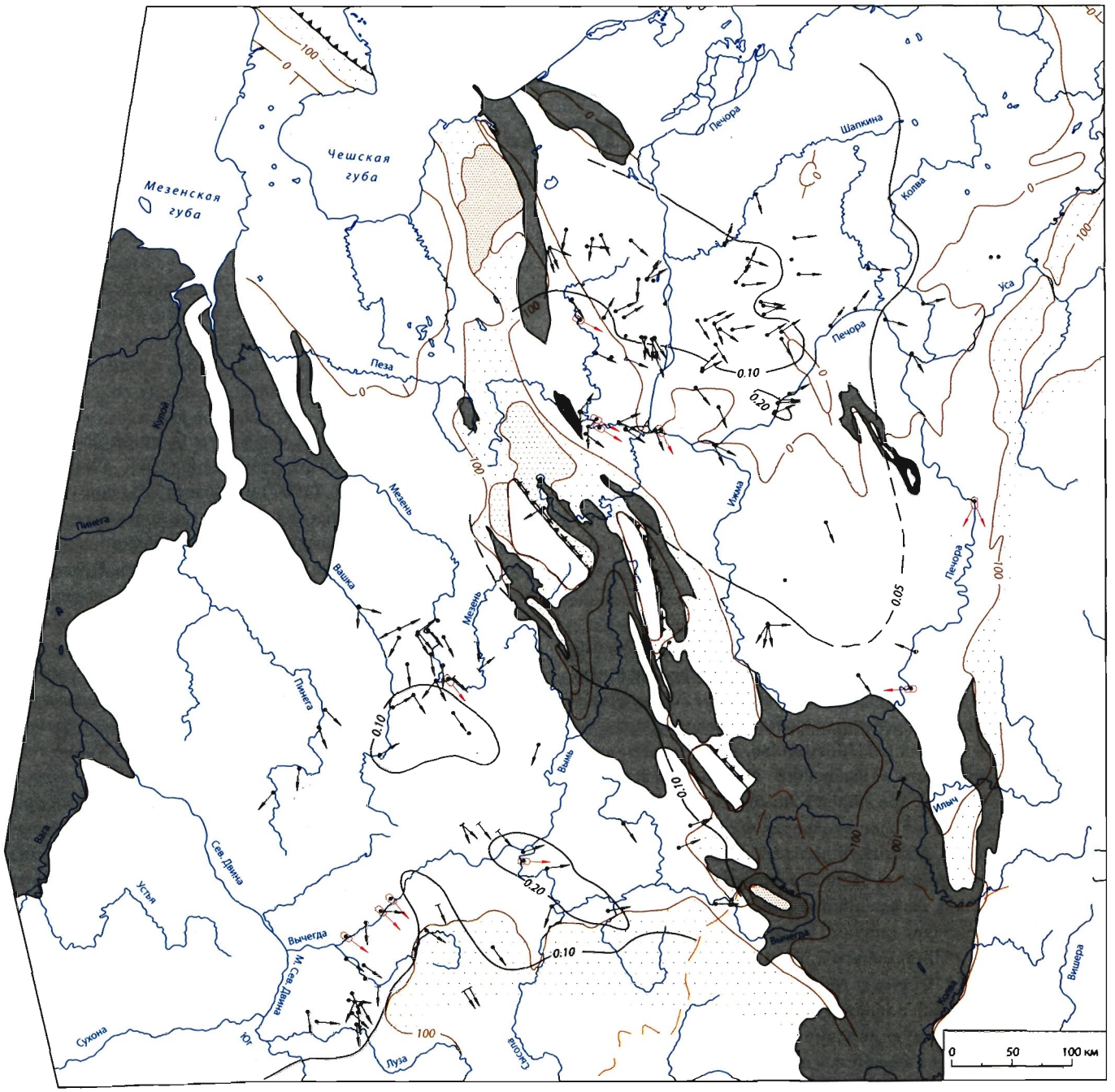


Рис. 11. Содержание и распределение обломков светло-серых карбонатных пород палеозоя Мезенской синеклизы и Сев.Тимана в морене второго средненеоплейстоценового (вычегодского) оледенения (условные обозначения на стр. 42)

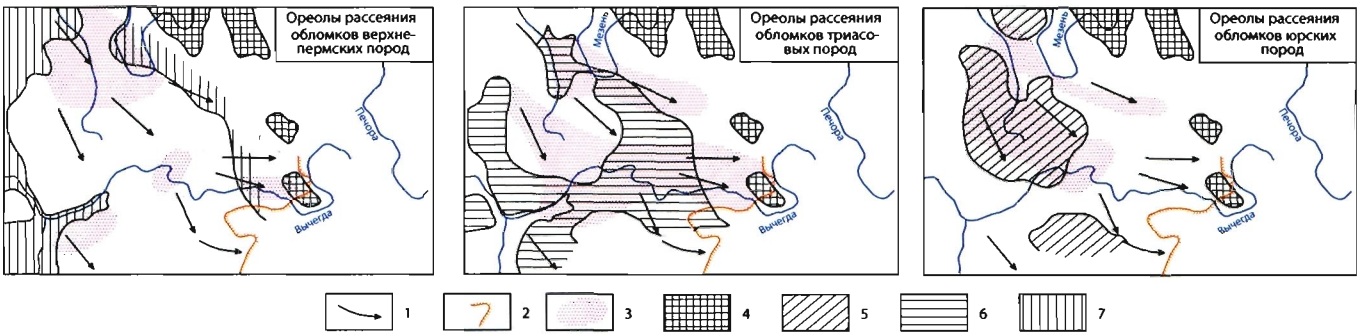


Рис. 12. Закономерности распределения крупнообломочного материала местных пород в верхней средненеоплейстоценовой (московской, вычегодской) морене юго-западного Притиманья

Условные обозначения: 1 — направление движения ледника; 2 — граница оледенения; 3 — ореолы рассеяния обломков местных пород; 4 — возвышенности Тиманского кряжа. Коренные выходы дочетвертичных отложений: 5 — юрских, 6 — триасовых, 7 — верхнепермских.

а также бассейн р. Устьи, притока р. Ваги. В этом районе московская морена была отложена и сохранилась в значительно большей степени. Мощность ее довольно часто достигает 10–20 м. Гипсометрическое положение достаточно высокое — 50–100 м над уровнем моря. Однако в долинах основных рек этой зоны, в обширных понижениях поверхности дочетвертичных образований московская морена часто отсутствует. Она, по-видимому, в значительной степени уничтожена экзарацией поздневалдайского ледникового покрова, но, вероятно, и в эпоху московского оледенения отлагалась не столь интенсивно, как на междуречных пространствах.

Третий район — бассейн р. Вычегды с притоками и р. Луза. Морена московского возраста развита здесь повсеместно, особенно на водораздельных пространствах, где она большей частью является рельефообразующей. Именно здесь она давно и хорошо известная как верхняя или скандинавская морена. Залегание морены носит отчетливый плащеобразный характер. Она облекает неровности рельефа предшествовавшего межледниковья. Гипсометрическое положение мореной толщи непостоянно: от 20–30 м до 150-180 м на водоразделах. Мощность колеблется от первых метров в долинах рек, где она сильно эродирована, до 40–50 м на водоразделах и в поясе конечноморенных образований.

Данные объемно-петрографического анализа крупнообломочного материала показывают, что морена московского оледенения в этих районах характеризуется валунным комплексом В. Ядро комплекса (до 60%) образуют обломки светло-серых карбонатных пород и кремней палеозойского возраста предположительно из бассейна р. Северной Двины (рис. 11) и разнообразных кристаллических пород кольско-карельской области (граниты, гнейсы, пироксены и т. п.) — до 15% от объема. Постоянно, но обычно в несколько меньших количествах присутствуют алевролиты, песчаники и конгломераты верхнепермских и нижнетриасовых отложений Западного Притиманья, а также окатанные обломки ростров белемнитов верхней юры (рис. 12). Ассимиляции красноцветных пород татарского яруса верхней перми и нижнего триаса московская морена обязана своим почти повсеместно красно-бурым цветом. Темно-серая окраска присуща морене В только в районах развития темноцветных отложений верхнеюрского возраста.

На движение ледникового покрова со стороны Скандинавского п-ова указывает не только постоянное присутствие обломков разнообразных пород кольско-карельского происхождения (рис. 13Б), но и траектории их разноса (рис. 14). Весьма выразительны тенденции изменения количества обломков, содержащихся в морене (рис. 13А), их окатанности, уменьшения размеров обломков. В сочетании с результатами замеров ориентировки длинных осей обломков, с направлением штрихов на изборожденных поверхностях плоско-выпуклых валунов в каменных мостовых под подошвой морены В, установленные тенденции убедительно показывают, что в бассейне Вычегды распространение скандинавского ледника носило отчетливый радиально-секторальный характер. При этом достаточно ясно видна роль Тиманского Кряжа. По мере приближения к нему, в общей картине движения льдов все отчетливее обозначаются юго-восточные направления, что свидетельствует о заметной роли возвышенности Среднего и Южного Тимана, несмотря на их сравнительную небольшую (150-200 м) относительную высоту (рис. 13).

Четвертый район — северо-печорский, имеет много общего с вычегодским. Прежде всего, это относится к мощности московской морены и ее гипсометрическому положению: и то и другое аналогичны вычегодским. Московская морена этого района содержит валунный комплекс $В_1$. В отличие от других он не имеет четко обозначенного ядра, образованного 2–3 разновидностями пород. В составе комплекса примерно в равных соотношениях (10–30%) отмечены обломки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород новоземельско-пайхойской области сноса, светло-серые карбонаты предположительно палеозойских

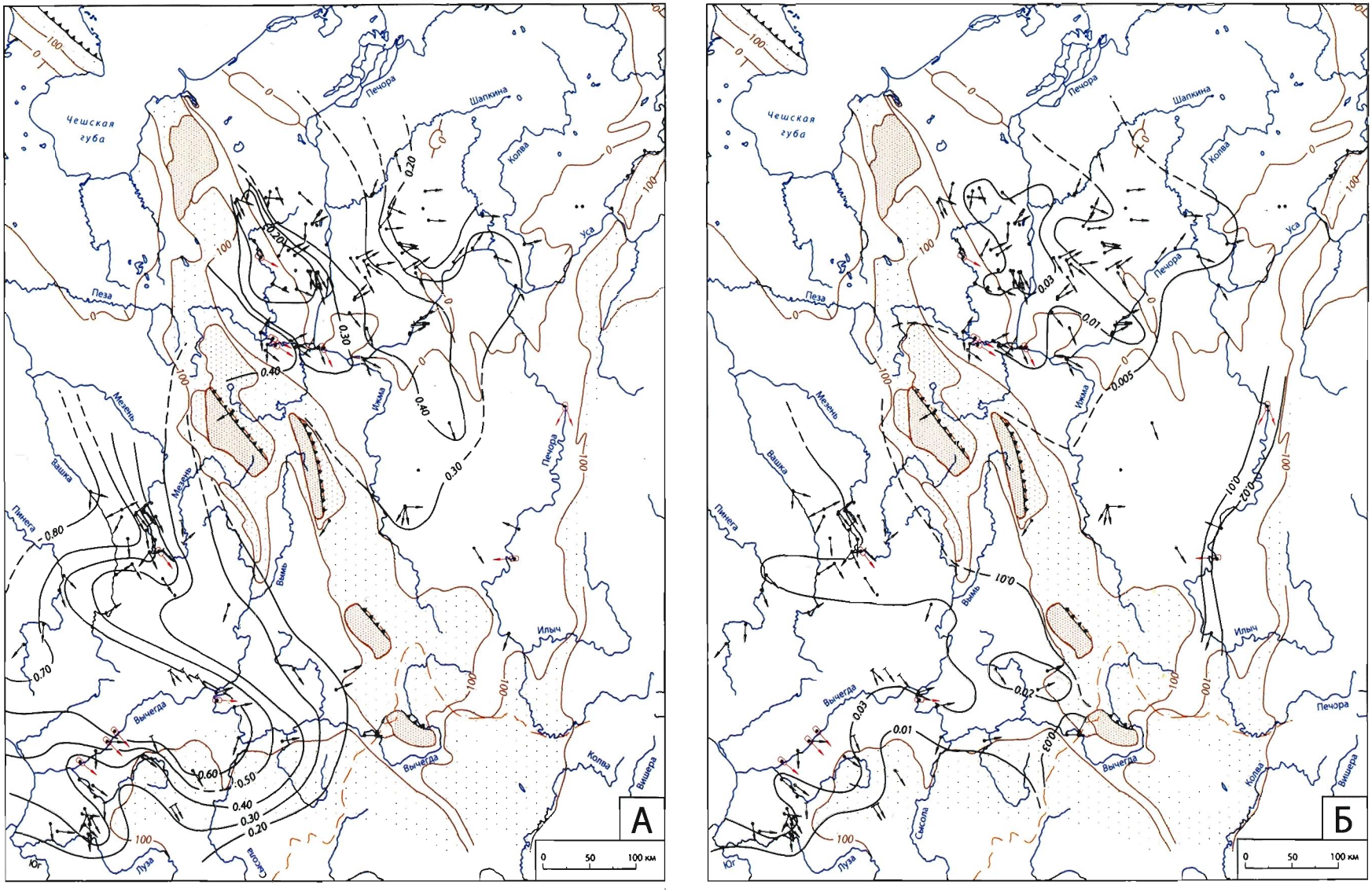


Рис. 13. Содержание и распределение крупнообломочного материала в морене второго средненеоплейстоценового (московского, вычегодского) оледенения: А — всех обломков, Б — обломков кристаллических пород — скандинавских, реже тиманских и уральских
(условные обозначения на стр. 42)

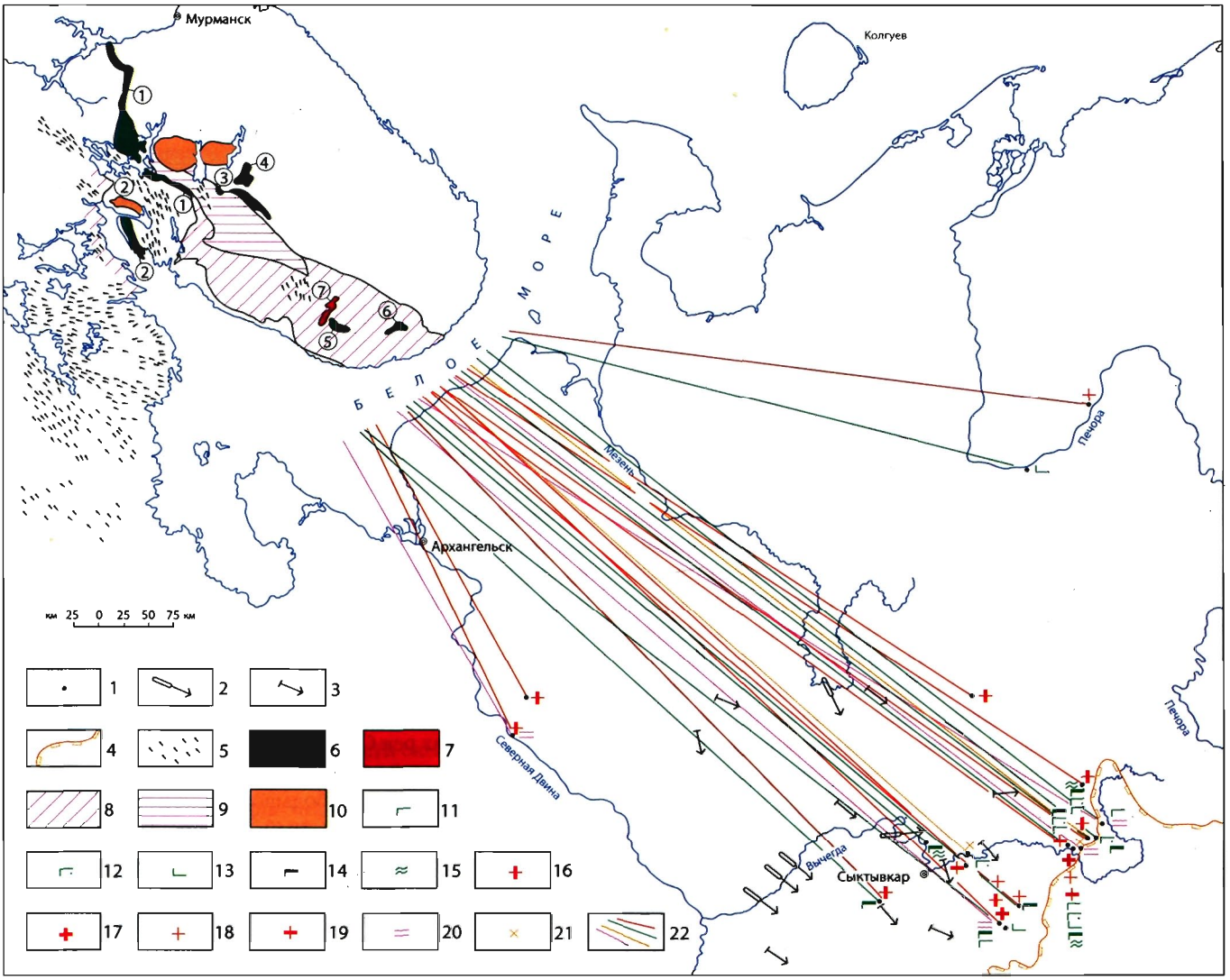


Рис. 14. Схема разноса валунов руководящих пород в Западном Притиманье и Печорской низменности

Условные обозначения: 1— места отбора обломков руководящих пород для петрографического анализа; 2— ориентировка плоско-выпуклых валунов под московской мореной; 3— ориентировка крупнообломочного материала, содержащегося в вычегодской морене; 4— граница вычегодского оледенения; 5— изборожденные поверхности Карелии и Кольского полуострова. **6–10— *породы Кольского полуострова:*** 6— *габброиды* (массивы: 1— Главного хребта, 2— Кандалакшско-Колвицкий, 3— Панских высот, 4— Цагинский, 5— Ондомозёрский, 6— Пялочный); 7— *гранитоиды* (7— Стрельнинский массив, а также мелкие тела среди гнейсов беломорской серии); 8-9— *гнейсы*: 8— беломорской серии (архей), 9— кислогубской свиты тундровой серии (протерозой); 10— *нефелиновые сиениты*: Хибинский и Ловозёрский массивы (палеозой). **11–21— *руководящие валуны вычегодской морены*:** 11–15— *группа габброидов и их метаморфизованных разностей:* 11— роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро (7 шт.), 12— габбро-амфиболиты, часто с гранатом (4 шт.), 13— метаанортозиты и метагаббро-анортозиты, часто с гранатом (4 шт.), 14— гранатовые амфиболиты, амфиболиты с гранатом, амфиболиты (11 шт.), 15— мезомеланократовые роговообманковые кристаллические плагиосланцы (6 шт.); 16–19— *группа гранитоидов*: 16— существенно плагиоклазовые граниты и плагиограниты и их калишпатизированные разности (9 шт.), 17— лейкократовые разгнейсованные граниты (6 шт.), 18— существенно калишпатовые граниты (3 шт.), 19— пегматоидные граниты (4 шт.); 20— *группа гнейсов*: гнейсы биотитовые, роговообманко-биотитовые и их гранитизированные разности (5 шт.); 21— *нефелиновые сиениты* (2 шт.). 22— предполагаемые направления разноса руководящих валунов (петрографические исследования проведены М.Е. Фёдоровой)

(карбон) и обломки верхнедевонских пород (базальты, агаты, песчаники) Северного Тимана, а также серые и бурые карбонатные песчаники нижнего мела. Кристаллические изверженные (граниты) и метаморфизованные (гнейсы) породы архея и протерозоя кольско-карельской области встречаются в значительно меньших количествах (примерно в 4–5 раз), чем в комплексе В Западного Притиманья.

Результаты изучения крупнообломочного материала и его ориентировки указывают на общее субширотное направление движения льдов (рис. 11,13). Но в отличие от вычегодского ледникового потока, северо-печорский преодолел возвышенности Северного и части Среднего Тимана, сильнейшим образом экзарировав их поверхность. Об этом убедительно свидетельствует большая роль в валунном комплексе B_1 девонских пород Северного Тимана, в частности многочисленных обломков и глыб базальтов, нередко с включениями тиманских агатов.

Энергия северо-печорского ледникового потока позволила ему, несмотря на препятствие Северного Тимана, распространиться от последнего не только на восток (до р. Колвы, притока р. Усы), но и, круто развернувшись, продвинуться на юг в центральную часть Печорской низменности (рис. 13). Все же следует отметить, что продвижение скандинавского ледника в этой области происходило вдоль восточных склонов возвышенностей Среднего и Южного Тимана, и вершины их ледником не перекрывались даже в максимум продвижения ледникового края. Это утверждение основано на двух фактах. Первый — на возвышенностях Среднего Тимана прекрасно сохранились изборожденные поверхности днепровского возраста (рис. 6), и второй — на этих же вершинах даже при очень детальном изучении не удалось обнаружить ни остатков скандинавской морены, ни даже ее перлювия — разрозненных обломков пород кольско-карельского происхождения, которые встречаются у подножья склонов Тиманского Кряжа.

Рассматривая динамику скандинавского ледникового покрова IV цикла осадконакопления (в московскую эпоху), следует отметить, что на севере и северо-востоке Русской равнины четко выделяются концентрические пояса, свидетельствующие о зональности геологической деятельности ледника скандинавского центра, подробно описанной в работах А.А. Асеева (1966, 1974 и др.). Первый район, самый северо-западный, максимально приближенный к центру оледенения, отвечает (по классификации А.А. Асеева) зоне преобладания эрозии, подзоне значительной эрозии. Второй район, где наряду с эрозией происходило и отложение моренного материала, также соответствует зоне преобладания эрозии, но уже подзоне значительной, но неравномерной эрозии. И, наконец, третий и четвертый районы, полностью соответствует зоне преобладания аккумуляции.

Сведения о динамике ледниковых покровов Уральского и Новоземельского центров весьма немногочисленны. Роль ледниковых покровов этих центров оледенения была сугубо второстепенной. Об этом было сказано в начале раздела. Здесь достаточно констатировать явно угнетенный характер ледниковых покровов северо-восточного происхождения в пределах рассматриваемой территории в эту эпоху.

7.2. Поздненеоплейстоценовое (микулинское) межледниковье

7.2.1. Бореальная трансгрессия

Недостаток сведений о ранне- и средненеоплейстоценовых трансгрессиях в известной степени компенсируется большим объемом материалов, полученных при изучении поздненеоплейстоценовой трансгрессии, называемой бореальной, реже микулинской, еще реже эемской по аналогии с синхронной трансгрессией в Западной Европе.

К осадкам именно этой трансгрессии большинство исследователей относит морские слои, вскрываемые не только буровыми скважинами, но и многими десятками естественных обнажений в бортах долин рек Западного Притиманья — Онеги, Сев. Двины, Ваги, Вашки, Мезени, Пезы, Омы, на мысе Железном, а восточнее Северного Тимана, в Печорской низменности — разрезы морских отложений в долинах рек Сулы, Индиги, Куи, Море-Ю, Талоты, а также знаменитый разрез «Вастьянский Конь».

В результате работы большого количества исследователей (Лаврова, 1937, 1946, 1949; Лаврова, Троицкий, 1960; Жузе, Порецкий, 1937; Девятова, Лосева, 1964; Легкова, 1961; Плешивцева, Гриб, 1965; Смирнова, $1976_{1,2}$; Плешивцева, 1972; Девятова, 1982 и др.), отложения бореальной трансгрессии в ***Западном Притиманье*** изучены с полнотой, позволяющей составить не только детальное, но и на редкость надежно обоснованное представление об условиях залегания отложений, их мощности, о соотношении с подстилающими и перекрывающими слоями, а также о режиме микулинского морского бассейна, степени его связи с океаном и об изменении климатических условий в период бореальной трансгрессии. Если ограничиться уровнем обобщенного характера, имеющиеся в настоящее время представления о поздненеоплейстоценовой трансгрессии складываются в следующую картину.

Толща бореальных отложений не только выполняет глубокие понижения поверхности дочетвертичных образований, но и нередко покрывает пространства, разделяющие эти понижения. В связи с этим резко изменяется высотное положение подошвы морских отложений: от — 20–30 м, а в отдельных пунктах от — 68 м до 20–30 м выше уровня моря. Мощность колеблется от 60–70 м в депрессиях, до первых метров за их пределами, и это обстоятельство обуславливает более равное по высотам залегание кровли отложений, абсолютные высоты которой не превышают 10–20 м и лишь в долине р. Пёзы достигают 40–60 м.

Подстилающими отложениями служат дочетвертичные образования или маломощные фрагменты основных морен, относимых (обычно совершенно произвольно) ко времени московского, реже днепровского оледенений. Морские бореальные слои перекрыты ледниково-озерными осадками ранневалдайского возраста и мореной, флювиогляциальными и ледниково-озерными отложениями последнего, поздневалдайского оледенения, образующими современный рельеф водораздельных пространств, или залегают в цоколе послеледниковых террас. Впервые полный разрез бореальных отложений был пройден скважинами в низовьях Сев. Двины (Плешивцева, Гриб, 1965). Авторы разделили разрез (снизу вверх) на три горизонта (а, в, с), отличающиеся характерными комплексами фауны, пыльцы и спор.

Горизонт «а» — глины и суглинки с галькой и мелкими валунами, слабо сортированные, темно-коричневые. Вверх по разрезу отложения переходят в зеленоватые или темно-серые дисперсные глины или слоистые суглинки. В верхней же части горизонта «а» содержатся мелкие раковины высокоарктического вида *Portlandia arctica*, одним из первых заселяющего осолоняющиеся приледниковые бассейны. Растительность времени отложения горизонта «а» представлена элементами тундровой, степной и лесной флоры. Этот этап бореальной трансгрессии Э.С. Плешивцева и В.П. Гриб (1965) относят к концу московского оледенения, когда на фоне приледниковой растительности океанические воды заливали еще прогнутую тяжестью ледника окраину севера Русской равнины. Уровень моря поднимался вследствие таяния ледниковых покровов, и происходила аккумуляция плохо отсортированных морских осадков с примесью гляцигенного материала, особенно в нижней части горизонта «а», общая мощность которого составляет 20–24 м.

Горизонт «в» — осадки глубоководной (в Северо-Двинской впадине) или сублиторальной и эстуарной фаций. Глубоководные осадки — тонкодисперсные глины мощностью 35–45 м. В нижней части глин (мощностью 10–20 м) присутствует фауна глубоководных моллюсков, представленная исключительно арктическими видами. В верхней части (мощностью 25–35 м) видовой состав фауны более разнообразен: наряду с арктическими встречены аркто-бореальные, реже бореальные виды. Горизонт «в» содержит богатый комплекс фораминифер, преимущественно аркто-бореальных видов, обитающих и ныне в сублиторали Беломорья. Состав фауны указывает, что накопление осадков с глубоководной фауной началось еще в суровых климатических условиях и продолжалось на фоне улучшения климатических и изменения физико-гидрологических условий вследствие дальнейшей трансгрессии бореального моря. Палинологический анализ отложений горизонта «в» позволил установить, что за время накопления этих осадков последовательно сменялось четыре фазы лесной растительности: фазы березово-сосновых, хвойных, хвойных с участием широколиственных пород и смешанных (елово-сосново-березовых) лесов. Характер растительности и ход ее изменения показывает, что за этот период времени климат изменился от умеренно холодного к более влажному и теплому. В фазу хвойных лесов с примесью широколиственных он достиг оптимума, после чего стал менее благоприятным и сходным с современным, но несколько более влажным.

Горизонт «с» по литологическим признакам разделяется на два слоя. Нижний, мощностью 20–30 м, представлен глинами песчанистыми с маломощными прослоями песков. Верхний, мощностью 5–10 м, сложен песками разнозернистыми, косослоистыми с прослоями галечника и линзами аллохтонного торфа с кусками древесины. Э.С. Плешивцева и В.П. Гриб полагают, что нижний слой — это осадки фации морского мелководья, верхний — прибрежно-морской фации, а в целом горизонт «с» отражает этап регрессии бореального моря. Об ухудшении условий существования фауны свидетельствует почти полное отсутствие микрофауны, а макрофауна представлена тонкостенными раковинами *Tellina calcarea* C h e m. и *T. baltica* L., что указывает на опреснение вод морского бассейна. Регрессия бореального моря началась в фазу еловых лесов и закончилась в фазу приледниковой растительности, когда отлагались пески верхнего слоя горизонта «с».

Таковы основные итоги изучения наиболее полного разреза бореальных отложений. Результаты исследования многочисленных обнажений и буровых скважин, вскрывающих разрезы бореальных отложений Беломорского бассейна, хорошо согласуются с данными по низовьям Сев. Двины, дополняют и детализируют их. Палинология бореальных отложений изучалась многими авторами на протяжении более двух десятков лет. Итог был подведен Э.И. Девятовой (1982). Составленная ею сводная таблица пыльцевых зон отражает все нюансы спорово-пыльцевых спектров для различных районов этой области. Сопоставив полученные данные с палинозонами микулинского межледниковья, по В.П. Гричуку (1961), Э.И. Девятова показала, что состав и последовательность смены растительности в период накопления бореальных отложений однозначно указывает на микулинский возраст этого межледниковья.

Таким образом, бореальная трансгрессия в пределах Беломорского региона началась в период распада последнего средненеоплейстоценового (московского) ледникового покрова, продолжалась в течение всего микулинского межледниковья и закончиласть в начале следующего, уже поздненеоплейстоценового оледенения. Причиной морской микулинской трансгрессии было гляциоизостатическое прогибание территории под тяжестью последнего ледника среднего неоплейстоцена, а компенсация прогиба растянулась на все микулинское межледниковье, и закончилась уже в начале поздненеоплейстоценового оледенения. В связи с этим возникают два вопроса: 1) какова длительность микулинского межледниковья? и 2) что это было за оледенение — ранне- или поздневалдайское? Достаточно убедительный ответ могут дать геохронологические исследования отложений, залегающих стратиграфически выше

микулинских. К сожалению, рассматриваемый регион беден органическими остатками, пригодными для радиоуглеродного анализа. Тем не менее, прямые и надежные ответы на оба поставленных вопроса получены нами на основании исследований в бассейне р. Вычегды и по другую сторону Тиманского Кряжа — в северной части Печорской низменности. Они рассматриваются в последующих разделах.

Наиболее южное и удаленное от берегов современных морей местонахождение морских бореальных отложений находится в верховьях р. Виледи, левого притока р. Вычегды, уже за пределами последнего оледенения. По данным В.М. Смирновой (1976$_1$), в правобережном обнажении реки, абсолютная отметка уреза которой здесь равна 110 м, до высоты 8 м над ним вскрываются глины, содержащие богатый комплекс диатомовых водорослей. Основу его составляют 127 пресноводных видов, кроме которых в верхней части толщи присутствуют 10 видов солоноватоводных и 16 видов морских диатомей, характерных для отложений бореальной трансгрессии. Их присутствие свидетельствует о незначительном осолонении бассейна, первоначально пресноводного (позднеледниковье?), но затем получившего связь с морем. Вверх по разрезу глин наблюдается постепенное выпадение из комплекса морских и солоноватоводных видов, что объясняется В.М. Смирновой регрессией морского бассейна. Глины перекрыты песками, залегающими на них со следами размыва и разбитыми морозобойными клиньями. В бассейне, где были отложены пески, существовало 20 видов пресноводных диатомей, характерных для высокопрозрачных, холодноводных водоемов олиготрофного типа. Вероятное время его существования — период ранневалдайского оледенения.

Границы бореальной трансгрессии к западу от Тиманского Кряжа проводятся обычно, исходя из следующих соображений. Территория, на которой обнаружены морские отложения, включается, естественно, в область трансгрессии и в большинстве случаев принимается, что уровень микулинского бореального моря располагался в диапазоне 60–100 м абсолютной высоты современного рельефа. Разрез в долине р. Виледи дает основание для суждения о южном рубеже проникновения вод бореального моря в начале позднего неоплейстоцена. В пределах районов, испытавших интенсивные положительные неотектонические движения вследствие дифференцированных подвижек литосферных блоков при послеледниковой компенсации регионального гляциоизостатического прогиба, абсолютные высоты могут достигать 150-200 м (п-ов Канин, Кулойское плато, р-н Вашуткиных озер).

В Печорской низменности к осадкам поздненеоплейстоценового бореального моря М.А. Лавровой (1946, 1949 и др.) отнесены выходы морских отложений в основании разрезов «Вастьянский Конь», «Хонгурей», в серии разрезов в долине р. Сулы (Янковский, 1939), а также отдельные обнажения в долинах рек Куи, Индиги, в обрыве берега Баренцева моря в основании п-ова Святой Нос у мыса Железный. Во всех этих пунктах выше морских отложений залегает только одна, рельефообразующая морена. Поздневалдайский возраст ее доказан не только серией радиоуглеродных датировок, полученных для отложений, подстилающих морену и отделяющих ее от морских, но и результатами кинетостратиграфических исследований, а также радиоуглеродным датированием отложений, фиксирующих события периода последней дегляциации всего северо-востока Русской равнины.

Морские отложения бореальной трансгрессии залегают на сравнительно ровной поверхности более древних отложений и подстилаются чаще всего диамиктонами не установленного возраста. В основании морской толщи следы размыва обычно не выражены, и ее разрез начинается с глинисто-алевритовых отложений. Абсолютные высоты подошвы изменяются от нуля и близких к нему отметок до 50–70 м ниже современного уровня моря. Кровля в Малоземельской и на западе Большеземельской тундры располагается несколько выше уровня моря. При этом отчетливо заметны два направления изменения ее положения в сторону снижения, а именно: к востоку от Северного Тимана (от +35, +20 м в верхнем и среднем течении р. Сулы до +5 м в низовьях р. Куи) и с юга на север в сторону Баренцева моря. Вдоль его побережья от мыса Святой Нос и далее к востоку до Хайпудырской губы (исключая нас. пункт Тобседа) выходы морских бореальных отложений выше уровня современного Баренцева моря отсутствуют. Под уровень моря уходит морена поздневалдайского оледенения. Вновь выходы морских отложений появляются только вблизи хр. Пай-Хой восточнее Хайпудырской губы в нижнем течении р. Талоты. Повышенное положение (до +20, +35 м) кровли морских отложений в обнажениях «Вастьянский Конь» и «Хонгурей» объясняется тем, что они входят составной частью в чешуйчато-надвиговую структуру вала субгляциальной компрессионной морены (Лавров, 1981).

В Большеземельской тундре выходы морских поздненеоплейстоценовых отложений, содержащих фауну моллюсков, в бортах речных долин крайне редки. Отдельные обнажения в долинах р.р. Талоты, Коротаихи и Море-Ю разрознены и мало информативны, условия залегания изучены слабо. Таким образом, в северной части Печорской низменности существует горизонт морских отложений, стратиграфическое положение и условия залегания которых аналогичны положению бореальных отложений Беломорской области. К сожалению, палинологического изучения морской толщи, сравнимого по качеству и полноте с изучением осадков бореальной трансгрессии к западу от Тимана, не производилось. Климатические условия и их изменения в ходе развития трансгрессии и регрессии бореального моря изучены далеко недостаточно и не обеспечивают столь полной и законченной реконструкции физико-географической обстановки, которую создали упорным трудом исследователи бореальных отложений Западного Притиманья.

7.2.2. Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения, синхронные морской бореальной (микулинской) трансгрессии, за пределами последнего оледенения погребены под осадками озъягской и верхнепечорской террас приледниковых подпрудных озер с обращенным стоком, развитых в бассейнах р. Печоры и р. Вычегды, а в области последнего оледенения также и под толщей ледниковых отложений.

Высотное и плановое местоположение продольного профиля постели микулинского аллювия практически полностью совпадает с аллювием ранне-средневалдайского, позднеледникового и голоценового возраста. В течение нескольких десятков тысяч лет происходил размыв, перемещение и отложение большей частью одной и той же массы пород в одной и той же, сравнительно узкой полосе днища поздненеоплейстоценовых и голоценовых речных долин и практически на одних и тех же абсолютных высотах. Все это делает почти неразрешимой задачу детального разделения верхненеоплейстоценового аллювия по возрасту. Под базальными отложениями пойменного (голоценового) аллювия вполне могут сохраниться слившиеся с ними в единую толщу значительные объемы базальных слоев аллювия микулинского межледниковья или аллювия валдайской эпохи.

Необходимо учитывать, что в зоне поздневалдайского оледенения многие даже крупные реки возникли только в период его распада, и верхненеоплейстоценового аллювия в их долинах просто никогда и не было, так как не существовали сами эти реки, например, низовья Сухоны, Пинеги, Вашки, Мезени, Сев. Двины и др.

Тем не менее, ряд разрезов подтверждает существование трех этапов развития речной сети: двух в позднем неоплейстоцене и третьего, начавшегося в послеледниковое время. Обычно эти разрезы приурочены к тем отрезкам прибортовых частей современных долин, где глубинная и, особенно, боковая эрозия рек различных этапов не накладывались друг на друга.

В ***Западном Притиманье*** постель аллювия начала позднего неоплейстоцена располагается на 3–10 м ниже современного уреза крупных рек. Величины и направление уклонов его ложа полностью и везде соответствуют этим характеристикам живых русел.

Сведения о местоположении устьевых частей поздненеоплейстоценовых речных долин Западного Притиманья крайне скудны и неопределенны. Вероятно, это объясняется непостоянством положения береговой линии моря. Бореальная трансгрессия, начавшаяся в конце московского оледенения, развивалась в условиях гляциоизостатического прогиба территории. В позиции максимума трансгрессии береговая линия, судя по палеоклиматическим данным, простояла немного времени, о чем свидетельствует разрез в долине р. Виледь. А затем последовала регрессия, столь же глубокая, как и трансгрессия. Берег моря отступил далее положения современного. По-видимому, это было связано с формированием ледниковых покровов ранневалдайского времени. Но сведения о размерах ранневалдайских ледников и, следовательно, о величине гляциоэвстатической регрессии океана носят в настоящее время сугубо гипотетический характер. Можно полагать, однако, что обширность и мелководность Баренцева шельфа были в состоянии компенсировать и нейтрализовать падение уровня океана в раннем валдае. Во всяком случае, в пользу этого свидетельствует отсутствие глубоких эрозионных врезов этого возраста южнее акватории современного Баренцева и Белого морей.

К аллювиальным отложениям микулинского межледниковья и к периодам ранне- и средневалдайских похолоданий можно предположительно отнести пески с прослоями растительного детрита, которыми в прибрежной полосе Беломорья и в бассейне р. Пёзы заканчивается разрез микулинских морских отложений. У д. Ёлкино органический материал из такого аллювия был подвергнут радиоуглеродному анализу, показавшему его запредельный (более 53000 л.н., ЛУ-1050А) возраст, но эта датировка, конечно, не может являться доказательством ранневалдайского и, тем более микулинского возраста аллювия. Возможно, этот аллювий имеет средневалдайский возраст.

В ***Печорской низменности*** ситуация с аллювиальными отложениями верхненеоплейстоценового возраста абсолютно идентична. Скрупулезное изучение материалов ручного бурения в пределах полосы голоценовых аллювиальных террас Печоры, проведенного по поперечным через долину профилям с тщательным отбором кернового материала, позволило установить, что под подошвой голоценового аллювия (пойменной и I н/п террас) р. Печоры практически на всех разбуренных профилях вскрываются остатки погребенной аллювиальной свиты, которую для краткости будем называть «печорской».

Печорская свита (аллювий) представлена хорошо выраженным базальным горизонтом и песчаными отложениями русловой фации, верхняя часть которой в значительной степени уничтожена послеледниковой Печорой. Соотношение печорской аллювиальной свиты с аллювием современной Печоры и с положением уреза воды в ее русле иллюстрирует таблица 1.

Строение печорской свиты и ее взаимоотношение с отложениями иного возраста и генезиса лучше всего установлены на геологическом профиле, пересекающем долину р. Печоры между г. Печорой и пос. Кожва (рис. 15).На этом профиле видно, что аллювий печорской свиты залегает на нижненеоплейстоценовой морене, прорезая две среденеоплейстоценовые морены, и, по косвенным данным, по-видимому, перекрывается мореной поздневалдайского возраста. Таким образом, поздненеоплейстоценовый возраст печорской свиты практически не вызывает сомнений.

Мощность сохранившейся части печорской погребенной аллювиальной свиты указывает на то, что река была достаточно глубокой, аналогичной по глубине современ-

Соотношение печорской аллювиальной свиты с аллювием современной Печоры **Таблица 1**

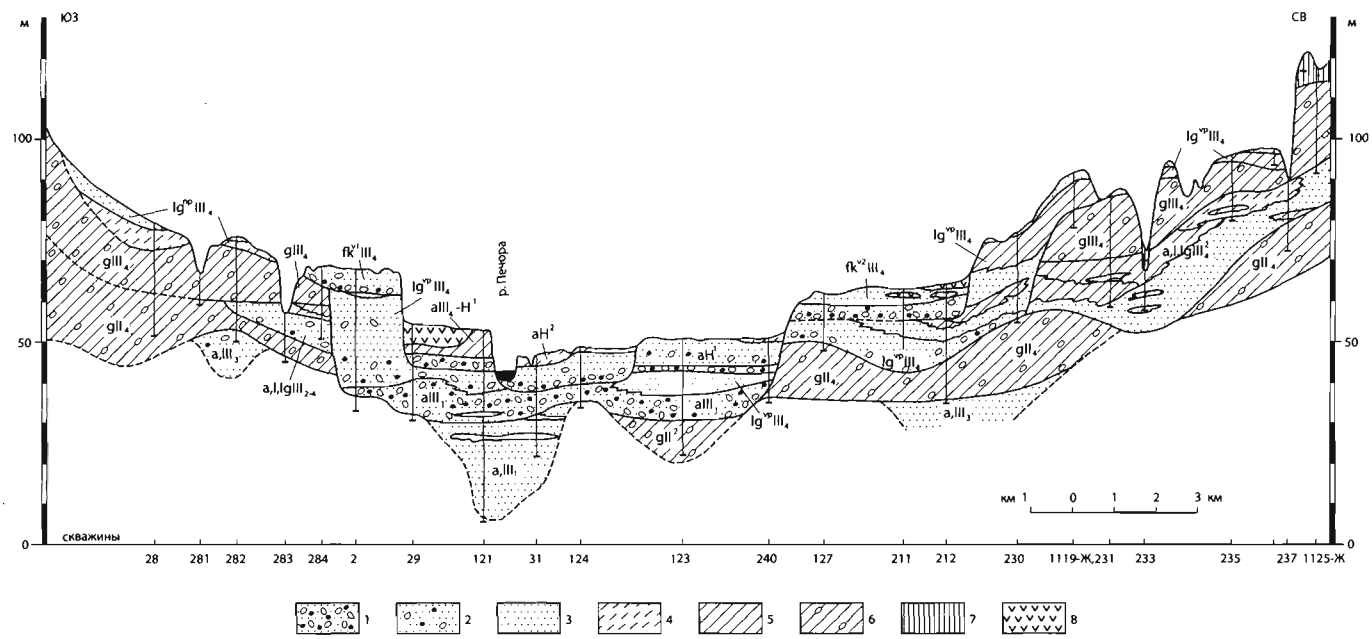
Местоположение буровых профилей сверху вниз по долине современной р. Печоры	Абсолютные высоты		Относительное превышение уреза р. Печоры над постелью погребенного аллювия	Мощность	
	постели погребенного аллювия печорской свиты	уреза воды в русле р. Печоры		сохранившейся части погребенного аллювия	современного аллювия Печоры
1	2	3	4	5	6
Якша	115	120	5	8	10
Комсомольск-на-Печоре	100	103	3	8	8
Илыч	92	98	6	10	12
Троицко-Печорск	86	94	8	4	10
Кодач, Скаляп	82	90	8	6	12
Петрушино	80	89	9	6	10
Район Дутово	75	86	11	8	12
Усть-Воя	44	55	11	10	12
Даниловка	38	50	12	13	14
Кедровый Шор	31	44	13	9	12
г. Печора	30	42	12	12	10

ной реке. Отсутствие супесчано-суглинистых отложений старичной и пойменной фаций в составе погребенного аллювия и меньшая ширина днища долины древней реки свидетельствует о ее быстром течении, а также, вероятно, об отсутствии меандрового пояса, а, следовательно, и стариц. Палинологический анализ аллювия не производился, да и сам характер отложений (русловой аллювий) не позволил бы получить надежные данные для заключения о климатических условиях времени существования реки, отложившей печорскую аллювиальную свиту. Поэтому о ее геологическом возрасте можно судить только по совокупности косвенных данных.

Данные вышеприведенной таблицы показывают, что печорская свита развита по всей долине современной реки

Рис. 15. Геологический разрез через долину р. Печоры в районе г. Печоры

Условные обозначения: 1 — гравийно-галечные отложения; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — пески; 4 — супеси; 5 — суглинки; 6 — морена; 7 — покровные суглинки; 8 — торф



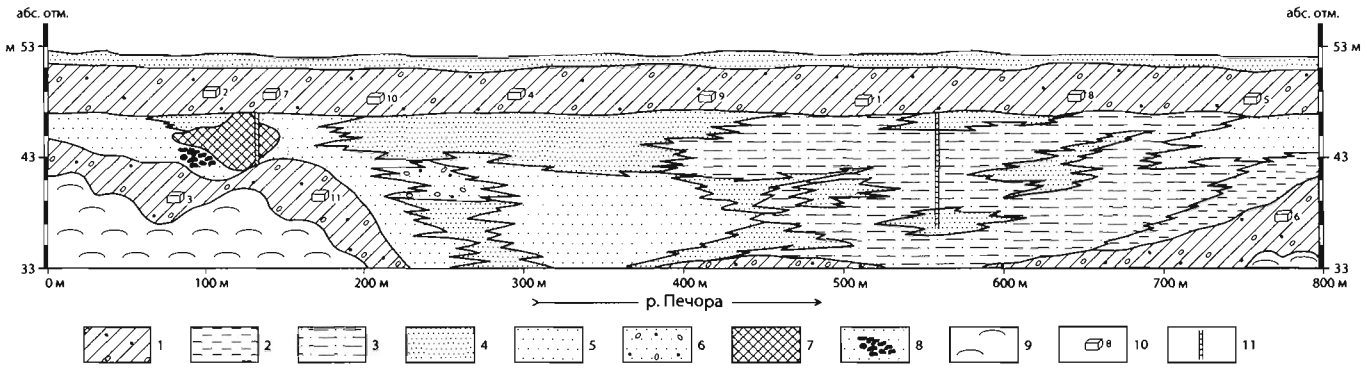
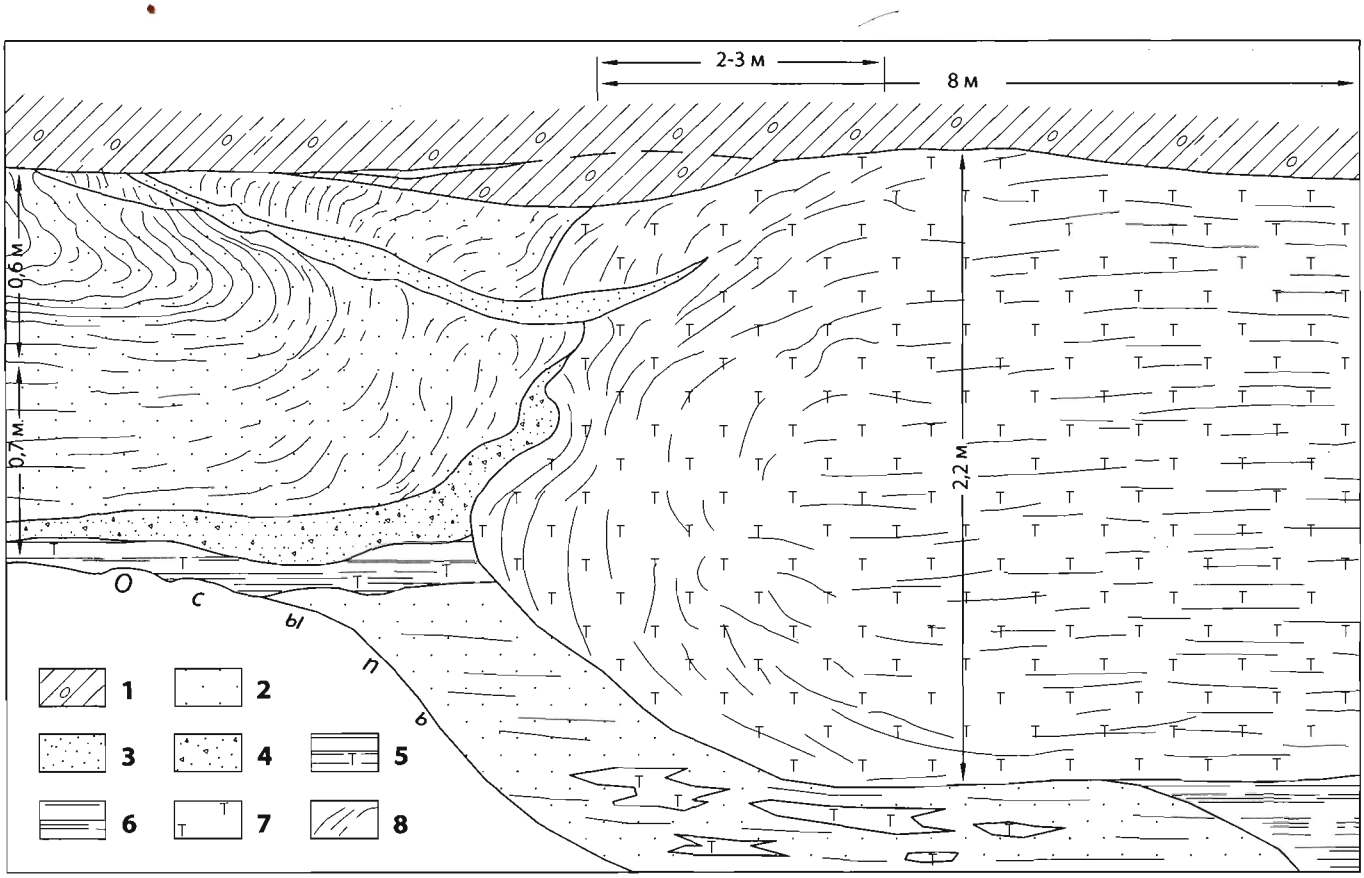


Рис. 16. Условия залегания отложений в обнажении «Родионово»

Условные обозначения: 1— диамиктон; 2— глины; 3— алевриты, суглинки, реже глины; 4— пески тонко- и мелкозернистые, пылеватые или глинистые; 5— пески мелко-среднезернистые промытые, типа русловых песков аллювия; 6— пески с гравием и галькой, песчано-гравийно-галечные отложения; 7— глыба торфа плотного, темно-бурого; 8— куски торфа, отслоившиеся от глыбы и замытые в песках, вмещающих глыбу торфа; 9— оползни, осовы, осыпи; 10— место отбора валунной пробы и ее номер; 11— расчистки с отбором проб на палинологический анализ.

Рис. 17. Условия залегания левой части торфяной глыбы («торфяника») в разрезе «Родионово» (расчистка 1985 г.)

Условные обозначения: 1— диамиктон (морена), 2— пески слоистые, 3— пески неслоистые, 4— пески с гравием и галькой, 5— алевриты оторфованные, 6— алевриты, 7— торф, 8— характер слоистости отложений



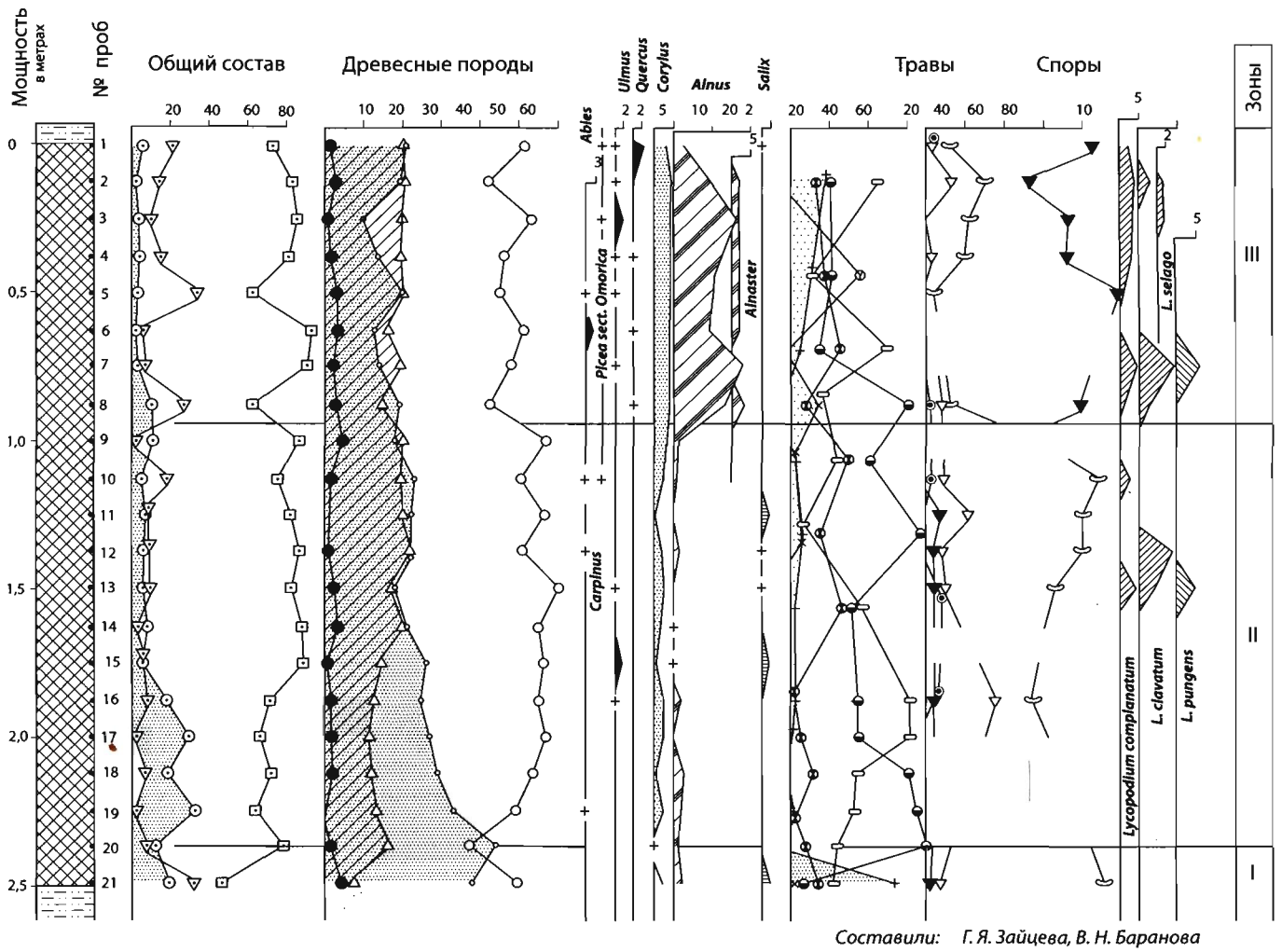


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза «Родионово-2»

от ее верхнего течения до г. Печора, немного заходя севернее границы поздневалдайского оледенения. На этом отрезке для свиты характерны: закономерное снижение постели в направлении течения современной реки и заметно бо̀льшая величина уклона продольного профиля, что видно из увеличения разницы в высотном положении постели погребенного аллювия и уреза р. Печоры.

Непосредственно у г. Печора печорская аллювиальная свита залегает в пределах резко расширившейся долины (11–12 км), а отложения свиты представлены относительно тонким материалом при сниженной мощности базального горизонта. Абсолютные высоты постели печорской аллювиальной свиты у г. Печоры (+30 м) вполне соответствуют гипсометрическому положению отложений поздненеоплейстоценовой (микулинской) бореальной трансгрессии. Все это может свидетельствовать о близости устья реки, ее дельты и береговой линии водоприемного бассейна, возможно, кутовой части одного из заливов (эстуария) микулинского моря. Не исключено, что обширная депрессия современного рельефа в месте слияния рек Печоры и Усы, занятая огромным Усинским болотом, наследует территорию этого морского залива. В пользу такого предположения свидетельствует и то, что севернее г. Печоры, несмотря на довольно большое количество буровых профилей, пересекающих долину современной Печоры, погребенный аллювий, подобный печорскому, не обнаружен. Более того, полученные данные однозначно свидетельствуют о его отсутствии.

Усинская депрессия практически не изучена, но у ее западного борта, у д. Родионово расположен разрез, строение которого, возможно, подтверждает сделанное предположение. В разрезе «Родионово» между двумя моренными горизонтами залегает толща бассейновых отложений сложного литологического состава, в которой погребен массив аллохтонного торфяника мощностью 4 м (рис. 16,17). По данным С.Н. Никифоровой (Писарева и др., 1966), Г.Н. Бердовской и Л.С. Тюриной (Лосева, Дурягина, 1973), торфяник образовался в микулинское

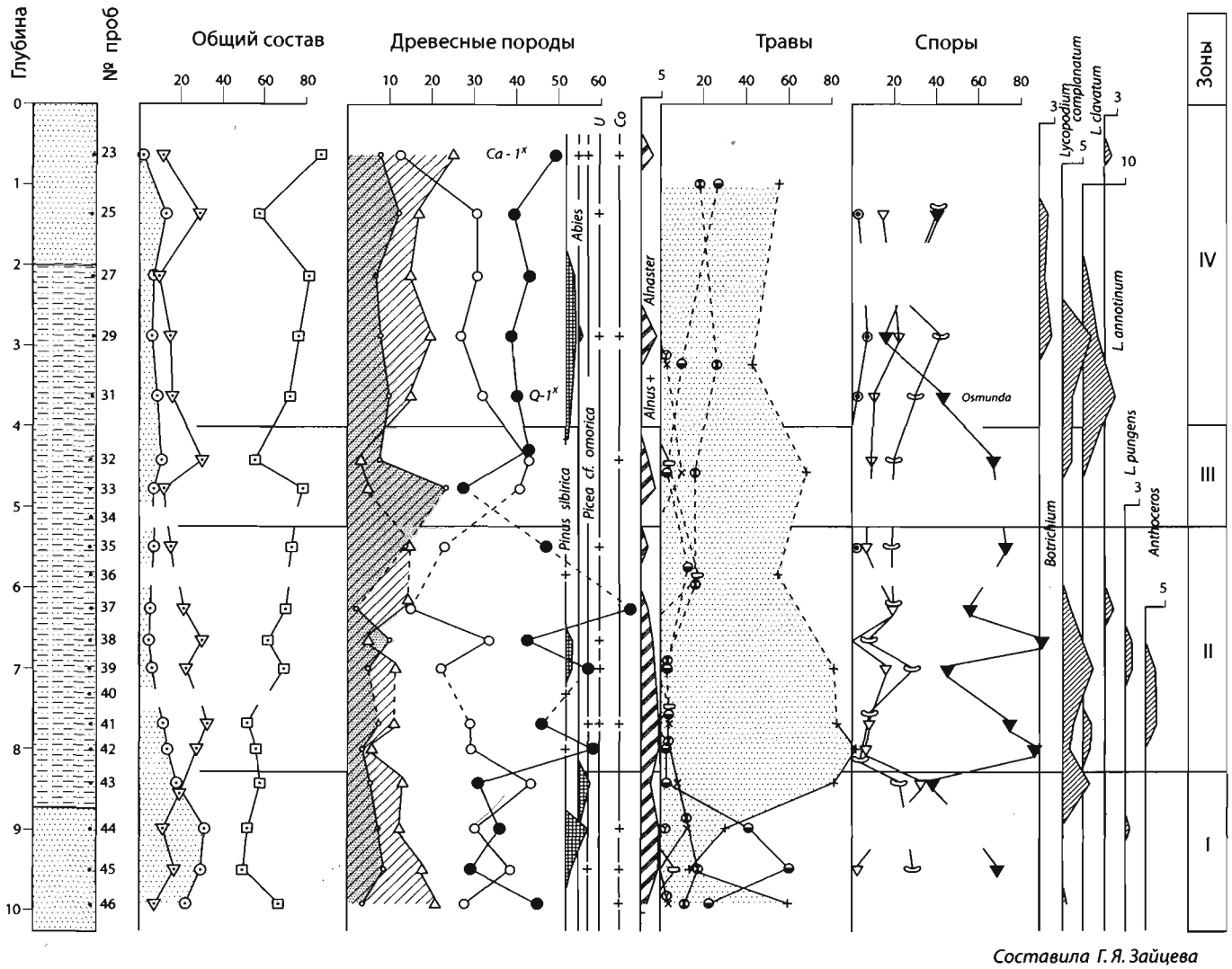


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза «Родионово-1»

время, по мнению Д.А. Дурягиной и Л.А. Коноваленко (1993) — в родионовское (горкинское) межледниковье. Ф.Ю. Величкевич не исключает лихвинский возраст торфа. Для получения дополнительной информации нами были одновременно отобраны для палинологического анализа образцы не только торфа, но и вмещающих его межморенных отложений. Анализ был выполнен палинологами В.Н. Барановой и Г.Я. Зайцевой (рис. 18) и Г.Я. Зайцевой (рис. 19). Составленная ими палинологическая диаграмма с очевидностью показывает, что рост торфяного массива происходил в весьма благоприятных климатических условиях, о чем свидетельствуют древесные породы лесных массивов, в составе которых заметную роль играли широколиственные и орешник. Очень сходные результаты были получены впоследствии при анализе торфа Л.А. Коноваленко (Дурягина, Коноваленко, 1993), которая, к сожалению, не приводит результатов исследования спор и пыльцы. В период накопления межморенной толщи резко отличными были не только состав лесов, но и травянистых группировок, где явно господствуют полыни. Отсутствие в палинологических диаграммах родионовского торфа двух четких климатических оптимумов говорит скорее о его микулинском, а не горкинском возрасте. Условия залегания позволяют считать, что торфяник разреза «Родионово» какое-то время плавал в водном бассейне (эстуарий?), а затем сел на прибрежную мель, после чего был погребен осадками этого водного бассейна и перекрыт мореной последнего оледенения.

Глава 8
ОТЛОЖЕНИЯ (ЧЕТВЕРТОГО И ПЯТОГО ЦИКЛОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ), ПОДСТИЛАЮЩИЕ ОСНОВНУЮ МОРЕНУ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В границах последнего оледенения в береговых обнажениях современной речной сети под рельефообразующей мореной вскрываются отложения различного облика и генезиса, исследованные неоднократно и многими при проведении тематических или геолого-съемочных работ. Как правило, в опубликованной литературе рассматриваются наиболее информативные разрезы, или приводятся сведения, полученные при работе на серии разрезов. В большинстве своем единичные разрезы, с точки зрения стратиграфической полноты, очень однообразны и не охватывают значительного хронологического диапазона. Чаще всего он ограничивается снизу концом микулинского межледниковья, а сверху — средневалдайским временем. Но и этого вполне достаточно для обоснованного суждения о возрасте последнего оледенения, особенно, если учесть материалы изучения отложений верхнепечорской, озъягской, окуневской и гамской террас.

Публикации, посвященные этому вопросу весьма немногочисленны. Среди них выделяются три работы, в которых рассматривается строение основных, наиболее информативных разрезов: «Гарево», «Кипиево» и «Шапкина». В хронологическом отношении все разрезы в той или иной мере охватывают период от микулинского межледниковья до последнего оледенения. В процессе геолого-съемочных работ, проводившихся авторами, по этим разрезам были получены собственные материалы. Ниже приводится основное содержание опубликованных работ с соответствующими дополнениями и комментариями.

8.1. Разрез «Гарево»

Геоморфологическая позиция разреза «Гарево». Строение отложений в разрезе установлено серией расчисток, проведенных в разное время и разными авторами в стенках глубокого оврага, прорезающего террасовидную поверхность с абсолютными отметками 40–45 м, которая в виде небольших заливов внедряется в коренной правобережный борт долины р. Печоры и узкой (150–200 м) полосой прослеживается непосредственно вдоль русла этой реки. Крутизна овражных бортов и незначительное развитие осыпей позволили проследить контакты слоев, установить их взаимоотношения, которые показаны на сводном разрезе (рис. 20). Склоны водораздела, спускающиеся к поверхности террасы, достаточно крутые и четкие, сложены валунными суглинками — основной мореной, поверхностные части которой изменены выветриванием, склоновыми процессами и хозяйственной деятельностью человека. Все это отразилось в строении верхней части разреза «Гарево», точнее в строении разреза аккумулятивной части террасы, на которой и располагается д. Гарево.

В стенке оврага в расчистке «А» сверху вниз вскрыты:

Слой № 1. Супеси, реже суглинки коричневатых и палевых тонов, комковатые, довольно рыхлые, с гнездами и присыпками песка, неяснослоистые, с редким обломочным материалом, количество которого обычно возрастает в нижней части слоя. Мощность, в целом довольно выдержанная, колеблется от 1,5–2,0 м до 3,0–3,5 м.

Нельзя исключить, что слой 1, образующий субгоризонтальную террасовидную поверхность, является отложениями поздней стадии существования Нижнепечорского интрагляциального бассейна, в которых заметное участие принимает делювиально-солифлюкционный материал, смещенный со склонов в прибрежную часть озерного бассейна.

Слой № 2. Морена — суглинок серовато-бурый, пятнами ожелезненный с линзами и гнездами песка, с гравием, галькой и валунами. Вниз по разрезу цвет меняется на темно-серый. Петрографический анализ крупнообломочного материала показал, что вследствие выщелачивания грунтовыми водами карбонатная часть петрографического комплекса отсутствует, а нерастворимые обломки указывают на поздневалдайский возраст морены (валунный комплекс A_1). Принадлежность породы к основной морене подтверждается ее плотностью, плитчатой или массивной текстурами, четкой ориентировкой длинных осей гальки и валунов (ВЮВ-160°).

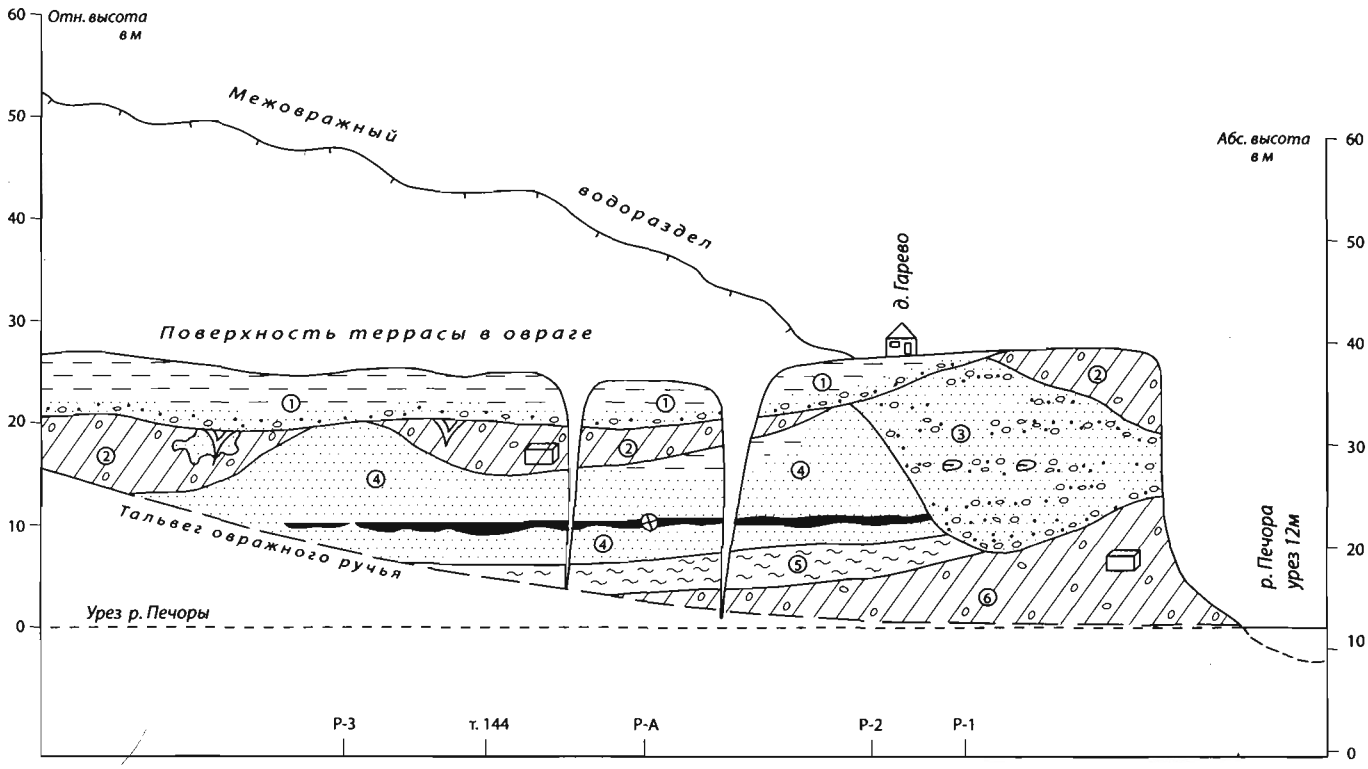


Рис. 20. Условия залегания отложений в обнажениях у д. Гарево (условные обозначения на рис. 22)

Нижний контакт резкий, но отмечаются заметные изгибы его при прослеживании по простиранию, вследствие чего на отдельных участках морена отсутствует (рис. 20). В толще морены обнаружен крупный песчаный отторженец, верхний край которого срезан отложениями террасы. От их нижнего контакта вниз в тело отторженца проникает крупная псевдоморфоза по ледяной жиле, в которую втянуты отложения террасы (слоя 1).

Слой № 3. Песчано-галечные отложения (сверху вниз):

1. Переслаивание крупнозернистого песка и мелкого гравия. Слоистость горизонтальная и косая с наклоном к западу. В основании — слой гравия 0,6 м ..... 2,0 м

2. Песок крупнозернистый с редким гравием. Слоистость тонкая, четкая, горизонтальная ..... 2,5 м

3. Песок средне-мелкозернистый, слоистость горизонтальная (мощность 0,5–2,0 см) ..... 2,3 м

4. Гравийно-галечные отложения. Слоистость горизонтальная и косая (10°) с наклоном к западу ..... 1.5 м

5. Песок средне-мелкозернистый, слоистость горизонтальная (0,5 см), выдержанная ..... 1,5 м

6. Гравийно-галечно-валунные отложения, сцементированные гидроокислами железа. Слоистость горизонтальная или наклонная (10°) к западу ..... 1,0 м

В этом слое обнаружены валуны гранитов и гнейсов, несомненно, скандинавского происхождения

7. Песок прослоями тонко-, мелко- или крупнозернистый. В основании — слой гравия и гальки. Отложения образуют однообразные ритмы, трижды повторяющиеся в разрезе ..... 5,0 м

8. Песок средне-мелкозернистый, слоистость тонкая, горизонтальная ..... 2,3 м

9. Гравийно-галечные отложения ..... 1,0 м

Ниже залегает темно-серая морена (слой № 6).

Состав и строение отложений слоя № 3 по своему характеру сходны с отложениями дельты водного потока с постоянным руслом и высокими скоростями течения. Большое количество крупнообломочного материала, который не переносится на сколько-нибудь значительные расстояния, свидетельствует о размыве мощной толщи более древних моренных отложений. Находки валунов гнейсов указывают, что размыву подверглись сразу несколько моренных горизонтов, в том числе и морена скандинавского ледникового покрова.

Следовательно, этот факт подтверждает, что морена слоя № 2, перекрывающая слой № 3, имеет поздневалдайский возраст.

Слой № 4. Изучен в трех расчистках (рис. 20). Все они дают хорошо сопоставимые результаты, позволяющие составить достаточное и полное представление о его строении.

Непосредственно под нижним контактом поздневалдайской морены (слоя № 2) сверху вниз залегают:

а. Пески желтые и сизые, разнозернистые, косо- и горизонтальнослоистые, с прослоями гравия и серого алеврита, содержащего редкую гальку ..... 5,35 м

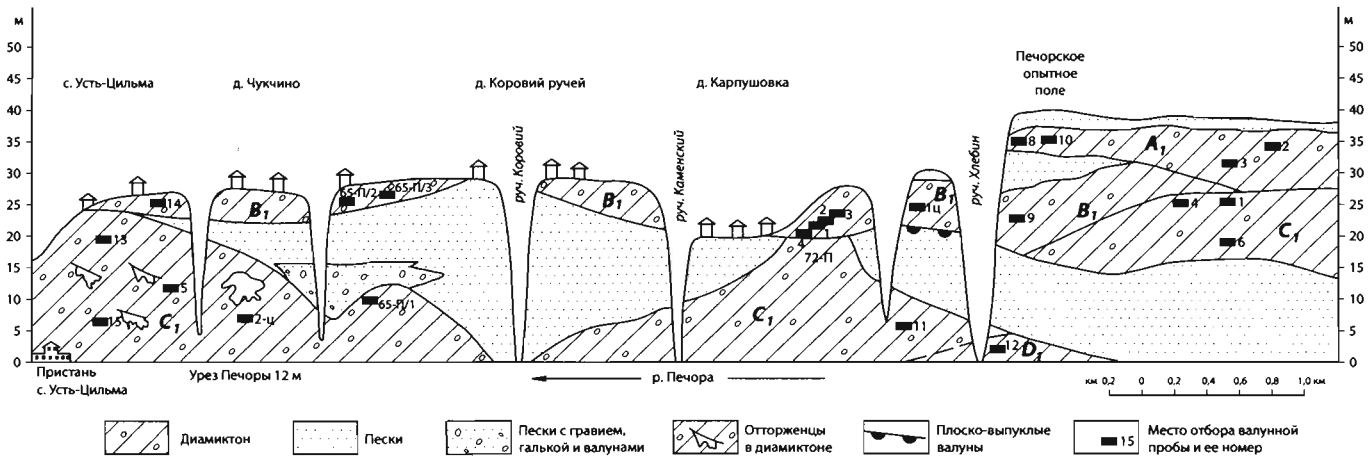


Рис. 21. Схема строения правого берега р. Печоры

б. Алеврит темно-серый, пластичный, неясно слоистый, с остатками растений, в основании сильно оторфованный. Переход к нижележащему слою постепенный ..... 0,35 м

в. Торф темно-бурый до черного, глинистый, сильно уплотненный, с послойными скоплениями остатков древесины, с тонким прослоем песка, а в основании — со слоем светлого алеврита, на контакте с которым торф ожелезнен ..... 0,25 м

Проведенные нами расчистки показали, что этот прослой торфа, как и перекрывающие его пески слоя № 1, прослеживается непрерывно вниз по оврагу вплоть до расчистки № 2 (рис. 20).

г. Песок тонко- и мелкозернистый, прослоями среднезернистый, с растительным детритом, в основании с редким гравием ..... 3,2 м

Эти отложения также прослежены вдоль всего оврага до расчистки № 2.

Слой № 5. Глина темно-серая, местами слоистая, с гумусовыми примазками, пластичная. Слой глин прослежен вдоль всей стенки оврага, при этом мощность его снижается от 3,0 до 1,8 м близ русла р. Печоры.

Слой № 6. Суглинок темно-серый, песчанистый, плотный, оскольчатый, с характерной структурой основной морены. Обломочный материал практически отсутствует (морена D_1). Видимая мощность 8 м. Морена прослеживается вдоль правого берега Печоры вверх по течению до устья ручья, впадающего в Печору выше д. Гарево, где в расчистке № 1 ее видимая мощность составляет не менее 14–15 м.

Литологический состав морены, ее внешний облик и структура остаются неизменными, абсолютно аналогичными составу нижненеоплейстоценовой морены с. Усть-Цильма, изученной у Печорской опытной станции (рис. 21). По мнению Э.И. Лосевой (Арсланов, Бердовская и др., 1975), эта морена является днепровской, то есть нижней из двух средненеоплейстоценовых морен. Подобная ошибка, по нашему мнению, является следствием недостаточного внимания, уделяемого изучению крупнообломочного материала основных морен. Аналогичная ошибка имела место при изучении разреза у д. Кипиево (Гуслицер, 1973), о чем будет сказано ниже при рассмотрении конкретных особенностей строения четвертичных отложений в Кипиевской серии разрезов.

Результаты радиоуглеродного анализа торфа и органики из перекрывающих его алевритов (слой № 4), проведенного в лаборатории геохронологии НИИГ Ленинградского университета показали запредельный возраст образцов (≥ 49300 лет, ЛУ-343).

Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, составленная Г.Н. Бердовской (Арсланов, Бердовская и др., 1975), достаточно полно характеризует климатические условия формирования межморенных отложений.

Нижняя часть песков слоя «4г», подстилающих торф и алевриты, отлагалась во время, предшествовавшее межледниковой эпохе. Пыльца древесных и кустарниковых (20–35%) представлена в основном сосной и березой; среди трав (20–40%) доминируют осоковые (до 50%), маревые (до 20%) и полыни (до 12%). В общем составе преобладают споровые (40–60%), в основном зеленые мхи (до 80%). Верхняя часть песков слоя «4г», торф (слой «4в»), перекрывающие его алевриты (слой «4б») и низы (~1 м) песков слоя «4а» накапливались в межледниковое время, относимое к микулинскому межледниковью. Г.Н. Бердовская (Арсланов, Бердовская и др., 1975) снизу вверх выделяет семь зон этого межледниковья (от зоны M_1 до зоны M_7), приводя подробную характеристику спорово-пыльцевых спектров каждой из выделенных зон. Накопление основной, верхней части песков слоя «4а» происходило уже в довольно неблагоприятных климатических условиях (зона M_8) начала валдайской эпохи похолодания. Спорово-пыльцевые спектры этой части слоя «4а» аналогичны спектрам нижней части песков слоя «4г», залегающих под торфом.

В отложениях слоя № 2 — морене, перекрывающей слой № 4, сохранность микрофоссилий плохая, много де-

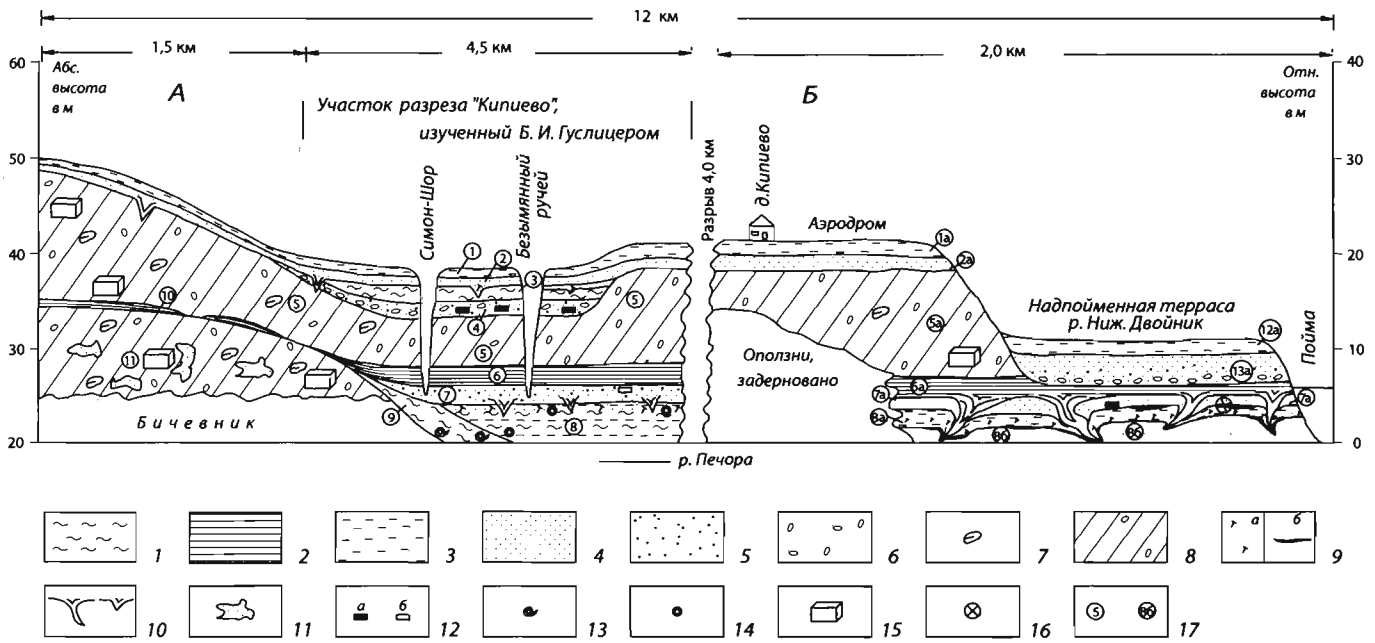


Рис. 22. Условия залегания отложений в обнажениях у д. Кипиево

Условные обозначения: 1 — глина, 2 — ленточные глины, 3 — алеврит (супесь), 4 — песок, 5 — гравий, 6 — галька, 7 — валуны скандинавских пород, 8 — диамиктон-морена, 9 — торф (а), линзы торфа (б), 10 — морозобойные клинья, 11 — отторженцы в морене, 12 — кости крупных млекопитающих (а) и леммингов (б), 13 — раковины унионид, 14 — ископаемая древесина, 15 — места отбора валунных проб, 16 — места отбора образцов на ^{14}C, 17 — номера слоев

формированных и минерализованных форм, что говорит об их вторичном залегании.

Таким образом, в разрезе у д. Гарево, в отложениях слоя № 4, залегающего под мореной поздневалдайского оледенения, установлена последовательная смена растительных зон, характерная в общих чертах для микулинского межледниковья центральных районов Русской равнины.

Однако, полученная диаграмма при сравнении со стратотипическими диаграммами обнаруживает ряд особенностей, обусловленных более северным географическим положением района: невысокий процент пыльцы широколиственных пород, их однообразный состав (лещина, липа), отсутствие максимума пыльцы ольхи в зоне климатического оптимума. Максимум хвойных пород перед климатическим оптимумом выражен преобладанием сосны, а не ели. Но все эти признаки характерны и для других палинологических диаграмм микулинского горизонта данного района (Бердовская, Миронов, 1965; Арсланов, Бердовская и др., 1975). Г.Н. Бердовская считает, что микулинские межледниковые отложения в разрезе «Гарево» представлены в полном объеме и являются детально охарактеризованными в палинологическом отношении.

Таким образом, результаты петрографического анализа отложений слоев № № 2 и 3 полностью согласуются с результатами палинологического изучения отложений слоя № 4. Глины слоя № 5, вероятно, являются ледниково-озерными отложениями конца предыдущего оледенения.

8.2. Разрез «Кипиево»

Группа разрезов, объединенных общим названием «Кипиево», является, по нашему мнению, весьма близким аналогом разреза «Гарево», в то же время, во многом превосходя последний по полноте и степени изученности.

Геоморфологическая позиция разреза «Кипиево». В обрывах сильно подмываемого правого берега р. Печоры, начиная от устья впадающей в нее р. Нижний Двойник, последовательно (вниз по течению) обнажаются: пойма р. Н. Двойник, ее же надпойменная терраса, лежащая на цоколе высотой 6–7 м над урезом р. Печоры, далее частично задернованный (в пределах д. Кипиево) уступ низкого, III уровня террасы Нижнепечорского интрагляциального бассейна, относительная высота которого изменяется от 20 до 25 м. Примерно в 8,0–8,5 км ниже д. Кипиево III уровень нижнепечорской террасы пологим уступом сочленяется с несколько более высоким II уровнем той же террасы (рис. 22).

Разрез «Кипиево» вскрывает отложения, залегающие как под II, так и под III террасовыми уровнями.

Основная, наиболее сложная по строению часть разрезов «Кипиево» изучена Б.И. Гуслицером (1973) — разреза «А» (рис. 22А). Им выделены четыре комплекса отложений.

Надморенный комплекс (слой 1–4) представлен сверху вниз:

Слой 1. Алевриты белесо-палевые, неслоистые.....1,1 м.

Слой 2. Алевриты и пески горизонтальнослоистые

с прослоями торфа.....0,5 м.

Слой 3. Глины темно-серые с вивианитом, расчлененные псевдоморфозами по ледяным клиньям, в которые втянуты залегающие выше пески с торфом.....1,9 м.

Слой 4. Галечники крупные с прослоями заохренного оглеенного песка, содержащего кости северного оленя, лошади, волосатого носорога, мамонта позднего типа и нерпы (определения Н.К. Верещагина).....0,4 м.

Б.И. Гуслицер отмечает, что морозобойные клинья рассекают также галечники (слой 4) и подстилающую их верхнюю морену (слой 5).

Верхний комплекс ледниковых и приледниковых осадков (слои 5,6) представлен (сверху вниз):

Слой 5. Суглинок валунный, средний, серый, средней плотности.....от 2 до 10 м.

Слой 6. Алеврит глинистый серый, ленточнослоистый.....2–4 м.

Комплекс подледниковых и межледниковых отложений (слои 7–9), представлен сверху вниз:

Слой 7. Пески гравийные, пески косо- и горизонтальнослоистые с растительным детритом и окатышами глин. Толща разбита морозобойными клиньями, заполненными песком с гравием и торфом. В средней части горизонта в гравийных песках с растительным детритом (разрядка наша) содержатся кости грызунов.1,4–1,8 м.

Слой 8. Пески серые, горизонтальнослоистые с тонкими прослоями аллохтонного торфа, книзу переходящие в серые алевриты с прослоями глин. В породе содержатся ветки и обломки древесных стволов. Переход к слою 9 постепенный.....более 5,0 м.

Слой 9. Глина коричнево-серая, ленточноподобная, в зоне поверхностного выветривания шоколадного цвета, содержит толстостенные раковины пресноводных унионид .....до 8 м.

Нижний комплекс приледниковых и ледниковых осадков (слои 10,11), представлен сверху вниз:

Слой 10. Глины алевритовые, ленточнослоистые, прослеженные на высоте 24–29 м над рекой.....4,0 м.

Слой 11. Суглинок валунный (морена) плотный, серый, неслоистый, с массой отторженцев нелитифицированных пород, с ярко выраженными текстурами смятий и сколов.....более 25 м.

Шоколадные глины (слой 9) и залегающие на них алеврито-глинисто-песчаная пачка (слой 8) на основании палинологического анализа (Л.С. Тюрина, В.С. Дворецкая) относятся к климатическому оптимуму очень теплой межледниковой эпохи. Палинологическая диаграмма Б.И. Гуслицером не приводится. По описанию в тексте работы, среди пыльцы древесной растительности преобладает (до 93%) пыльца ели, много пыльцы сосны и березы, присутствует пыльца ольхи, пихты и лещины, встречены пыльцевые зерна широколиственных пород. На климат более теплый, чем современный, указывают находки крупных толстостенных раковин пресноводных моллюсков *Unio* ex. gr. *tumidus* Philipss (заключение А.Л. Чепалыги) и присутствие в составе карпологических остатков орешков *Ajuga reptans* L. (определение Т.Д. Колесниковой), характерного растения дубравной флоры, не встречающейся сейчас севернее с. Помоздино (Верхняя Вычегда) и пос. Якша (Верхняя Печора). Кроме того, в толще серых алевритов слоя 8 содержатся стволы хвойных деревьев с «огромным приростом годичных колец, свидетельствующем о благоприятных условиях обитания» (заключение Н.В. Ловелиуса).

Вопрос, в какое именно межледниковье были отложены слои 8 и 9, Б.И. Гуслицер решает на основании аргументов двоякого рода.

1. Находки коренных зубов леммингов в гравелистых песках слоя 7. После сопоставлений с фауной подморенных песков Лихвинского и Черменинского разрезов, с учетом современной изученности средненеоплейстоценовых фаун, Б.И. Гуслицер приходит к выводу об их тождественности, «но уровень эволюционного развития зубов лемминга в Кипиево более высок. Поэтому отложения, их содержащие, следует относить к эпохе оледенения второй половины среднего плейстоцена (московская стадия?). С полной достоверностью можно утверждать, что фауна Кипиева моложе раннеднепровских лемминговых фаун и значительно старше верхнеплейстоценовых фаун валдайского оледенения. Более точное определение возраста фауны пока невозможно, так как фауны грызунов второй половины среднего плейстоцена изучены очень плохо. Не известны лемминговые фауны позднеднепровского, раннемосковского и позднемосковского времени, к одной из которых, несомненно, относится фауна «Кипиева» (Гуслицер, 1973, стр. 76).

2. После некоторых рассуждений о пределах развития ледниковых покровов в Печорской низменности, Б.И. Гуслицер приходит к выводу о раннемосковском возрасте горизонта, содержащего кости леммингов, об одинцовском возрасте нижележащих шоколадных глин (слой 9) и серых песчано-алевритистых отложений слоя 8. При этом отсутствие выше костеносного горизонта «базального валунно-галечного слоя, который должен был бы образоваться в случае глубокого размыва московской морены, дает основание отнести формирование верхнего горизонта валунных суглинков к московскому, но не более позднему времени» (Гуслицер, 1973, стр. 76).

Все процитированное представляется нам характерным примером тех ошибок, которые делались на протяжении многих лет вследствие недооценки значения кинетостратиграфического метода.

Для подтверждения нашего мнения достаточно сказать, что московской, то есть «скандинавской» мореной является нижняя морена разреза Кипиево. Отобранные из нее валунные пробы (рис. 22) полностью это подтвердили, выявив наличие крупнообломочного материала валунного комплекса B_1. Кроме того, был произведен общий осмотр всего разреза, при котором в нижней морене было обна-

ружено множество валунов кристаллических пород, несомненно, скандинавского происхождения. Пробы из верхней морены выявили содержащийся в ней валунный комплекс A_1, установив, таким образом, поздневалдайский возраст верхней морены Кипиево. Забегая вперед скажем, что и валунная проба, взятая в 11 км выше по течению (рис. 22), также установила поздневалдайский возраст основной морены, на которой расположена д. Кипиево.

В дополнение к этому, сравнение палинологической характеристики отложениий слоев 6,7,8 и 9 в разрезе Кипиево (Гуслицер, 1973) с палинологией разреза «Гарево» (Арсланов, Бердовская и др., 1975) показывает их значительное сходство, что позволяет (с учетом результатов, проведенных нами петрографических исследований кипиевских морен) считать межледниковые отложения разреза «Кипиево» не одинцовскими, а микулинскими.

Таким образом, результаты изучения, сравнения и дополнения фактического материала по разрезам «Гарево» и «Кипиево» дают основание для достаточно обоснованного выделения в районе широтного колена р. Печоры континентальных микулинских отложений, вероятнее всего, отложений озерного бассейна или сильно опресненного эстуария.

В 1978 г. нами был изучен разрез правого борта долины р. Печоры непосредственно ниже устья впадающей в нее р. Ниж. Двойника — разрез «Б» (рис. 22Б), что позволяет составить более полное представление о характере строения, генезисе и времени формирования верхних слоев межморенной толщи (слой 6–9), изученной Б.И. Гуслицером (1973).

В обнажении у р. Ниж. Двойника основная часть разреза сложена темно-серой, плотной, неслоистой мореной (слой 5а). Отобранная в ее нижней части валунная проба установила, что морена содержит крупнообломочный материал валунного комплекса A_1 – то есть является мореной поздневалдайского оледенения, как и морена в разрезе А — слой 5.

В разрезе Б у р. Ниж. Двойника не обнажены шоколадные глины (слой 9), но подстилающие поздневалдайскую морену глинисто-алеврито-песчаные отложения аналогичны по габитусу и составу слоям 6–8 разреза А. Здесь под четким и резким нижним контактом морены (слой 5а) сверху вниз вскрываются:

Слой 6а. Глины и алевриты ленточного типа, в отдельных прослойках мелкообломочные, горизонтальнослоистые, синевато-серые. Этот слой непрерывно прослеживается под нижним контактом морены на протяжении более 300 м ..... 2,5–3,0 м.

Из его нижней части извлечен обломок бивня мамонта позднего типа.

Слой 7а. Песок мелкозернистый, светло-желтый, с неясной горизонтальной слоистостью ..... 0,7 м.

Слой 8а. Представлен пачкой слоев (сверху вниз):

1) суглинок синевато-серый, горизонтальнослоистый ..... 0,8–0,9 м;

2) переслаивание торфа и алеврита (0,3–0,5 м) с прослойками песка ..... 0,5 м.

3) песок тонкозернистый, светло-серый ..... 0,3 м

4) переслаивание торфа, песка и алеврита при преобладании торфа ..... 0,2 м

5) алеврит серовато-синий с присыпками песка ржавого, разнозернистого ..... 0,3 м

Слой 8б. Песок мелко- и среднезернистый, желтый с зеленоватым оттенком. Слоистость горизонтальная и наклонная, в средней части тонкие прослойки супеси более 0,7 м (до уреза р. Печоры)

Отложения слоев 7а, 8а, 8б пробиты мощными ледяными клиньями, в псевдоморфозы по которым затянуты нижние слои ленточных глин слоя 6а, а также все нижележащие отложения (слои 7а,8а и 8б).

В правобережном борту долины Ниж. Двойник под базальными отложениями надпойменной террасы вскрыт аналогичный разрез подморенных отложений (рис. 22Б).

Слой 6а. Глина жирная, темно-серая, с тонкой горизонтальной слоистостью, вниз постепенно переходящая в алеврит ..... 1,0 м

Слой 7а. Песок тонкозернистый, темно-бурый, вверху глинистый, книзу переходящий в более чистый, с прослойками алеврита ..... 0,75 м

Слой 8а. 1– торф темно-бурый до черного, плотный, моховой, с редкими линзами песков и алевритов ..... 0,65 м

2– суглинок темно-серый, иловатый ..... 0,4 м

Слой 8б. Песок мелко-тонкозернистый, ярко-желтый, с тонкими прослойками серых супесей ..... 1,75 м (до уреза реки)

Из слоя 8а взят образец мохового торфа, радиоуглеродная дата которого оказалась ≥50510 (ЛУ-671).

Внимательное изучение всех трех разрезов подморенной толщи в районе д. Кипиево выявляет их удивительное сходство, несмотря на разделяющее расстояние (порядка 6–8 км). Аналогичны как условия залегания, так и абсолютно идентичная гипсометрическая позиция. Практически это означает, что здесь мы имеем дело с отложениями одного озерного бассейна, который в поздневалдайское время был перекрыт ледниковым покровом, оставившим довольно мощную для депрессий морену (10–15 м).

Однако, наличие горизонта морозобойных клиньев, головы которых перекрыты глинами слоев 6 и 6а, наличие довольно выдержанного горизонта торфа в верхней части слоя 8 и 8а свидетельствует о том, что между накоплением отложений слоя 6–6а и нижележащей толщей имел место перерыв в осадконакоплении, в период которого на месте осушенного озера существовало болото. Осушение озера сопровождалось развитием мерзлотного растрескивания отложений, образованием системы ледяных жил, глубина проникновения которых в толщу донных отложений осушенного озера достигала и, по-видимому, превышала 4–5 м. Для сравнения: аналогичные по величине ледяные клинья в настоящее время наблюдаются в Печорской низменности лишь изредка, далеко к северу, на побережье Баренцева моря.

Принимая во внимание климатическую характеристику отложений нижней части озерной толщи (шоколадные глины – слой 9), вышележащих глинисто-алевритовых отложений (слой 8 и 8а), а также запредельную датировку торфа из кровли слоя 8а, можно предположить, что обмеление, осушение и последующее промерзание Кипиевского озера происходило в ранневалдайскую холодную (ледниковую) эпоху.

Таким образом, подводя промежуточный итог, можно констатировать, что в пределах центральной части Печорской низменности существует, по крайней мере, два пункта, где с достаточно высокой степенью надежности, обоснованности и объективности зафиксированы разрезы континентальных отложений микулинского межледниковья и, вероятно, эпохи последовавшего за ним первого позднеплейстоценового (ранневалдайского) холодного (ледникового, но безледного для данного региона) периода.

Здесь мы все же еще раз обратим внимание на большую опасность сделать ошибочный вывод о возрасте отложений, если руководствоваться при этом изучением органических остатков (в конкретном случае костей леммингов), возможно находящихся в переотложенном состоянии. Напомним, что в своей работе, посвященной методике отмывки зубов леммингов, сам Б.И. Гуслицер (1979) пишет, что вообще-то все зубы находятся в переотложенном залегании. Он считает, что ежегодно трупы грызунов поверхностными водами сносились в реки, где и отлагались в базальных слоях аллювия. Но это всего лишь предположение, не подтвержденное натурными наблюдениями, то есть ничем не доказанное. В связи с этим здесь вполне уместно будет вспомнить, что, по данным И.С. Чумакова, посвятившего этому вопросу специально поставленные тематические исследования, «... наиболее обильные находки «остатков мелких млекопитающих» обычно приурочены к пойменным фациям аллювиальных отложений. Видимо, как и в настоящее время, на поймах древних рек в периоды паводков погибало и захоронялось наибольшее количество мелких позвоночных» (Чумаков, 1961, стр. 41).

Далее И.С. Чумаков отмечает, что в русловых фациях аллювия находки очень редки, что метод массовой отмывки применяется для удаления размоченной глинистой и алевритовой фракций, а не для отмывки остатков грызунов из больших объемов гравелистых песков при помощи мотопомпы, как это предлагается методикой Б.И. Гуслицера (1979). Поэтому нельзя отрицать второго механизма концентрации остатков леммингловой фауны в гравелистых аллювиальных отложениях. Суть этого механизма та же, что и суть методики отмывки зубов при помощи мотопомпы: эрозионный размыв «продуктивных» отложений, перенос речным потоком отмытых останков и концентрация их в гранулометрически-эквивалентном осадке, т.е. в крупнозернистых или гравелистых песках руслового аллювия. В более тонких, как и в более грубых (галечники) отложениях зубы леммингов практически не встречаются, так как в тонкие фракции они не заносятся, а в грубых не задерживаются в соответствии со скоростями течения речного потока.

Одним из подтверждений переотложенного залегания остатков леммингов может служить тот факт, что их возраст, определенный по показателю эволюционного уровня, всегда древнее возраста вмещающих пород, определенного радиоуглеродным методом (по образцам автохтонных торфов).

Всем вышеизложенным значение разреза «Кипиево» далеко не ограничивается. Отдельного внимания заслуживает выделенный Б.И. Гуслицером (1973) надморенный комплекс. К сожалению, ему уделено незаслуженно мало внимания: описана литология отложений и упомянуты содержащиеся в слое 4 кости крупных млекопитающих (см. выше).

По нашим представлениям, отложения, объединенные под названием «надморенный комплекс» являются отложениями самого низкого, III уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна. Подобную интерпретацию возраста отложений подтверждают как геоморфологические данные, так и поздневалдайский возраст подстилающей их морены. По поводу генезиса толщи можно сказать, что слои 1–3 являются, вероятнее всего, осадками мелеющего водоема, по-видимому, пресноводного, существовавшего в период весьма неблагоприятный в климатическом отношении: во время периодических осушек поверхность днища промораживалась, развивались многочисленные и весьма крупные ледяные клинья, время от времени затапливаемые при кратковременных повышениях уровня бассейна.

Однако особый интерес представляют сделанные Б.И. Гуслицером (1973) находки костей северного оленя, лошади, волосатого носорога, мамонта позднего типа и нерпы (определения Н.К. Верещагина). Все эти органические остатки относятся к классу наиболее крупных из встречаемых в отложениях плейстоцена. Вероятнее всего, все они переотложены, что и послужило, по-видимому, причиной недостаточного к ним внимания со стороны Б.И. Гуслицера, не придавшего им особого значения. И напрасно.

Перечисленные фрагменты скелетов крупных млекопитающих залегают не в глинистых отложениях и даже не в гравелистых песках, как зубы леммингов, детально изученные Б.И. Гуслицером. Они заключены в «галечниках крупных с прослоями заохренного и оглеенного песка», то есть в отложениях, гранулометрический состав которых соответствует размерам органических остатков, о чем говорилось несколько выше. Слой 4– это отложения зоны абразии водного бассейна, или потока, обладавшего высокой скоростью течения воды, способной унести прочь основную массу вещества размываемой поздневалдайской морены, оставив на месте продукты ее редукции, – крупный галечник (с прослоями песка).

Переотложенное залегание останков млекопитающих в слое 4 практически лишило бы их всякой ценности как материала, определяющего стратиграфическое положение вмещающего осадка или его генезис, если бы не одно

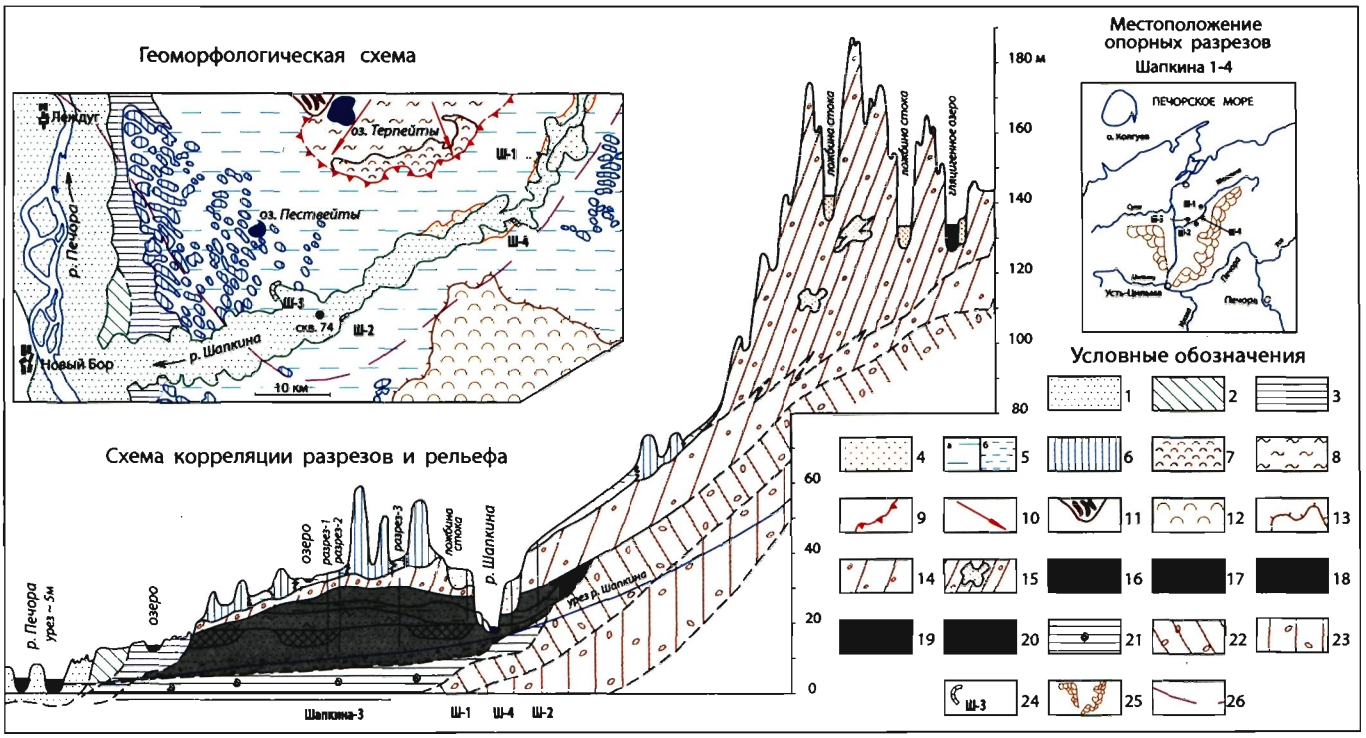


Рис. 23. Строение шапкинской подморенной толщи и условия её залегания (площадной стратотип «Шапкина»)

Условные обозначения: 1 — голоценовые террасы р.р. Печоры и Шапкиной; 2 — дельта выполнения р. Печоры (фрагмент, ранний голоцен); 3 — терраса позднеледникового эстуария; 4 — флювиогляциальная терраса (отложения ложбин стока талых ледниковых вод); 5 — терраса Нижнепечорского наледникового интрагляциального озера: а — на геоморфологической схеме; б — на схеме корреляции; 6 — наледниковые лимнокамы среди поверхности террасы Нижнепечорского интрагляциального озера; 7–10 — *сёрдж «Терпей»:* 7 — краевая (фронтальная) морена, 8 — холмистый рельеф, 9 — фронтальный край сёрджа, 10 — направления движения сёрджевых масс; 11 — фрагмент вала субгляциальной компрессионной морены «Вастьянский Конь», прорванного сёрджем «Терпей»; 12 — краевые образования второго этапа дегляциации последнего ледникового покрова (на геоморфологической схеме); 13 — следы абразии основания проксимального склона краевых образований на абсолютных высотах 60–80 м; 14 — основная морена последнего ледникового покрова; 15 — краевые образования второго этапа дегляциации последнего оледенения (на схеме корреляции); 16–20 — *комплекс отложений шапкинской подморенной толщи (на схеме корреляции):* 16 — ледниково-озерные, 17 — озерные, 18–20 — аллювиальные: 18 — пойменные, 19 — старичные, 20 — русловые; 21 — морские (микулинские) отложения; 22–23 — морены средненеоплейстоценового возраста: 22 — верхняя (вычегодская), 23 — нижняя (печорская); 24 — местоположение опорных разрезов; 25 — краевые ледниковые образования Печорской ледниковой лопасти; 26 — граница последнего покровного оледенения по результатам программы PECHORA (Астахов и др., 1999)

обстоятельство. Среди прочих в слое 4 были обнаружены кости нерпы, зверя, обитающего ныне в обширных водоемах, преимущественно имеющих связь с открытым морем, но не теплым, а морем приарктических областей. В связи с этим соображением возникает естественное предположение о существовании гидродинамической связи Нижнепечорского интрагляциального бассейна (в отложениях которого обнаружены кости нерпы) с морем. Это ни в коем случае не прямое доказательство, но это одно из многих обстоятельств, позволяющих предполагать, что Нижнепечорский интрагляциальный бассейн имел определенное отношение к возрождающемуся в процессе распада поздневалдайского ледника Баренцеву морю, являлся частью интрагляциального эстуария в заключительную фазу его существования — наиболее низкого (III^{го}) уровня.

В противном случае (и мы допускаем это) придется полагать, что останки нерпы были захвачены поздневалдайским ледником с Баренцева шельфа, перенесены в район д. Кипиево, где и были отпрепарированы из морены вместе с крупной галькой, песком и т.п., то есть переотложены. Но как в таком предположении следует объяснять совместное нахождение останков сухопутных зверей и обитателя моря? В любом из этих предположений содержится первоклассный материал для логически и фактологически увязанных стратиграфических построений широкого плана.

8.3. Разрезы «Шапкина 1–4»

В береговых разрезах нижнего течения р. Шапкиной вскрывается горизонт диамиктона (рельефообразующая морена), перекрывающий сложно построенную подморенную песчано-алевритовую толщу с прослоями торфа (рис. 23, 24).

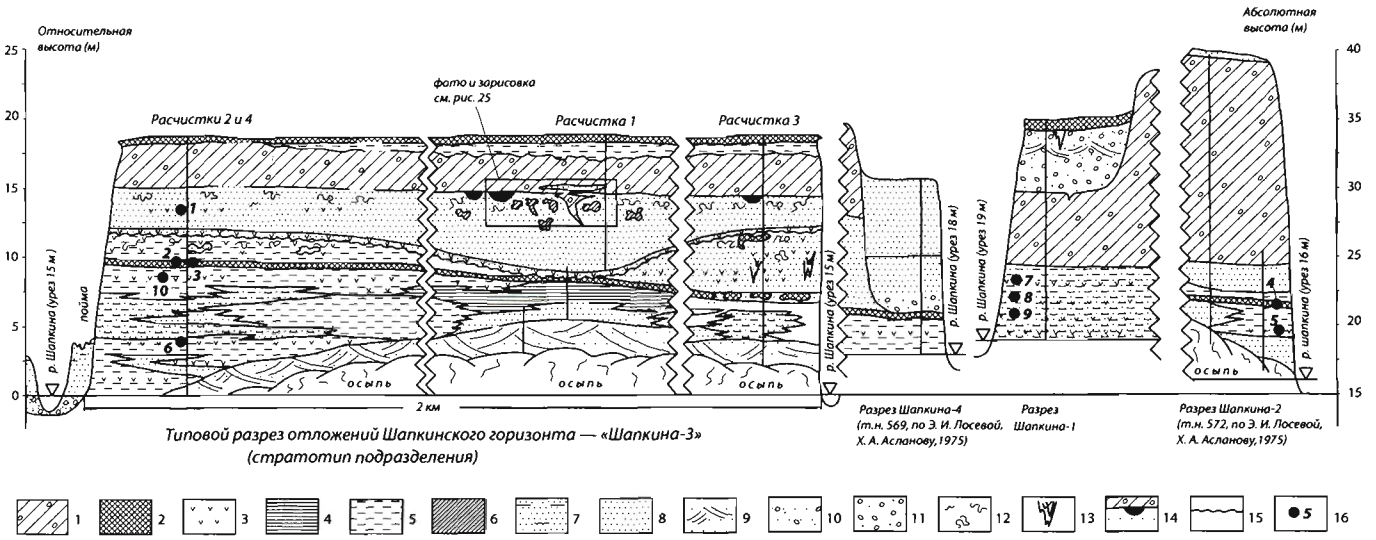


Рис. 24. Строение разрезов шапкинской подморенной толщи в нижнем течении р. Шапкиной

Условные обозначения: 1) диамиктон (основная морена), 2) торф, 3) тонкие прослойки торфа в алевритах или песках, 4) глины, 5) алевриты, 6) супеси, 7) переслаивание алевритов и песков, 8) пески тонко-, мелкозернистые, 9) пески мелко-, среднезернистые косослоистые, 10) пески с гравием и галькой, 11) гравийно-галечные отложения, 12) криотурбации и подводно-оползневые дислокации, 13) псевдоморфозы по ледяным жилам, 14) плоско-выпуклые валуны на контакте основной морены (диамиктона) с подстилающими отложениями, 15) следы размыва на контакте слоёв, 16) места отбора образцов на радиоуглеродный анализ. Список радиоуглеродных датировок: 1- 36080±1780 л. н. (ЛУ-395); 2- 38320±1630 л. н. (ЛУ-518); 3- 39240±970 л. н. (ЛУ-1146А), 41050±1050 л. н. (ЛУ-1146В); 4- 38830±640 л. н. (ЛУ-517А), 40860±1260 л. н. (ЛУ-517В); 5- 40650±790 л. н. (ЛУ-550); 6- 42040±1900 л. н. (ЛУ-1119); 7- 42660±970 л. н. (ЛУ-519); 8- 43240±1040 л. н. (ЛУ-394); 9- 44645±1180 л. н. (ЛУ-515А), 45280±1200 л. н. (ЛУ-515В); 10- 46570±1610 л. н. (ЛУ-793)

Рельефообразующая морена — горизонт диамиктонов — представлена валунными суглинками темно-серого цвета мощностью от 3,0 до 15 м. По характеру контакта с подстилающими отложениями: наличию клинообразных внедрений диамиктонов, затяжек подстилающих пород в их толщу по многочисленным плоскостям сдвига в нижней части диамиктонов, по небольшим дислокациям верхних слоев подстилающих песков и другим деталям (рис. 25) можно уверенно считать, что диамиктоны шапкинских разрезов являются основной мореной. В наиболее крупном разрезе (Ш-3) под подошвой морены в двух местах обнаружены вдавленные в ложе ледника плоско-выпуклые валуны размером до 1,5 м в диаметре, на плоской стороне которых ясно видна система параллельных борозд и шрамов, ориентированных с севера на юг (рис. 25). При этом округлые стороны валунов обращены к северу, однозначно указывая, что именно оттуда надвигался ледниковый покров.

Валунная проба показала, что обломки карбонатных пород в морене практически отсутствуют, видимо, вследствие выщелачивания, как это часто бывает при небольшой мощности основной морены. В группе нерастворимых обломков преобладают песчаники темно-серые и бурые. Последние характерны для нижнемеловых отложений севера Печорской синеклизы. Кроме того, встречаются и редкие обломки кристаллических изверженных пород. Несмотря на то, что на бечевнике реки встречена крупная жеода с друзами кристаллов аметиста, состав основной массы валунов и их ориентировка позволяют полагать, что морена отложена ледником Баренцеморско-Новоземельско-Карского центра оледенения (морена A_1), а не Скандинавского (морена B_1), как это считает Л.Н. Андреичева (Андреичева, 2002). Аналогичные результаты получены нами при детальном изучении состава валунов в разрезах морены выше по течению р. Шапкиной.

Изучение береговых разрезов Ш-1, Ш-2 и Ш-4 в непосредственной близости от разреза Ш-3 показывает, что подморенная толща имеет достаточно обширное распространение. Лишь выше по течению р. Шапкиной, уже за пределами рассмотренного участка долины этой реки, в начале ее среднего течения и далее к востоку, подморенная толща отсутствует. Ее место в береговых разрезах занимают валунные суглинки — диамиктоны, петрографический состав крупнообломочной фракции которых позволяет утверждать, что выше уреза р. Шапкиной кроме морены A_1 появляются и моренные горизонты B_1 и C_1, более древние, чем морена A_1, кроющая подморенную песчано-глинистую толщу в нижнем течении этой реки.

Геоморфологическая позиция разрезов нижнего течения р. Шапкина. Моренный горизонт верхней части разрезов образует плоскую поверхность — часть обширной депрессии Печорской ледниковой лопасти. Ровная плоская поверхность ее сильно заболочена и полого повышается к востоку, где ограничивается уступом — проксимальным

склоном пояса грядово-холмистых краевых образований Печорской ледниковой лопасти (рис. 23). По мере приближения к проксимальному уступу абсолютные высоты поверхности депрессии увеличиваются, изменяясь от 30–40 до 80 м у подножья проксимального склона краевого пояса. По этой же абсолютной отметке (80 м) вдоль подножья склона прослеживается слабо выраженная береговая линия Нижнепечорского интрагляциального бассейна, некогда существовавшего в лопастной депрессии.

Отложения этого бассейна помимо тонкого чехла, покрывающего морену шапкинской серии разрезов в наиболее пониженных участках депрессии, тяготеющих к современным террасам и руслу р. Печоры, образуют два скопления наледниковых лимнокамов (рис. 23). Большинство их (свыше 80 шт.) имеет в плане удлиненную форму и ориентировано с юго-востока на северо-запад. Размеры лимнокамов в плане обнаруживают отчетливо выраженную закономерность: они укрупняются в направлении ориентировки их длинных осей, изменяется также и степень их удлиненности — она заметно увеличивается.

Высота наледниковых лимнокамов изменяется от 5–7 до 20–25 м и более, но склоны у всех остаются очень пологими (2–5°), а бровки почти невыраженными. Мощность песчаных отложений, согласно данным бурения, примерно равна высоте этих форм, но в отдельных случаях, когда отложения лимнокамов ложатся в депрессии поверхности основной морены, может несколько превышать относительную высоту наледникового лимнокама. Вторая группа наледниковых лимнокамов, расположенная на левобережье р. Шапкиной, насчитывает не более 30 единичных форм.

Заканчивая рассмотрение геоморфологических условий разрезов нижнего течения р. Шапкиной, отметим наличие в долине этой реки хорошо развитой голоценовой террасы и фрагментов более высокой, вероятно, представляющей остатки днища широкой ложбины стока талых ледниковых вод, вдоль которой и заложилась современная река. В пользу такого предположения говорит своеобразное сочетание литологического состава и морфологии этого элемента рельефа. Отложения представлены плохо сортированными, грубыми песками с линзами и прослоями гравия и гальки, без деления толщи на базальный горизонт и русловую фацию. Но в то же время, в плане отчетливо заметны округлые изгибы тыловых швов этой террасовидной поверхности, характерные для меандрирующих русел равнинных рек этого региона.

Подморенная толща имеет сложное строение, закономерности которого можно проследить вдоль разреза Ш-3 и дополнить данными соседних обнажений. Достаточно уверенно выделяются четыре пачки (рис. 24).

1. Аллювиальные отложения. Залегают в основании толщи. В их составе можно выделить русловую и старичную фации.

Отложения русловой фации: пески мелкозернистые, хорошо сортированные и промытые, желтого и серого цвета. Слоистость наклонная, реже косая, чередующаяся с горизонтальной. Постель аллювия расположена ниже уреза р. Шапкиной.

Старичные отложения. Выполняют понижения в русловых песках. Представлены преимущественно алевритами темно-серыми, иногда синеватыми, плотными, в верхней части с линзами и гнездами торфа. Встречаются редкие прослои песков мелкозернистых, серых тонов. Мощность старичных алевритов в наиболее пониженных участках поверхности русловых песков достигает 3,5–4,0 м и более. Возраст отложений, по данным радиоуглеродного анализа, изменяется от 44645±1180 л. н. в нижней части разреза Ш-1 до 42660±970 л. н. в верхней. В разрезе Ш-3 возраст торфяников верхнего слоя старичного аллювия равен 42040±1900 л. н. (рис. 24).

2. Озерные отложения. Представлены прослеживающейся на всем протяжении разреза Ш-3 (более 2,0 км) пачкой алевритов и глин серых и темно-серых тонов с прослойками песков, имеющих подчиненное значение. В верхней части пачки появляется и нарастает вверх по разрезу оторфованность. Кровля алевритов на всем протяжении разреза Ш-3 перекрыта слоем торфа, плотного, темного, хорошо разложившегося, мощностью около 0,5 м. Торф местами разорван и деформирован, вероятно, в результате криотурбаций. Мощность пачки, вследствие неровности подошвы и кровли, колеблется в пределах 2,5–5,0 м. Возраст верхней части отложений определяют две радиоуглеродные датировки: 40650±790 л. н. и 46570±1610 л. н. Последняя из этих дат, вероятно, не заслуживает внимания из-за возможного переотложения более древней органики. Предположение подтверждается результатами датирования слоя торфа в кровле этой пачки: радиоуглеродные даты, полученные в разное время в разных разрезах, дали весьма близкие, а значит и более надежные результаты: 41050±1050 л. н.; 40860±1260 л. н.; 39240±970 л. н.; 38830±640 л. н. и 38320±1630 л. н. (рис. 24).

3. Озерные отложения — пачка песков и алевритов, прослои которых беспорядочно чередуются. По всей толще отмечена слабая оторфованность, несколько увеличивающаяся вверх по разрезу. Отложения залегают на ровной, практически не размытой поверхности слоя торфа, венчающего нижележащую пачку озерных отложений. В расчистке 3 обн. Ш-3 (рис. 24) в верхней части отложений, представленных преимущественно тонкими оторфованными песками, отмечены клиновидные криоформы, а у кровли — глыбы деформированного торфа, аналогичного торфу, подстилающему эту пачку. Мощность пачки не выдержана по простиранию, колеблясь от 2,0–2,5 до 4,0–5,0 м. Вследствие довольно заметных изменений высотного положения кровли она местами уменьшается практически до нуля. Радиоуглеродный возраст озерных отложений этой пачки не определялся.

4. Ледниково-озерные отложения. Представлены, в отличие от нижележащих озерных отложений, песками

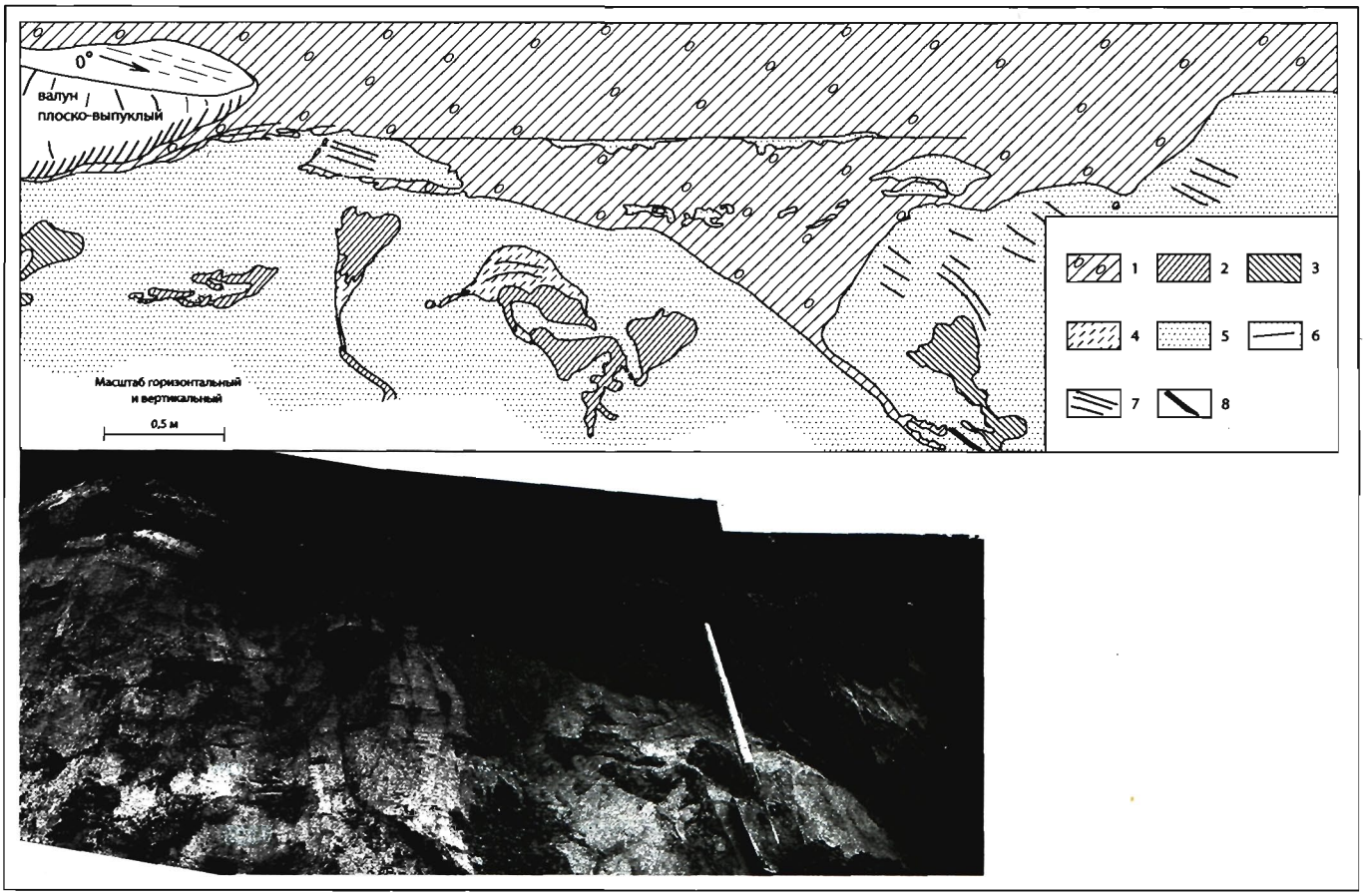


Рис. 25. Характер контакта валунных суглинков с подстилающими отложениями в разрезе Шапкина 3 (р. Шапкина, правый берег)

Условные обозначения: 1 — суглинки валунные, темно-серые; 2 — супеси алевритистые, серые; 3 — супеси алевритистые, буро-коричневые; 4 — пески тонкозернистые, глинистые, желто-серые; 5 — пески мелкозернистые, хорошо сортированные, желтые; 6 — тонкие присыпки песков; 7 — характер слоистости песков; 8 — микросброс.

тонко- и мелкозернистыми, серовато-желтого цвета, горизонтальнослоистыми. В верхней части пачки слоистость деформирована, местами разорвана. В пески внедрены глыбы и куски суглинков и супесей неправильной формы, но обычно с заметно округленными краями (рис. 25). В основании пачки, в тонком слое ее приподошвенной части, пески сильно оторфованы, по-видимому, вследствие размыва оторфованных алевритов пачки № 2. Продуктами размыва являются также глыбы суглинков и супесей в верхней части пачки. Нам неоднократно приходилось наблюдать, как это происходит у подмываемых берегов современных рек: глинистые породы, слагающие эродируемый обрыв, обрушиваются в виде бесформенных глыб в речное русло и очень быстро, буквально на глазах, погружаются в песчаные отложения современного руслового аллювия, где и консервируются в почти неокатанном виде.

Торф из тонкой линзы, заключенной в прослое алеврита средней части толщи, по результатам радиоуглеродного датирования, имеет возраст 36080±1780 л. н.

Таким образом, девять радиоуглеродных дат (из десяти), демонстрируя на редкость хорошую согласованность, дают все основания считать, что формирование аллювия шапкинской группы разрезов закончилось около 42 тыс. лет назад, после чего в течение, по крайней мере, 12 тыс. лет в регионе существовали периодически появляющиеся и исчезающие бассейны озерного типа.

О пресноводном характере этих озер свидетельствуют результаты диатомового анализа, проведенного Э.И. Лосевой (Лосева, Арсланов, 1975). Озера отличались небольшой глубиной, постепенно зарастали (оторфованность увеличивается вверх по разрезу), осушались, превращаясь в болотные массивы, вероятно, аналогичные существующим здесь же в настоящее время в депрессии Печорской ледниковой лопасти.

Палинологические исследования, проведенные Л.Д. Никифоровой (Лавров, Никифорова, Потапенко, 1986), указывают на то, что и климатические условия в это время не оставались неизменными. Умеренно теп-

лые периоды чередовались с более суровыми: лесотундра неоднократно сменялась тундрой. Периоды суровых, неблагоприятных климатических условий были причиной промерзания озерных и болотных отложений, что нашло отражение в многочисленных криотурбационных нарушениях седиментационной слоистости.

На основании полученной серии радиоуглеродных дат и климатических характеристик, время формирования подморенной толщи, несомненно, следует сопоставлять с одним из отрезков средневалдайского интерстадиала. Причиной же повышения базиса эрозии в это время логично считать повышение уровня океана после глубокой регрессии в ранневалдайское время.

В таком предположении вполне оправдано допущение, что в ранневалдайское время при значительно более низком положении уровня океана происходил свободный сток поверхностных вод на север, который осуществлялся в форме постоянных русловых потоков — равнинных рек, аналогичных современным. В случае справедливости сделанного допущения, аллювий, залегающий в основании разреза Ш-3, может быть условно отнесен к ранневалдайскому времени.

Заканчивая рассмотрение разрезов в нижнем течении р. Шапкиной, мы считаем необходимым отметить два момента, связанные с недооценкой значения геоморфологического анализа.

1. Все приведенные выше данные указывают на ошибочность отнесения рассмотренной подморенной толщи низовьев р. Шапкиной к так называемой «роговской свите», о чем мы кратко сообщали ранее (Лавров, Арсланов, 1977). Более того, вся совокупность данных по шапкинским разрезам, в сочетании с геоморфологической ситуацией, позволяет нам предложить шапкинскую подморенную толщу в качестве типового разреза стратиграфического горизонта, именуемого в рабочей стратиграфической схеме 1983 г. (Решение ..., 1986) бызовским горизонтом, назвав его соответственно «шапкинский».

2. На рис. 23 показано положение границы последнего оледенения по данным группы исследователей, работавших по проекту PECHORA (Астахов и др., 1999; Mangerud et al., 1999), фрагмент так называемой «линии Мархида». Не вдаваясь в рассуждения о возрасте оледенения и значении термина «линия Мархида», лишь обратим внимание на соотношение этой «линии» с рельефом данной местности (рис. 23), оставив этот факт без комментариев.

Не забывая об основной задаче данного раздела: получить доказательства, подтверждающие поздневалдайский возраст последнего оледенения, подведем основные итоги рассмотрения разрезов «Гарево», «Кипиево» и «Шапкина-1, 2, 3 и 4». В первом из них верхненеоплейстоценовый возраст рельефообразующей морены, содержащей петрографический комплекс A_1, доказывается детальными палинологическими исследованиями и в определенной степени соотношением моренных горизонтов в расположенном рядом разрезе с. Усть-Цильма (рис. 21), где морена с комплексом A_1 является рельефообразующей и залегает выше морен с комплексами B_1, C_1 и D_1.

В статье Б.И. Гуслицера (1973) по разрезу «Кипиево», к сожалению, приводятся только палинологические сведения общего характера, что не позволяет сравнить их с материалами и выводами Г.Н. Бердовской (разрез «Гарево»). Отсутствуют также очень нужные в таких случаях контрольные радиоуглеродные датировки органических остатков. Но если принять во внимание не слишком высокую надежность микротериологического материала и скорректированную нами стратиграфическую ситуацию в отношении залегания морен A_1 и B_1, то недоказанным оказывается отрицание поздневалдайского возраста рельефообразующей морены, а не утверждение обратного.

Что же касается серии разрезов в нижнем течении р. Шапкиной, то в этом случае поздневалдайский возраст рельефообразующей морены — морены последнего оледенения — очевиден.

8.4. Разрезы Малоземельской тундры

В северной части Печорской низменности средневалдайский возраст отложений, подстилающих рельефообразующую морену с петрографическим комплексом A_1, установлен в многочисленных разрезах. Основная часть радиоуглеродных датировок получена для торфа и торфа с мелкими веточками кустарника, залегавшего в верхних частях отложений старичной фации аллювия. Такой торф — автохтонное образование, поэтому получаемые результаты можно расценивать как вполне надежные, тем более что радиоуглеродный анализ проводился в одной из лучших лабораторий — в НИИГ ЛГУ под руководством Х.А. Арсланова.

Параллельно с радиоуглеродным датированием, Л.Д. Никифоровой изучались палиноспектры всех без исключения разрезов, проводились постоянные корреляции, уточнения и т.п. Результаты этой работы отражены в ряде публикаций (Арсланов, Лавров и др., 1980, 1981, 1987; Лавров, Никифорова, Потапенко, 1986 и др.) и в приводимой здесь сводной таблице, которая включает и данные по Западному Притиманью (таблица 2).

Разрезы отложений, накапливавшихся непрерывно, начиная от микулинского межледниковья вплоть до поздневалдайского времени, на северо-востоке Русской равнины пока не известны. В изученных разрезах обнаружены лишь средневалдайские отложения, отделенные от микулинских стратиграфическим перерывом. Это обстоятельство заставляет судить о событиях и обстановках ранневалдайского времени только предположительно на основании косвенных данных. Морена, ранневалдайский возраст которой был бы обоснован геологическими, кинетостратиграфическими, палеоботаническими, палеонтологическими, радиоуглеродными и даже

Хроностратиграфия и растительность Северо-Востока Европейской части СССР в позднем неоплейстоцене

Таблица 2

Возраст, тыс. лет	Хроностратиграфия			Разрезы	Растительность: низовье Печоры	Растительность: бассейн Мезени – Вычегды
– 30	интерстадиал	потепление	? ? ?	Тырыбей, Созьва-I, Небдино, Шапкина-3, Шапкина-2, Урдюга-I, Кылтовка	елово-березовые редколесья	
		Глубокое похолодание			перигляциальная тундра	
– 32			33520±470(ЛУ-513А) 34540±1570 (ЛУ-513В)			
– 34						
– 36	интерстадиал	тырыбейское потепление	37990±440(ЛУ-609) 38320±1630(ЛУ-518) 38400±640(ЛУ-517А) 38670±870(ЛУ-512А) 39840±570(ЛУ-512В)		елово-березовые редколесья, тундра, сообщества из полыней, злаков и осок	сосновые и елово-березовые редколесья и сообщества из злаков и разнотравья
– 38		похолодание			березовые редколесья, тундростепи	
– 40		урдюжское потепление	39170±440(ЛУ-588) 40650±790(ЛУ-550) 40680±1180(ЛУ-1113) 42040±1900(ЛУ-1119) 42660±970(ЛУ-519) 42810±1200(ЛУ-533)	Созьва-II	березово-еловые редколесья	сосновые и березово-еловые леса
– 42		глубокое похолодание	43240±1040(ЛУ-394) 4580±1200(ЛУ-515В)		перигляциальная тундра и лесотундра	
– 44		шапкинское потепление		Шапкина 1	березово-еловые редколесья	березово-еловые леса
– 46	интерстадиал	похолодание	46880±2090(ЛУ-624)	Бор	лесотундра	сосново-еловые редколесья
– 48		аноргинское потепление	47210±1270(ЛУ-674) 47520±1000(ЛУ-566) 49930±1420(ЛУ-1051)	Черная (Анорга)	березово-еловые леса	сосново-еловые леса
– 50					лесотундра	
		глубокое похолодание	≥50150(ЛУ-671) ≥53000(ЛУ-1050)	Елкино, Кипиево	тундра	
– 52					перигляциальная лесотундра	
	Микулинское межледниковье			Сула		

хоть какой-либо разновидностью люминесцентного анализа, насколько нам известно, до настоящего времени не обнаружена. Учитывая это, а также установленный факт широкого развития аллювиальных отложений первой половины средневалдайского интервала, можно допустить, что и в раннем валдае в регионе преобладали эрозия и накопление аллювия. Возможно, что вследствие резкого понижения базиса эрозии в раннем валдае речные русла были врезаны ниже урезов современных рек, и это сильно затрудняет обнаружение ранневалдайского аллювия. Тем не менее, следует акцентировать внимание на, возможно, ранневалдайском возрасте аллювия в разрезе «Шапкина» и «Кипиево», а также принять во внимание сведения о присутствии аллювия ранневалдайского возраста в основании песчаной толщи аллювиальных отложений разреза «Васть̈янский Конь-1» (Зархидзе и др., 1970).

Краткий итог рассмотрения подморенных отложений в области последнего оледенения сводится к следующему:

1) Возраст всей толщи охватывает интервал от конца второго средненеоплейстоценового оледенения до середины средневалдайского времени.

2) Нижняя часть толщи представлена отложениями микулинской трансгрессии и синхронными ей эстуарными или озерными отложениями.

3) Средняя часть — наименее изученная, по-видимому, отлагалась в ранневалдайскую ледниковую эпоху. К этому времени предположительно можно отнести аллювиальные отложения в основании разрезов в районе Кипиево и в нижнем течении р. Шапкиной.

4) Верхняя часть — аллювиальные, озерные, ледниково-озерные и болотные отложения — результат осадконакопления в условиях неустойчивого положения базиса эрозии и постоянно меняющегося климата.

Продолжительность микулинского межледниковья до настоящего времени является предметом дискуссии. Существуют заслуживающие внимания аргументы (Shackleton, 1969) ограничивающие период собственно межледниковья одним эпизодом ИКС-5е, длительность которого не превышает 10000 лет. Последовавшие эпизоды ИКС-5 и ИКС-4 характеризуются серией весьма глубоких минимумов, разделенных относительно менее выраженными максимумами. Уже во время первого минимума (ИКС-5d) произошло значительное (до 100 м) понижение уровня океана, что рассматривается как следствие аккумуляции больших объемов воды на континентах в виде ледниковых покровов.

В межрегиональной схеме неоплейстоцена Европейской части России этот хронологический интервал, объединенный с ИКС-3 и ИКС-2, относится к валдайской эпохе, а отложения этого возраста к валдайскому надгоризонту, включающему отложения двух ледниковых периодов. Первый из них (калининский, подпорожский, лайский) продолжался в течение ИКС-5a-d и ИКС-4, второй (осташковский, полярный) приходится на ИКС-2.

В вопросе о масштабах ледниковых покровов в позднем неоплейстоцене единого мнения нет, и амплитуда разногласий достаточно велика. Относительное большинство считает, что поздневалдайские (осташковские) ледниковые покровы по своим размерам в пределах Европейской части России превосходили ранневалдайские (калининские), другие придерживаются противоположной точки зрения. В частности, последнюю точку зрения разделяют исследователи, работавшие по проектам PECHORA и QUEEN (Mangerud et al., 1999 и др.)

По их мнению, граница калининского ледникового покрова проходила в Западном Притиманье по правобережью р. Пёзы (приток р. Мезень), в Печорской низменности по северной части Малоземельской и Большеземельской тундр, а край поздневалдайского (осташковского) ледника даже не выходил на побережье Баренцева моря. Его распространение ограничивалось островами по окраинам Баренцева шельфа и фрагментами самого шельфа.

По нашим данным, микулинская трансгрессия (ИКС-5е) сменилась глубокой регрессией, в течение которой на месте морских заливов и эстуариев на некоторое время возродилась речная сеть, но оледенения территории, то есть развития ранневалдайского ледника, не последовало. В пользу такого вывода говорит тот факт, что аллювий предположительно ранневалдайских рек, обнаруженный в ряде пунктов (разрезы Кипиево, Шапкина, Васть̈янский Конь-1, Кылтовка и др.), располагается стратиграфически выше осадков микулинских морских эстуариев и аллювиальных отложений, но перекрыт не горизонтом основной морены, которую можно было бы считать ранневалдайской, а сложно построенной толщей песчано-глинистых аллювиальных (в том числе старичных), озерных, эстуарных, болотных и ледниково-озерных отложений, возраст которых надежно установлен большим количеством конечных радиоуглеродных датировок.

Разрезы этой толщи, изученные в многочисленных обнажениях и скважинах, получили детальную палинологическую характеристику. Серия прекрасно согласующихся конечных радиоуглеродных датировок торфа из старичного аллювия и эстуарных отложений (в интервале от более 50 тыс. л. н. до 33 тыс. л. н.) позволила определить хронологию палинозон, отражающих этапы колебаний климата и изменений растительного покрова этого периода и, в целом, синхронизировать его начало с окончанием глубокого похолодания, имеющего запредельный радиоуглеродный возраст (вероятно, ИКС-4) и периодом умеренно-сурового неустойчивого климата (согласно ^{14}C датам, первая половина ИКС-3).

На этой толще отложений залегает диамиктон основной морены, содержащий петрографические комплексы обломков типа А в Западном Притиманье и $А_1$ в Печорской низменности. Это рельефообразующая морена всего крайнего севера Русской равнины, которую мы относим к морене поздневалдайского (осташковского) ледникового покрова, к морене, с которой начинается комплекс отложений шестого цикла осадконакопления.

Глава 9
ШЕСТОЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ

9.1. Последнее (поздневалдайское) оледенение
(Морены А и $А_1$)

Последнее оледенение севера Европейской части России по площади, покрытой ледниковыми покровами, вполне можно сравнить с оледенениями предыдущих эпох. Расстояние, отделяющее границы максимального распространения ледников, колеблется от 80–100 до 200-280 км, что составляет весьма незначительную величину по сравнению с общими размерами ледниковых покровов. Знание точного положения краев разновозрастных ледников необходимо для разработки стратиграфических схем, базирующихся не на гипотетических построениях, а на объективном, нетенденциозно подобранном комплексе фактического материала. Основу такого комплекса образуют пять объектов, генетически связанных, но в то же время независимых

1. Основная морена, служит фундаментом всех морфологически выраженных образований, оставленных исчезнувшим ледниковым покровом. Вещественный состав морены дает возможность определить ее относительный (геологический) возраст, а феномены дирекционного типа позволяют (при значительном их количестве) весьма точно установить пути движения льда, положение ледниковых центров и взаимодействие ледниковых потоков в период активного состояния ледникового покрова.

2. ***Комплекс ледникового рельефа***, в первую очередь краевых образований линейного типа, происхождение которых связано с деградацией пассивного и мертвого льда, служит надежной фактологической базой для объективной реконструкции процесса дегляциации территории.

3. ***Отложения приледниковых подпрудных озер с обращенным стоком***, содержащие органические остатки — микрофоссилии, торфяники и древесину — дают возможность получения датировок как физическими методами, так и при изучении палиноспектров и комплексов диатомей.

4. ***Отложения, подстилающие основную морену*** — чаще всего аллювиальные, озерные, эстуарные или ледниково-озерные, играют во многом ту же роль, что и отложения приледниковых подпрудных озер и обеспечивают необходимый контроль получаемых фактов. Основные сведения о них были изложены выше (см. разрезы «Родионово», «Кипиево», «Гарево», «Шапкина 1–4», разрезы Малоземельской тундры).

5. ***Интрагляциальные и морские террасы*** играют роль аналогичную краевым образованиям, так как теснейшим образом связаны с ними генетически.

Именно в этой последовательности и предполагается рассмотреть все, что относится к последней ледниковой эпохе.

9.1.1. Основная морена

Одной из задач, помимо определения точного положения границы оледенения, является разработка системы объективных критериев, позволяющих среди нескольких внешне неразличимых горизонтов диамиктонов — морен (рис. 26) безошибочно выделять основную морену именно данного оледенения. Эту задачу уверенно решило применение объемно-петрографического анализа, который установил, что валунный комплекс морены последнего оледенения в Западном Притиманье (комплекс А) отличается от валунного комплекса поздневалдайской морены Печорской низменности (комплекс $А_1$).

Комплекс А. Основную по объему и количеству (до 90%) часть комплекса, его ядро, составляют обломки двух групп пород: темно-серых метаморфизованных песчаников, алевролитов и сланцев, реже кварцитов, а также темно-серых (до черных) плотных известняков, доломитов и мергелей. Предполагается, что областью сноса этих пород являются Тиманский Кряж, Пай-Хой и острова Новой Земли. Заметную роль играют бурые и серые карбонатные песчаники, мергели, сидерит, лимонит и каменный уголь верхнепермских, триасовых и нижнемеловых отложений.

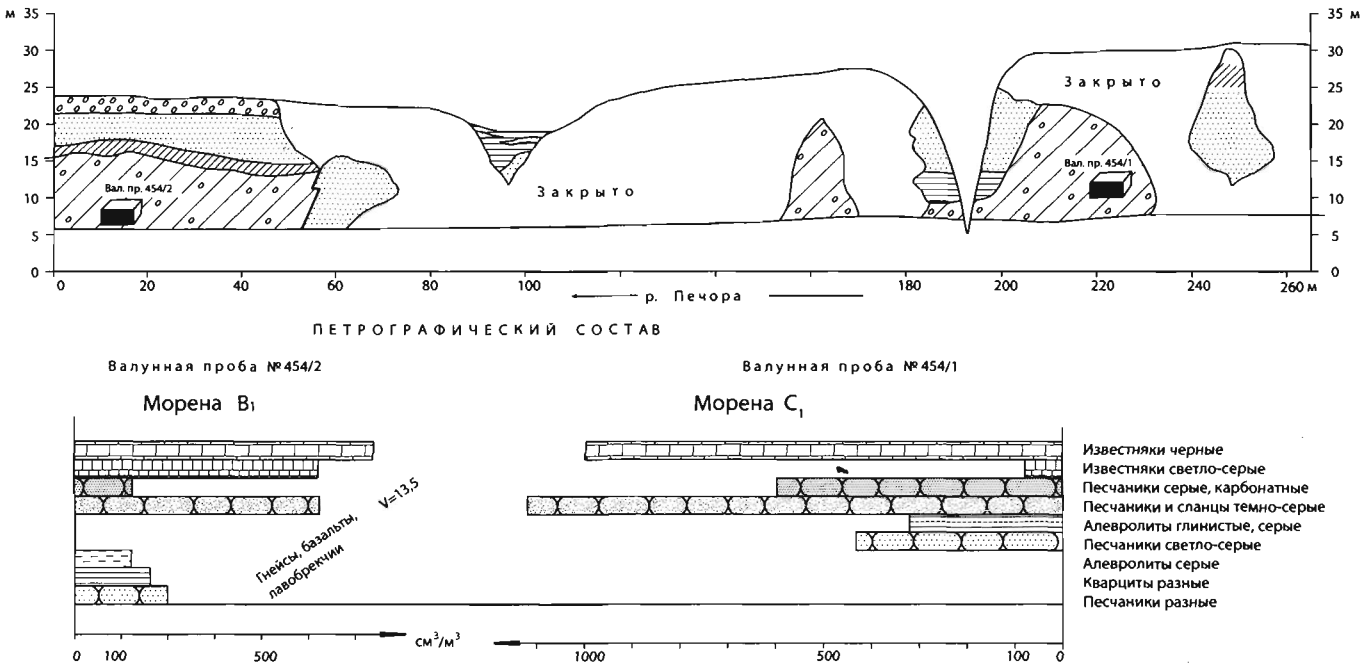


Рис. 26. Пример залегания на одной высоте над урезом р. Печоры внешне одинаковых основных морен различного возраста (д. Чарка-Бож)

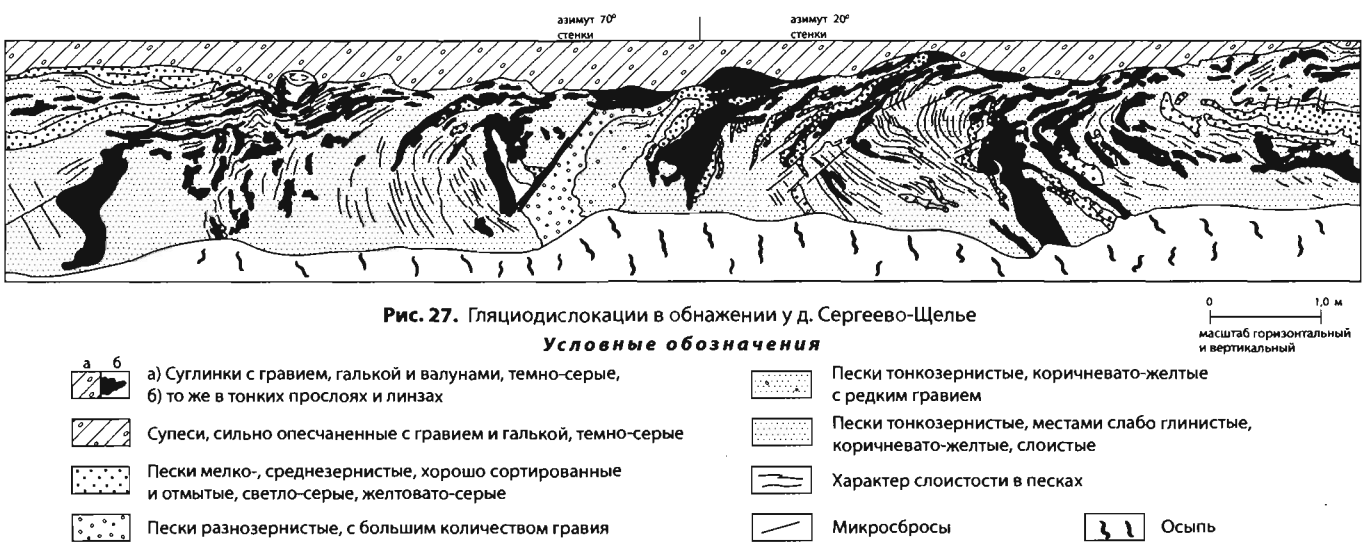
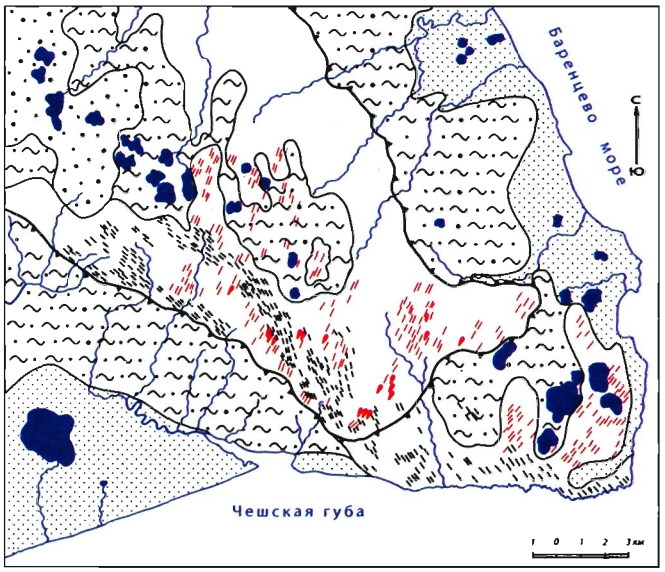


Рис. 27. Гляциодислокации в обнажении у д. Сергеево-Щелье

Важное диагностическое значение имеют немногочисленные обломки кристаллических пород — гранитов и гнейсов (предположительно скандинавского происхождения), а также базальтов (иногда с агатами), туфогенных и полимиктовых песчаников верхнего девона, развитого на Северном Тимане.

Комплекс A_1. Аналогичен комплексу А Западного Притиманья и отличается от него только несколько большей ролью светло-серых карбонатных пород и нижнемеловых песчаников, широко развитых на севере Печорской низменности. В то же время он практически не содержит обломков пород Северного Тимана.

Морена последнего оледенения выделяется не только по петрографическому составу крупнообломочного материала, но и по условиям залегания. Это первый от поверхности и при этом обязательно рельефообразующий горизонт. Для определения путей движения ледника использовались замеры ориентировки длинных осей крупнообломочного материала, экзарационных ледниковых борозд и друмлиноидных форм. Все данные дирекционного характера были



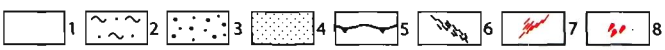


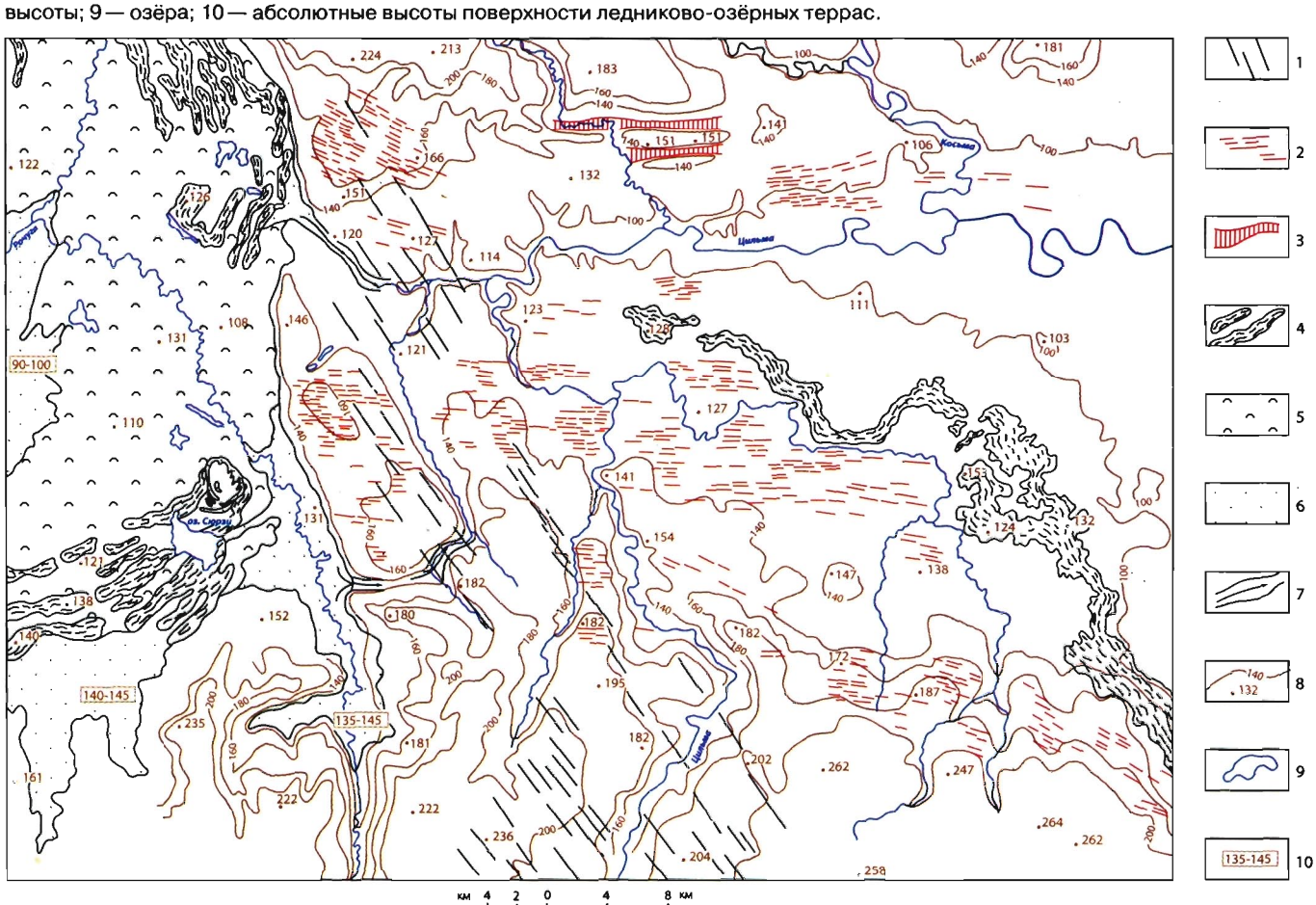
Рис. 28. Следы ледниковой экзарации на юго-восточном окончании Канина Камня

Условные обозначения: 1 — дочетвертичные породы; 2 — морена; 3 — отложения камов; 4 — отложения террас; 5 — уступ Канина Камня; 6 — простирание дочетвертичных пород; 7 — ледниковые шрамы и борозды; 8 — бараньи лбы (друмлины?)

получены в лопастных депрессиях, где основная морена отличается спокойным залеганием, лишь местами дислоцируя только верхнюю часть подстилающих отложений. В этих случаях подконтактовые дислокации также использовались для установления направления движения ледника (рис. 27). В группу использованных дирекционных показателей были отнесены: экзарационный рельеф поверхности рифейских пород п-ова Канин (рис. 28), палеозойских на Северном Тимане и в верхнем течении р. Цильма (рис. 29), линейные формы рельефа дна Чёшской губы (рис. 30), друмлинные поля в нижнем течении р. Мезени и Печоры, экзарационные борозды на поверхности дочетвертичных (каменноугольных) пород гряды Чернышева (непосредственно в районе палеолитического местонахождения «Пымва-Шор» и в юж-

Рис. 29. Экзарационный и аккумулятивный ледниковый рельеф междуречья Цильмы и Пёзы (Тиманский Кряж)

Условные обозначения: 1 — простирание структурных элементов дочетвертичных образований Тимана; 2 — друмлины; 3 — долины ледникового выпахивания (троги); 4 — рельеф краевых морен; 5 — холмисто-западинный моренный рельеф; 6 — подпрудные приледниковые озёра; 7 — долина прорыва и направление стока озёрных вод; 8 — горизонтали и абсолютные высоты; 9 — озёра; 10 — абсолютные высоты поверхности ледниково-озёрных террас.



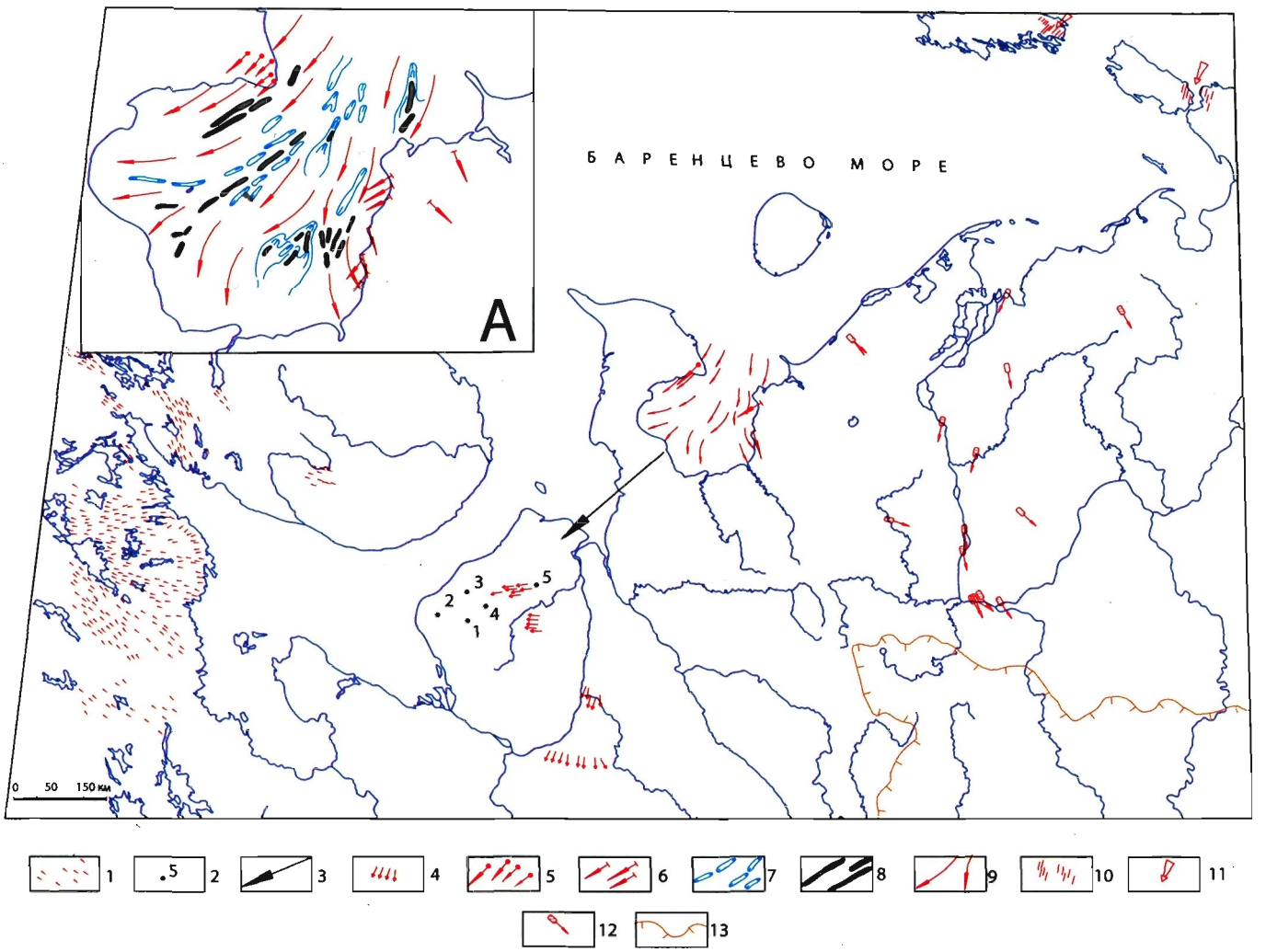


Рис. 30. Экзарация и направление движения последнего ледника на севере Европейской России

Условные обозначения: 1 — изборожденные поверхности Карелии и Кольского п-ова (по материалам дешифрирования аэрофото- и космических снимков); 2–4 — Кулойское плато (2–3 — по Б.И. Прокопчуку, 1985): 2 — пункты находок юрских фаунистических остатков в ледниковых отложениях, 3 — направление движения ледников, 4 — ледниковые шрамы и борозды (по материалам дешифрирования); 5–9 — Чешская губа (карта-врезка А): 5 — ледниковые шрамы и борозды, бараньи лбы (друмлины?) на Микулкином мысу — западное побережье Чешской губы, 6 — ледниковые шрамы и борозды в породах дочетвертичного возраста на восточном побережьи Чешской губы (по Л.С. Коссовому, 1969), 7–9 — экзарационный рельеф дна Чешской губы: 7 — ложбины выпахивания, 8 — валы и гряды (друмлины?), 9 — предполагаемые направления движения льда; 10–11 — Новоземельско-Уральская область (по М.Г. Гросвальду, 1994): 10 — друмлины, друмлиноиды и другие линейные формы, 11 — направление движения льда (реконструкция); 12–13 — Печорская низменность: 12 — направление движения льдов, установленное по ориентировке штрихов и борозд на поверхности плоско-выпуклых валунов под поздненеоплейстоценовой мореной, 13 — граница поздненеоплейстоценового ледника

ной части этой гряды в верховьях р. Косью). Кроме того, учитывалась ледниковая экзарация поверхности южного острова Новой Земли, о-ва Вайгач и северной оконечности хребта Пай-Хой (Гросвальд, 1994). Систематизировались данные своеобразных экзарационных образований под нижним контактом основной морены последнего ледникового покрова — каменных мостовых — скоплений плоско-выпуклых валунов (Лавров, 1965, 1970 и др.), изборожденные и исштрихованные поверхности которых однозначно и точно указывают, каким было направление движения ледника в данном пункте. Применение в широких масштабах кинетостратиграфического метода принесло массу уникального, совершенно нового материала.

Ориентировка обломков в морене последнего оледенения (рис. 31) прекрасно согласуется с направлением друмлиноидных форм, с экзарационными бороздами под подошвой морены и на непокрытых ею оголенных выступах скальных пород. Некоторый разброс ориентировки длинных осей — явление вполне естественное, зафиксированное и при изучении ледниковой штриховки на скальной по-

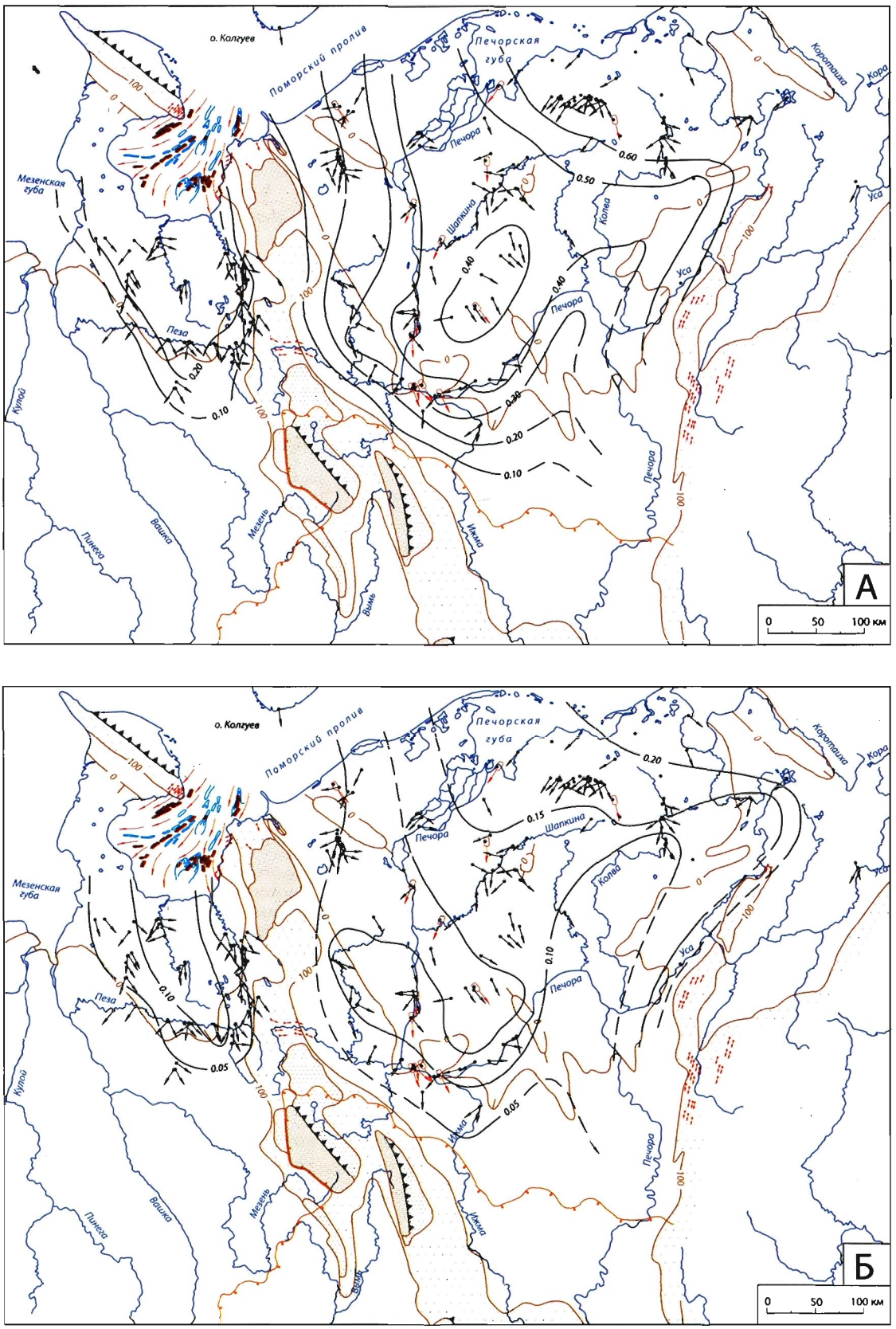


Рис. 31. Содержание и распределение крупнообломочного материала в морене поздненеоплейстоценового (поздневалдайского) оледенения: А — всех обломков; Б — обломков терригенных пород палеозоя Пай-Хоя и Новой Земли (условные обозначения на стр. 42)

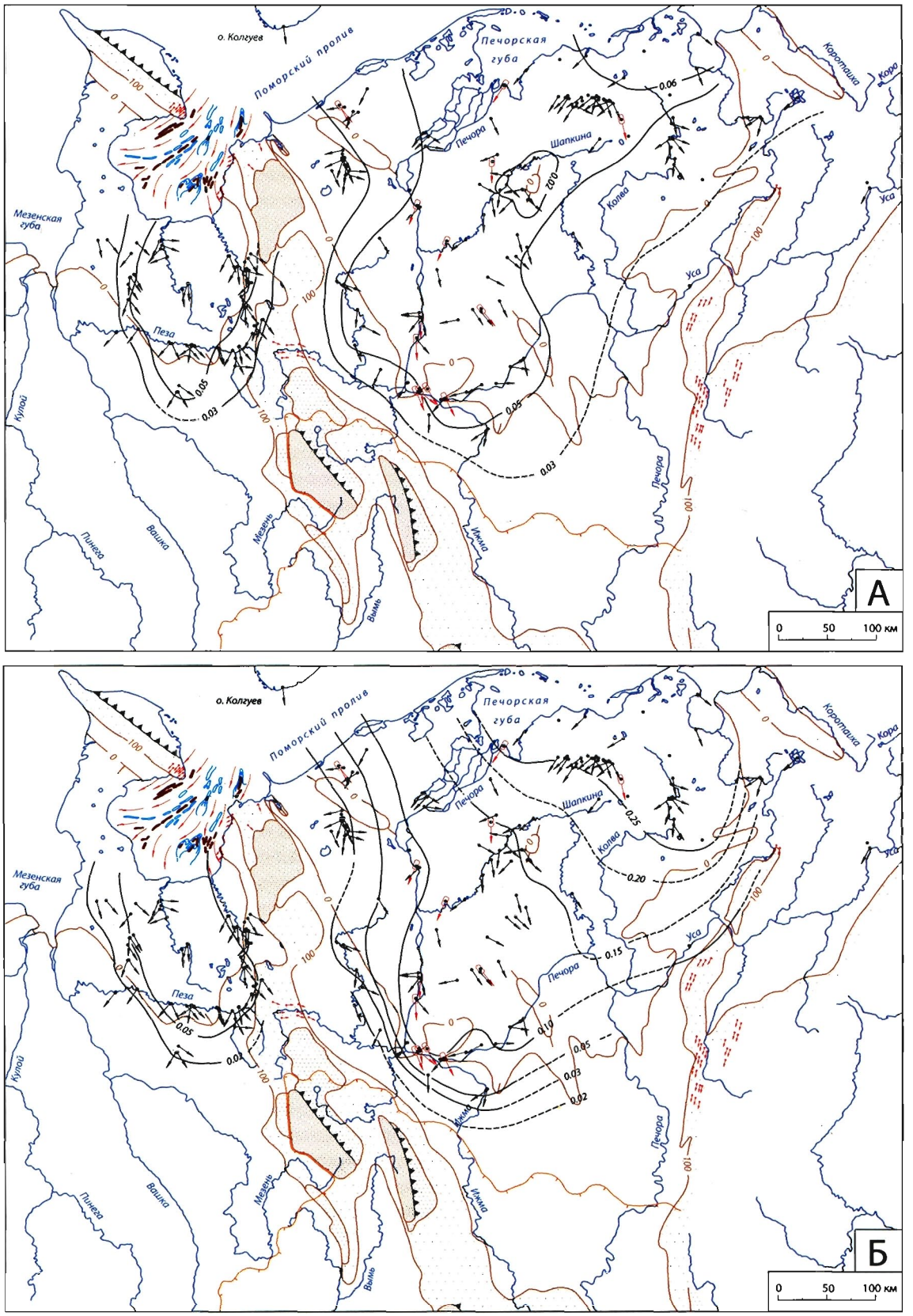


Рис. 32. Содержание и распределение крупнообломочного материала в морене поздненеоплейстоценового (поздневалдайского) оледенения: А — обломков светло-серых карбонатных пород Новой Земли и Пай-Хоя; Б — обломков темно-серых и черных карбонатных пород Новой Земли и Пай-Хоя (условные обозначения см. стр. 42)

верхности в оазисах Антарктиды (Евтеев, 1964). На серии составленных нами схем разноса обломков (рис. 31,32) отчетливо прослеживаются те же направления, что и по данным дирекционных показателей, в сумме с которыми они дают достаточно полное представление об основных ледниковых потоках краевой зоны Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового покрова. Кроме того, весь комплекс данных, прекрасно согласуясь с морфогенетической спецификой краевых форм, указывает на доминирующую роль новоземельского ледника на севере Русской равнины в эпоху последнего оледенения.

Изучение разрезов естественных обнажений и многочисленных буровых скважин позволило составить определенное представление о мощности моренных отложений последнего ледникового покрова, представленных моренами с петрографическими комплексами А и $А_1$. Четко выявляется одна весьма характерная закономерность. В депрессиях ледниковых лопастей мощность основной морены сравнительна невелика. В редких случаях она превышает 15–20 м, в среднем составляя 8–12 м, но часто снижаясь до 2–5 м. В краевых образованиях, если исключить валы субгляциальных компрессионных морен, где мощность морены, образующей поверхность валов, не превышает обычных 15–20 м, характерно двух-трех кратное увеличение мощности. В отдельных случаях, например, в межъязыковых массивах (возвышенности Лым-Мусюр, Лая-Мусюр и др.) мощность ледниковых отложений превышает 100 м.

9.1.2. Ледниковый рельеф (краевые образования)

В строении ледникового рельефа, в первую очередь конечных и краевых морен, в их взаимоотношениях с рельефом иного генезиса зашифрованы важнейшие моменты деградации краевой зоны. Их знание позволяет избежать стандартных объяснений на уровне общих фраз и обнаружить совершенно неожиданные явления.

Местоположение краевых морен и их конфигурация используются нередко для реконструкции размеров ледниковых щитов и определения положения их центров. В этих случаях чрезвычайно важно краевую морену этапа деградации ледника не принять за конечную морену этапа максимального распространения ледникового покрова (Заррина Е.П., Краснов И.И., 1965). Пример подобной ошибки можно видеть в монографии М.Г. Гросвальда (1983, стр. 83, 84), где автор ошибочно принял морены подледного выдавливания этапа деградации (Хадуттэйские гряды) за конечноморенные образования, маркирующие границу последнего ледникового покрова в Западной Сибири. Аналогичную ошибку совершила группа исследователей по проектам PECHORA и QUEEN, убежденная в том, что субгляциальная морена подледного выдавливания — «Вастянский Конь» есть конечная морена ранне-средневалдайского (?!?) оледенения (Mangerud et al., 1999).

Краевые ледниковые образования северо-востока Русской равнины и оконтуренные ими депрессии ледниковых лопастей, при всем разнообразии их морфологии создают единую, гляциодинамически логичную систему, в которой запечатлены все, даже мельчайшие особенности сложного процесса исчезновения с поверхности этого участка Земли громадных масс льда. Исходя из оценки мощности Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового покрова в его краевой зоне (Гросвальд, 1983 и др.), объем льда, покрывавшего регион, составлял не менее 2500-3000 км^3. Вся эта масса, произведя колоссальную работу в период наступания ледника, отложив при этом громадные объемы пород, исчезла, предварительно перейдя в более подвижное состояние — потоки талых вод. Все эти события, грандиозные по своим масштабам, их последовательность достаточно полно записаны в виде комплекса морфогенетических образований. Необходимо только как следует все внимательно и беспристрастно описать, проанализировать, сопоставить факты и сделать из этого по возможности объективные выводы.

Краевые ледниковые образования послужили объектом многочисленных классификаций. Большинство составителей классификаций руководствовались каким-либо принципом или признаком. Чаще всего классифицируют краевые формы, происхождение которых связано с проявлением гравитации, выражающимся посредством аккумуляции (отложением, насыпанием, оползанием, соскальзыванием, течением, оплыванием и т.п.). Вторым критерием обычно служат проявления механического перемещения ледником крупных пакетов и глыб пород ложа, дислокаций придонных мореносодержащих слоев льда и ледникового ложа. Первая группа краевых морен ассоциируется со стагнацией мертвого льда, вторая — с активным ледником.

Однако, для изучения процесса эволюции объекта исследования или формообразования необходимо использование принципов систематики, позволяющих выявить соподчинение объектов, возможно, сходных морфологически, но не идентичных в генетическом отношении. Необходимо выявление внутренней связи между отдельными объектами, несмотря на их внешнюю несхожесть. Именно этот принцип положен нами в основу при рассмотрении рельефа, созданного в эпоху появления, существования и деградации последнего ледникового покрова. Комплексный анализ взаимоотношений моренных поясов с пери- и интрагляциальными озерами, с ингрессионными бассейнами, с местами заложения рек современной гидросети показывает, что процесс образования краевых морен был, во-первых, отчетливо дискретным, во-вторых, что очень важно, видоизменялся во времени, то есть был связан с этапами гляциодинамики, в третьих, не повторялся и не реверсировал. Только для аккумулятивных краевых морен характерно перманентное образование в процессе дегляциации.

Системный подход в изучении и интерпретации морфогенеза в эпоху последнего оледенения привел нас, не сразу, а после достаточно длительного периода геолого-

съемочных работ на огромных пространствах северо-востока Русской равнины, к выводу о четырех основных этапах динамического состояния сложного ледникового щита поздневалдайской эпохи. Все этапы нашли достаточно четкое отражение в последовательности изменения характера гляциоморфогенеза, в природе краевых образований, что позволяет говорить о системе краевого рельефа, выраженной в первую очередь в его морфогенетической эшелонированности (Лавров, Потапенко, 2002_2).

Среди множества морфологически не всегда идентичных краевых морен мы выделяем пять динамических типов. Краевые морены этапов: 1) активного состояния ледникового края — напорно-аккумулятивные, акумулятивно-напорные, 2) фронтальной и ареальной дегляциации — напорно-аккумулятивные, 3) рассекающей дегляциации — аккумулятивно-напорные уступов гляциоизостатических плато, 4) стабильного положения краев ледниковых полей (пассивное состояние льда) — субгляциальные компрессионные морены (морены подледного выдавливания) и 5) фазы быстрых локальных подвижек (деградационное наступание, по В.Г.Ходакову, 1973) — локальные морены сёрджей.

Два последних типа краевых морен впервые выделены нами по результатам изучения разрезов «Вастьянский Конь» и «Мархида», в связи с чем, им будет уделено особое внимание.

В отдельную группу объединены аккумулятивные краевые морены, представляющие собой скопления ледниковых и водноледниковых отложений вдоль кромок полей стагнирующего, «мертвого» льда остаточных ледниковых массивов — абляционно-насыпные морены. Эти формы нельзя связывать с каким-либо динамическим этапом, так как их образование происходило на всем протяжении дегляциации и в различных частях краевой зоны.

Мы отдаем себе отчет в определенной субъективности принятого нами разделения маргинальных ледниковых образований, но полагаем, что то количество разновидностей, которое встречается в литературе и концентрируется в специальных словарях (Тимофеев, Маккавеев, 1986; Маруашвили, 1985), явно избыточно и легко может вызвать затруднения в практической работе.

Напорно-аккумулятивные, аккумулятивно-напорные краевые ледниковые образования на северо-востоке Русской равнины в области последнего оледенения абсолютно идентичны тем, что мы наблюдали во время полевых экскурсий по территории Белоруссии, странам Прибалтики, в центральных районах Европейской части России. То же самое можно сказать и о группе аккумулятивных разновидностей морен. Все они многократно описаны в литературе, и мы не видим смысла уделять им здесь особое внимание, ограничившись беглыми упоминаниями отдельных моментов при рассмотрении всей системы краевых ледниковых образований. Исключение сделано только для трех последних динамических типов краевых ледниковых образований.

9.1.2.1. Аккумулятивно-напорные морены уступов гляциоизостатических плато

Аккумулятивно-напорные морены уступов гляциоизостатических плато по сути своей являются во многом аналогичными напорным моренам. Своеобразие же этих мегаформ заключается в том, что образование их связано не только с тангенциальными напряжениями, создаваемыми напором льда, не утратившего своей активности, но и с появлением деформаций ледникового ложа, вызванных дифференцированными вертикальными движениями (воздыманием) литосферных блоков при снятии ледниковой нагрузки. Изгибы ледникового ложа, возникавшие при этом на пути ослабевающего движения ледовых масс, представляли существенные препятствия и вызывали нарушения режима, типа движения льда, что приводило к появлению надвиговых дислокаций придонных слоев ледника и к отторжению подстилающих пород вдоль краев приподнимавшихся участков ледникового ложа. Краевые морены этого типа имеют вид грандиозных скоплений моренного материала, перемежающегося с глыбами и массивами пород ледникового ложа. По данным бурения, мощность подобных образований достигает многих десятков метров.

Масштабы рассматриваемых мегаформ не позволяют увидеть их строение в каком-либо едином разрезе, но существует большое количество естественных обнажений, вскрывающих фрагменты дислокаций, в частности в проксимальной части краевого пояса Печорской ледниковой лопасти (р.р. Ёнва, Летняя, Ёрса, Чорова Виска и др.). Морфологически напорные краевые морены этого типа, резко асимметричные, представлены валами с крутым прямолинейным проксимальным склоном, контрастно-холмистой поверхностью, осложненной густой сетью ложбин стока талых вод и пологим холмистым дистальным склоном, плавно переходящим в прилегающие к нему моренные равнины.

9.1.2.2. Субгляциальные компрессионные морены

Субгляциальные компрессионные морены (морены подледного выдавливания) — образования довольно сложного генезиса, вследствие чего будут рассмотрены особо. Они были изучены авторами (Лавров, 1977, 1981 и др.) на севере Печорской низменности, в нижнем течении р. Печоры.

Специфический микрорельеф валов субгляциальных компрессионных морен, выраженный сотнями небольших грядок, ориентированных вдоль оси валов и изгибающихся вслед за ее изгибами, позволяет легко отличать краевые морены этого типа среди других мегаформ маргинального ледникового рельефа.

В сложном комплексе краевых ледниковых образований северо-востока Русской равнины, сформированных южным сектором Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового покрова, широко распространены мо-

рены этого типа. Они выражены в рельефе валами высотой до 50–70 м, шириной 2–5 км и более, протяженностью в десятки километров. Валы, имеющие, как правило, изогнутую форму, выпуклостью обращены к югу, юго-востоку или юго-западу в направлении движения ледника (рис. 33). Поверхность их осложнена холмиками и грядками, вытянутыми параллельно оси валов. Относительная высота грядок от 2–5 м до 10–15 м, протяженность 0,1–0,5 км при ширине 20–50 м. Грядки сложены валунным суглинком, реже — песками, или глинами.

Напорные морены подобного морфологического облика более всего характерны для северных районов Печорской низменности, где они оконтуривают фронт Малоземельской и Колвинской ледниковых лопастей, а также для южного побережья Чешской губы в северо-западной части Западного Притиманья (рис. 33). В обоих районах к дистальным склонам валов примыкают сравнительно узкие полосы мелкохолмистого, обычно весьма контрастного рельефа, лишь на отдельных участках к ним вплотную подходит ровная поверхность террас интрагляциальных озер.

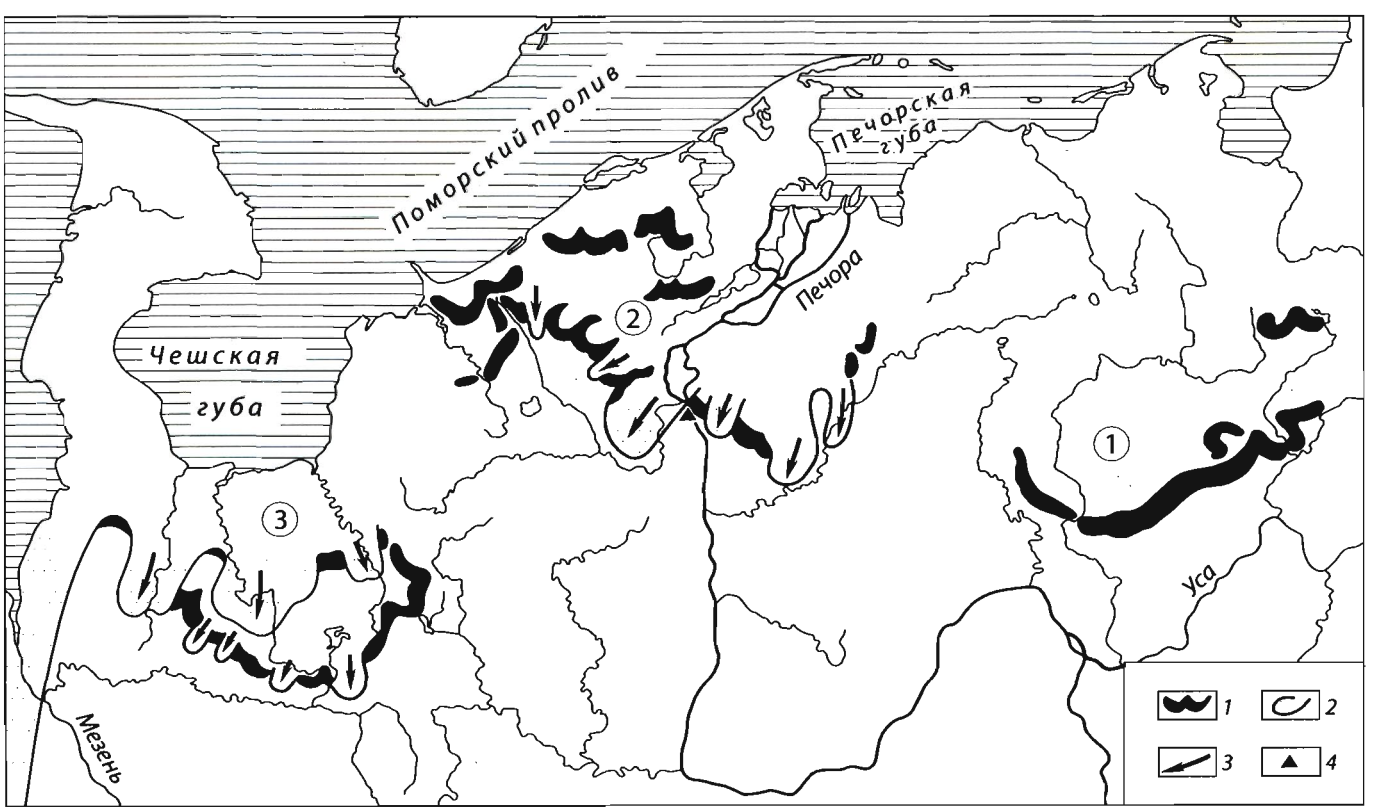
Практически все валы морен рассматриваемого типа служат местными водоразделами и слабо расчленены эрозией, вследствие чего их естественные разрезы чрезвычайно редки. Тем больший интерес представляет и поэтому тем большее значение имеет громадный разрез одного из валов, расположенный на правом берегу р. Печоры в 150 км от ее устья — так называемый «Вастьянский Конь». Давно известный и изучаемый разрез имеет высоту 70–95 м над урезом Печоры и длину свыше 2 км (рис. 34).

Вниз по течению р. Печоры береговой обрыв резким уступом снижается на 20–25 м и становится плохо обнаженным. Последнее обстоятельство послужило, видимо, причиной отсутствия у исследователей всяческого интереса к этому отрезку правого берега р. Печоры. Сведения о его строении не приводятся ни в одном из известных нам источников информации. Описание этого участка — продолжения основного классического разреза приводится под названием «Вастьянский Конь-2», в отличие от классического, названного нами здесь «Вастьянский Конь-1».

Строение разреза «Вастьянский Конь-1», а также возраст и генезис вскрываемых им отложений интерпретировались по-разному (Попов, 1963; Зархидзе и др., 1970; Яхимович, 1970; Гольберт и др., 1973; Лосева, Певзнер, 1977; Лавров, 1981; Эпштейн, 1990; Лаврушин, Эпштейн, 2001). Первым близкую к истине трактовку структуры разреза предложил С.Л. Троицкий (Гольберт и др., 1973). В интерпретации С.Л. Троицкого структура обнажения квалифицируется как внешняя морена напора, по терминологии А.А. Асеева (1974), образованная боковым давлением свободного ледникового края. Ледниковый стресс осуществ-

Рис. 33. Расположение субгляциальных компрессионных морен

1 — валы субгляциальных компрессионных морен; 2 — пульсационные ледниковые языки; 3 — основные направления движения льда; 4 — обнажение Вастьянский Конь. Ледниковые лопасти: 1 — Колвинская; 2 — Малоземельская; 3 — Чёшская



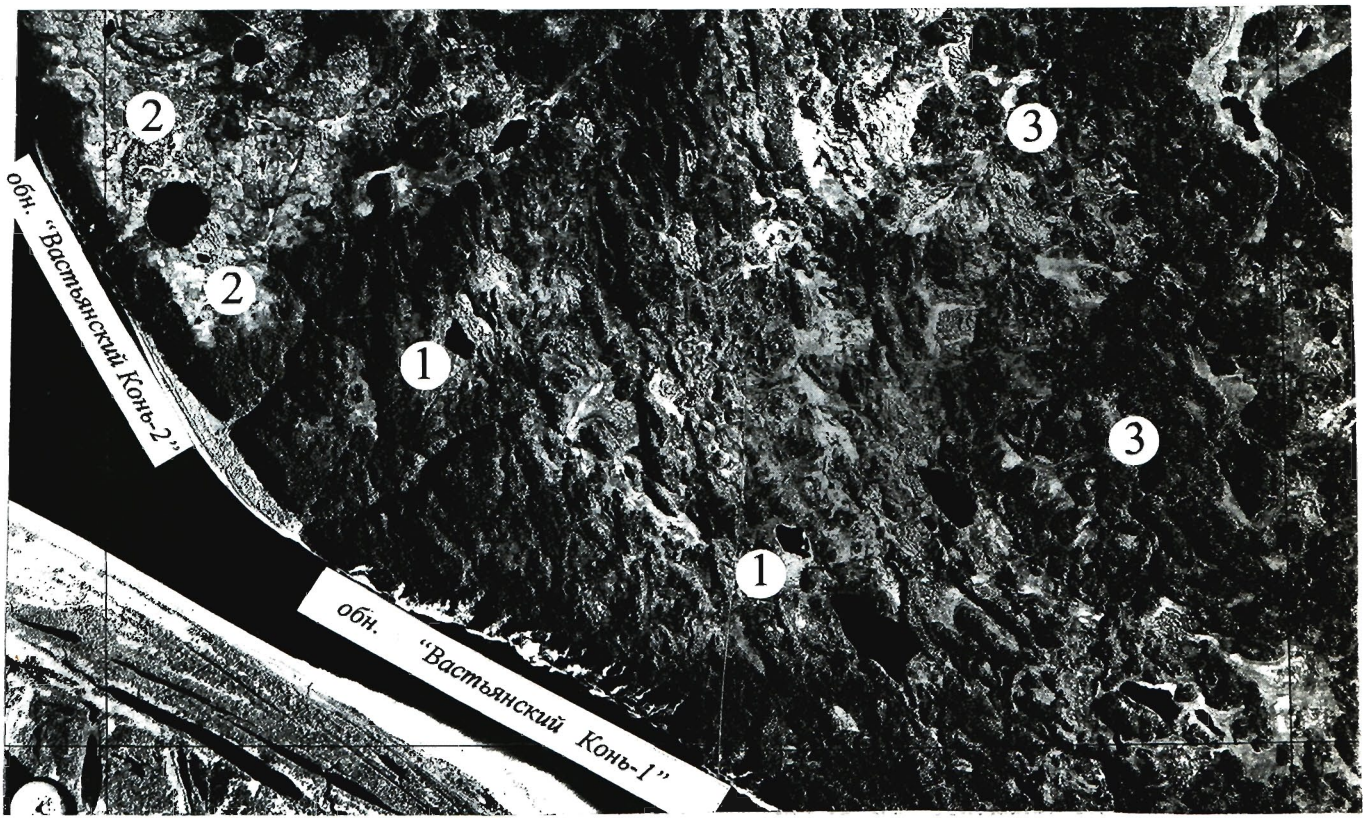


Рис. 34. Рельеф окрестностей обнажений «Вастьянский конь-1 и 2»
1 — параллельно-грядовый микрорельеф поверхности вала субгляциальной компрессионной морены; 2 — плоская поверхность образованная сёрджем «Вастьянский конь», прорвавшим моренный вал; 3 — холмистый моренный рельеф.

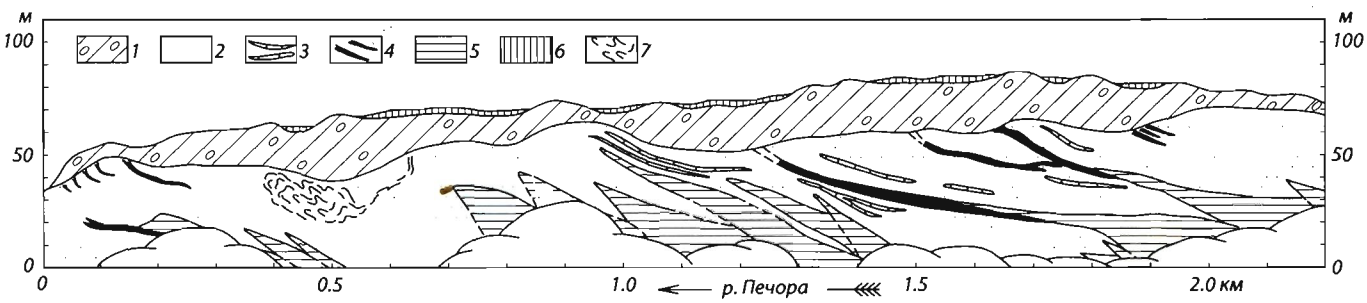


Рис. 35. Строение обнажения Вастьянский Конь-1

1 — основная морена (валунный суглинок); 2 — песчаная толща; 3 — прослои аллохтонного торфа в песках; 4 — моренные языки; 5 — морские глины; 6 — озёрные и болотные отложения (пески, суглинки, торф); 7 — крупные дислокации в песчаной толще

лялся с юго-востока на северо-запад в предполагаемом направлении движения ледника.

9.1.2.2.1. Классический (основной) разрез «Вастьянский Конь-1»

Геоморфологическое изучение региона показало, что обнажением «Вастьянский Конь-1» вскрывается дистальный край моренного вала, абсолютная высота которого достигает +100 м, относительная колеблется от 30 до 60 м, ширина составляет 2,5–3,5 км при общей протяженности вала свыше 50 км (рис. 33, 34). На аэрофотоснимках ясно видно, что вал ориентирован с северо-запада на юго-восток и слегка выгнут к юго-западу. К его северо-восточному, проксимальному склону примыкает обширная слабо холмистая поверхность — депрессия, где располагался языковый выступ ледника.

Верхняя часть вала сложена валунным суглинком — основной мореной поздневалдайского ледника с характерными гляциодинамическими текстурами. Мощность ее

колеблется от 5 до 20–25 м (рис. 35). Морена залегает пологим антиклинальным сводом, на фоне которого хорошо заметны локальные изгибы ее подошвы, не отражающиеся в кровле. Мореной сложено большинство грядок и холмиков на поверхности вала. Облекая оба его склона, морена в проксимальном направлении переходит в пределы языковой депрессии и выстилает ее, а с дистальной стороны вала образует холмистый моренный рельеф.

Под основной мореной залегают пески средней части разреза «Вастьянский Конь-1» (рис. 35). Они содержат многочисленные прослои аллохтонного торфа мощностью 0,5–3,0 м. Слои песков, хорошо выдержанные по простиранию, обычно занимают наклонное положение. В песках характерны многочисленные микросбросовые деформации. В левой части разреза песчаная толща смята в крупные неправильные складки (рис. 35).

Радиоуглеродное датирование аллохтонного торфа показало запредельный возраст основной части образцов: ≥47910 (ЛУ-1491), ≥48040 (ЛУ-1487), ≥48050 (ЛУ-1484), ≥52120 (ЛУ-1481), ≥53690 (ЛУ-372) л.н. Эти даты, особенно если учитывать переотложение анализировавшегося материала, не дают никаких оснований для суждения как об истинном возрасте песчаной толщи разреза «Вастьянский Конь-1», так и о возрасте залегающей на ней основной морены последнего оледенения. Тем более, если учесть, что некоторые образцы аллохтонного торфа все-таки получили конечную радиоуглеродную датировку 42560±1080 (ЛУ-1489) л.н., а возраст бивня мамонта, извлеченного из промоины в песчаной толще И.И. Красновым, оказался в интервале 32440±850 (ЛУ-3973) и 39000±850 (Т-13200). Эту картину не изменили и многочисленные даты по массовым пробам и выборочно взятым фрагментам растений (Mangerud et al., 1999). Но следует отметить, что индивидуально отобранные листочки, веточки и стебельки мха, возраст которых определялся, очевидно, методом ускорительной масс-спектрометрии, в девяти случаях из десяти, то есть за исключением одного, оказался запредельным, в то время как массовые пробы дали конечные величины (31,6–43,1 тыс. л.н.). На этот факт, безусловно, следует обратить внимание.

Пески имеют крайне неравномерную мощность: от 15 до 55 м и более. Это обусловлено не столько изгибами подошвы лежащей на песках морены, сколько тем, что снизу в песчаную толщу внедряются острия громадных клиновидных блоков черных оскольчатых глин с фауной морских моллюсков. Своими основаниями блоки глин уходят под урез Печоры, а их острые вершины поднимаются над ним до высоты 20–50 м. Наиболее крупные блоки глин располагаются под наивысшей частью антиклинального свода, образованного основной мореной. Блоки глин воздымаются к юго-западу, вследствие чего их верхние скаты падают на северо-восток под углами от 10° до 30°. Глины нередко, особенно в верхней заостренной части блоков, сильно перемяты. В них часто наблюдаются многочисленные зеркала скольжения.

Кроме морских глин, песчаную толщу рассекают пласты валунного суглинка мощностью 0,5–4,0 м. Пласты имеют форму языков, отходящих от подошвы основной морены в местах ее перегибов и спускающихся сверху вниз под углами 25–75° навстречу остриям блоков морских глин (рис. 36). Глубины внедрения моренных языков в пески колеблются от 05–1,5 м до 30–50 м и более. Нередко они полностью пересекают толщу песков и достигают заостренных окончаний блоков глин, входя с ними в непосредственный контакт. При этом глины всегда налегают сверху на моренные языки, которые как бы подклиниваются под них снизу. Таким образом, подморенная толща обнажения «Вастьянский Конь-1» оказывается разделенной на серию запрокинутых блоков-чешуй, основания которых образованы морскими глинами, а верхние части — фрагментами песчаной пачки, рассеченной сверху вниз серией моренных языков. Вся толща глин и песков распадается на 14 блоков-чешуй (рис. 37).

Многочисленными замерами падения и простирания слоев глин, торфа и песков установлено, что надвигание блоков-чешуй происходило с северо-востока (40–60°) на юго-запад (220-240°). Вследствие изгиба обнажения «Вастьянский Конь-1» ориентация его плоскости по отношению к странам света изменяется от северо-западной в левой части, до юго-восточной в правой, и блоки-чешуи рассечены эрозией под различными углами. На плоской зарисовке обнажения отражается поэтому лишь сам факт запрокинутого положения блоков-чешуй. Но при этом создается ложное впечатление о воздымании их к северо-западу (рис. 35). По-видимому, эта иллюзия и привела С.Л. Троицкого (Гольберт и др., 1973) к ошибочному заключению о давлении ледникового края с юго-востока на северо-запад.

Нами была произведена специальная трансформация детальной схемы-зарисовки обнажения, базирующейся на данных теодолитной съемки, на результатах замеров элементов залегания слоев песка, торфа, глин, а также ориентировки грядок на поверхности напорного вала с учетом искривления плоскости обнажения. Посредством подобной трансформации первичная схема — натурная зарисовка, была приведена к тому виду, какой бы она имела, если бы разрез рассекал напорный вал в поперечном направлении, то есть с юго-запада на северо-восток. Форма и ориентировка блоков-чешуй на трансформированном разрезе (рис. 37) не оставляет сомнений в том, что надвигание их происходило не в северо-западном, а в юго-западном направлении.

Морфология и взаимоотношения блоков-чешуй, запрокинутое залегание слоев, изгибы подошвы морены, перекрывающей блоки-чешуи, интенсивные пластические деформации глин в местах их выклинивания и ряд других особенностей структуры разреза «Вастьянский Конь-1» позволяют предположить, что чешуйчато-надвиговое сооружение рассматриваемого моренного вала — есть результат проявления смещений, дислокаций, квалифицируемых в инженерной геологии как «глубокий сдвиг» (Коломенский, 1956). Суть этого явления в том, что при появлении

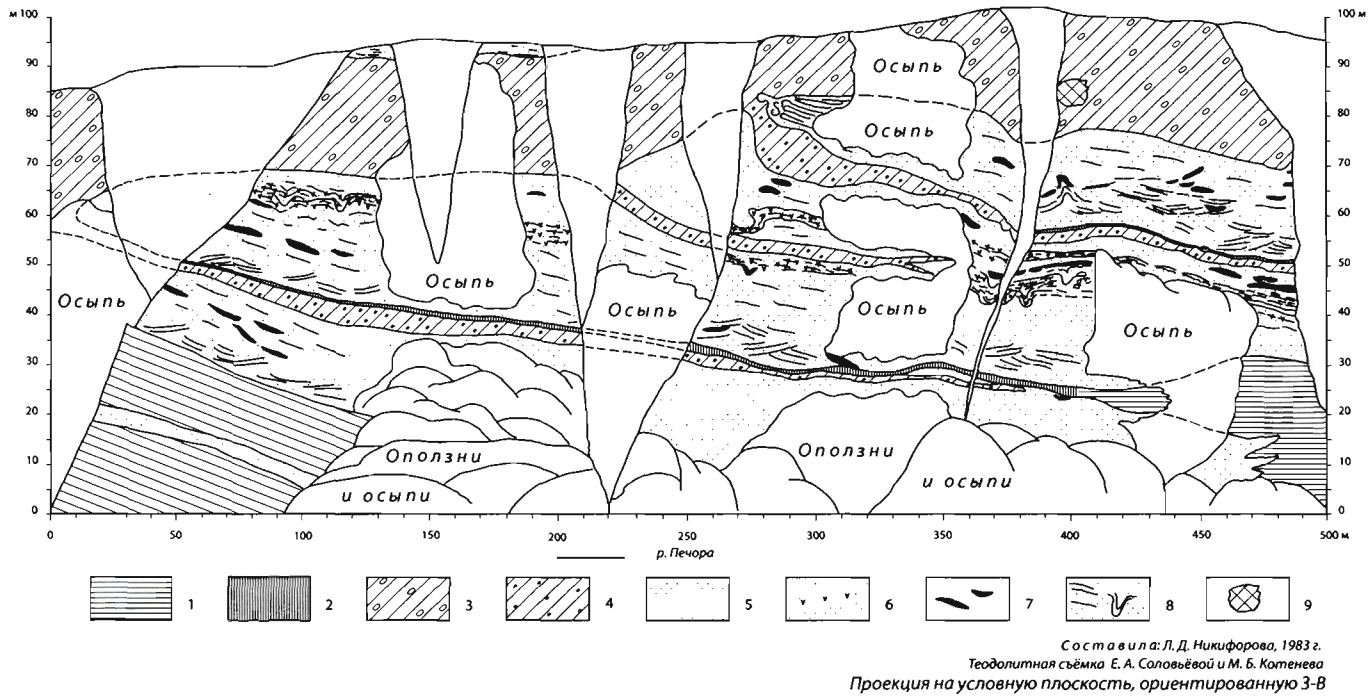


Рис. 36. Фрагмент опорного обнажения «Вастьянский Конь-1»

Условные обозначения: 1 — глины, 2 — глины в виде тонких прослоев, 3 — основная морена, 4 — моренные языки, 5 — пески, 6 — пески с растительным детритом, 7 — линзы и прослои растительного детрита, 8 — характер слоистости песков и её деформации, 9 — отторженец

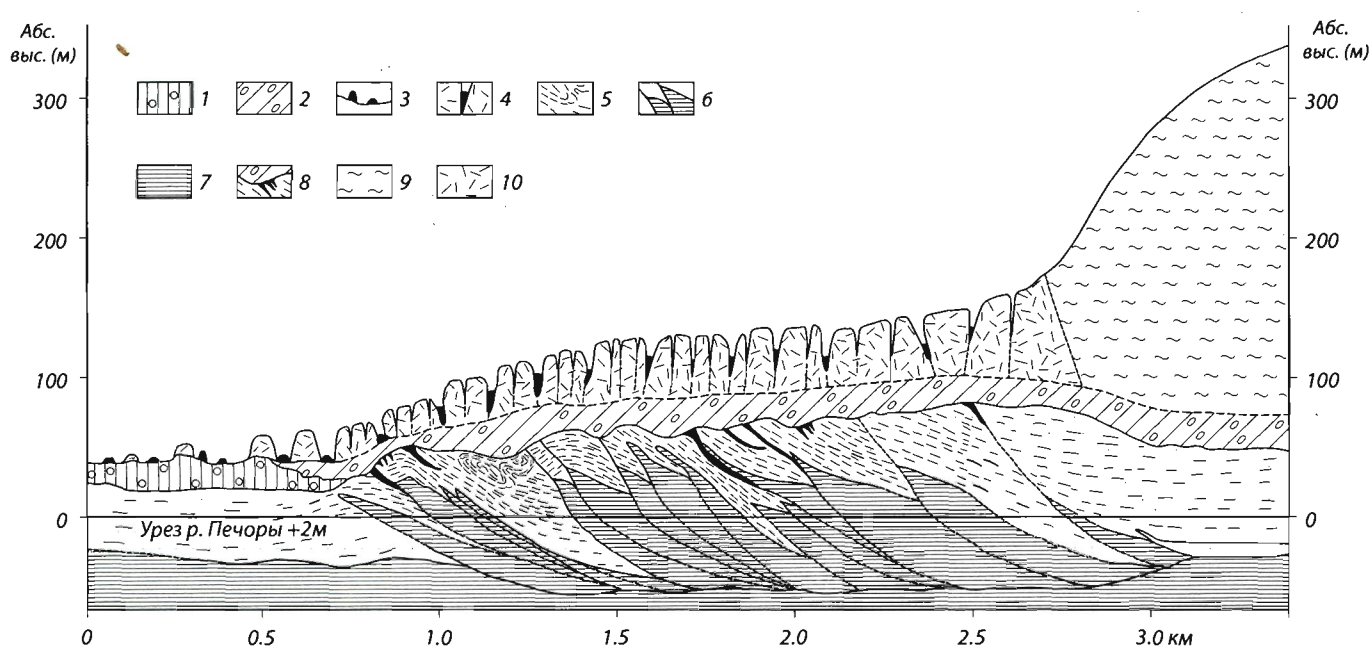


Рис. 37. Схема строения дистальной части вала субгляциальной компрессионной морены (на примере обнажения Вастьянский Конь-1)

1 — горизонт основной морены; 2 — мореносодержащая часть ледника; 3 — грядки и холмики на поверхности вала; 4 — абляционная морена в трещинах мёртвого льда; 5 — песчаная толща (штрихами показано залегание слоёв и их деформация); 6 — блоки морских глин; 7 — морские глины; 8 — моренные языки; 9 — пассивный лёд; 10 — мёртвый лёд

вертикальной нагрузки от какого-либо сооружения в породах под его фундаментом развиваются как нормальные, так и касательные усилия. Последние в том случае, когда удельное давление от сооружения превысит некоторую допустимую величину, зависящую от устойчивости пород, разрешаются сдвигом по криволинейной поверхности, захватывающей нередко весьма глубоко залегающие слои. Породы выдавливаются из-под основания сооружения с одной из его сторон, где образуется вал — вспучивание, в то время как само сооружение оседает, опускается в образующуюся под ним депрессию. Имеются все основания каждый из блоков-чешуй разреза «Вастьянский Конь-1» рассматривать как результат «глубокого сдвига», приведшего к выдавливанию части пород ледникового ложа из-под края ледника. Весь же напорный вал в целом представляет собой сложное сочетание последовательно выдавленных блоков.

Из этого следует, что напорные моренные валы с линейно-грядовым рельефом поверхности образованы не горизонтальным давлением края активного льда, а вертикально действовавшей статической нагрузкой льда, находившегося в пассивном состоянии. ***Данный вывод весьма важен в палеогляциологическом отношении.*** Он заставляет нас связывать образование моренных валов с линейно-грядовым рельефом поверхности ***не с периодами наступания активного ледника, а с тем или иным этапом стабилизации положения ледникового края.***

Вывод о пассивном состоянии ледникового покрова подтвержден также и уникальным фактическим материалом, полученным при тщательном исследовании зон смещения, разделяющих соседние блоки-чешуи. Были открыты неизвестные ранее ни в данном разрезе, ни где-либо еще структуры, которые мы назвали «инъективными» структурами. Они ускользали от внимания всех других исследователей, вероятно потому, что их обнаружение явилось результатом многочисленных и масштабных расчисток, проводившихся нами упорно и последовательно в течение четырех лет и обнажавших все новые и новые участки этого громадного естественного разреза, чему помогло и ежегодное обрушение старых осыпей.

Обнаружение инъективных структур позволило, наконец-то, решить одну из основных загадок разреза «Вастьянский Конь-1» — понять механизм и условия образования языков моренного суглинка, внедренного в зоны смещения, разделяющие блоки-чешуи. Выяснилось, что эти языки являются результатом инъекции в зоны смещения больших объемов материала основной морены, которая в нижних приконтактовых слоях ледника находилась ***не в мерзлом, как считалось до этого времени, а в талом грязеподобном состоянии.***

Удалось восстановить полную последовательность развития инъективных структур от самых первых признаков начавшейся инъекции (рис. 38), когда ее размеры не превышали первых метров, до конечного этапа эволюции всей зоны смещения, когда масштабы отдельных элементов сильно увеличивались и с трудом поддавались расчистке, а морфология усложнялась настолько, что, не отнаблюдав весь процесс изменения характерных особенностей, было невозможно вообразить и реконструировать механизм их образования. Инъективные структуры зарождались на контакте ледника с породами ледникового ложа в самом начале надвигания блок-чешуи и развивались сверху вниз, внедряясь в зону смещения и проходя несколько этапов своего развития. Весь процесс эволюции зон смещения в целом и инъективных структур в частности в обобщенном виде можно разделить на шесть основных этапов.

Этап 1. Начало надвига блока-чешуи: образование закрытых трещин в возникающей зоне смещения по всей ее протяженности (рис. 38А).

Этап 2. Запрокидывание блока-чешуи, раскрытие трещин верхней части зоны смещения (рис. 38Б). Развивается процесс обрушения стенок трещин. Вначале по вертикали вдоль локальных разрывов проседают отдельные куски мерзлых песков. Затем они обрушиваются в виде глыб, хаотично располагающихся по отношению друг к другу. Полное отсутствие пластичных деформаций — изгибов и смятий слоев — и остроугольная форма песчаных глыб свидетельствуют о том, что песчаная толща находилась в тот момент в мерзлом состоянии.

Этап 3. Образование в верхней части зоны смещения синклинальной складки в результате пластической деформации слоев ледникового ложа, непосредственно прилегающих к подошве мореносодержащего льда (рис. 38В). Эти слои песков без разрыва их сплошности втянуты в полости зоны смещения блоков-чешуй. Здесь они в виде пологой синклинальной складки запечатывают сверху хаотичное нагромождение глыб мерзлого песка. Глубина синклинальной складки увеличивается по мере развития зоны смещения. При этом слои песка на крыльях складки все более и более растягиваются и утончаются. Обычно они уничтожаются на следующем, четвертом этапе развития зоны смещения.

Этап 4. Внедрение в верхнюю часть зоны смещения языка моренного суглинка (рис. 38Г). Валунный суглинок моренных языков аналогичен основной морене, но характеризуется пониженной плотностью и бесструктурностью.

В начальную фазу инъецирования валунный суглинок заполняет и выравнивает синклинальную складку песков, образованную на третьем этапе. По мере углубления инъекции объемы валунного суглинка, введенного в зону смещения, растут. Размеры внедрившегося пласта достигают десятков метров. Структуры этапов 2 и 3 уничтожаются (рис. 38Г).

Этап 5. Отрыв языка валунного суглинка от основной морены и в отдельных случаях начало повторного втягивания в зону смещения отложений верхней части ледникового ложа (рис. 38Д). Отрыв моренного языка от основной морены наблюдается в большей части зон смещения. Но при этом основание языка всегда располагается в непосредственной близости от подошвы морены.

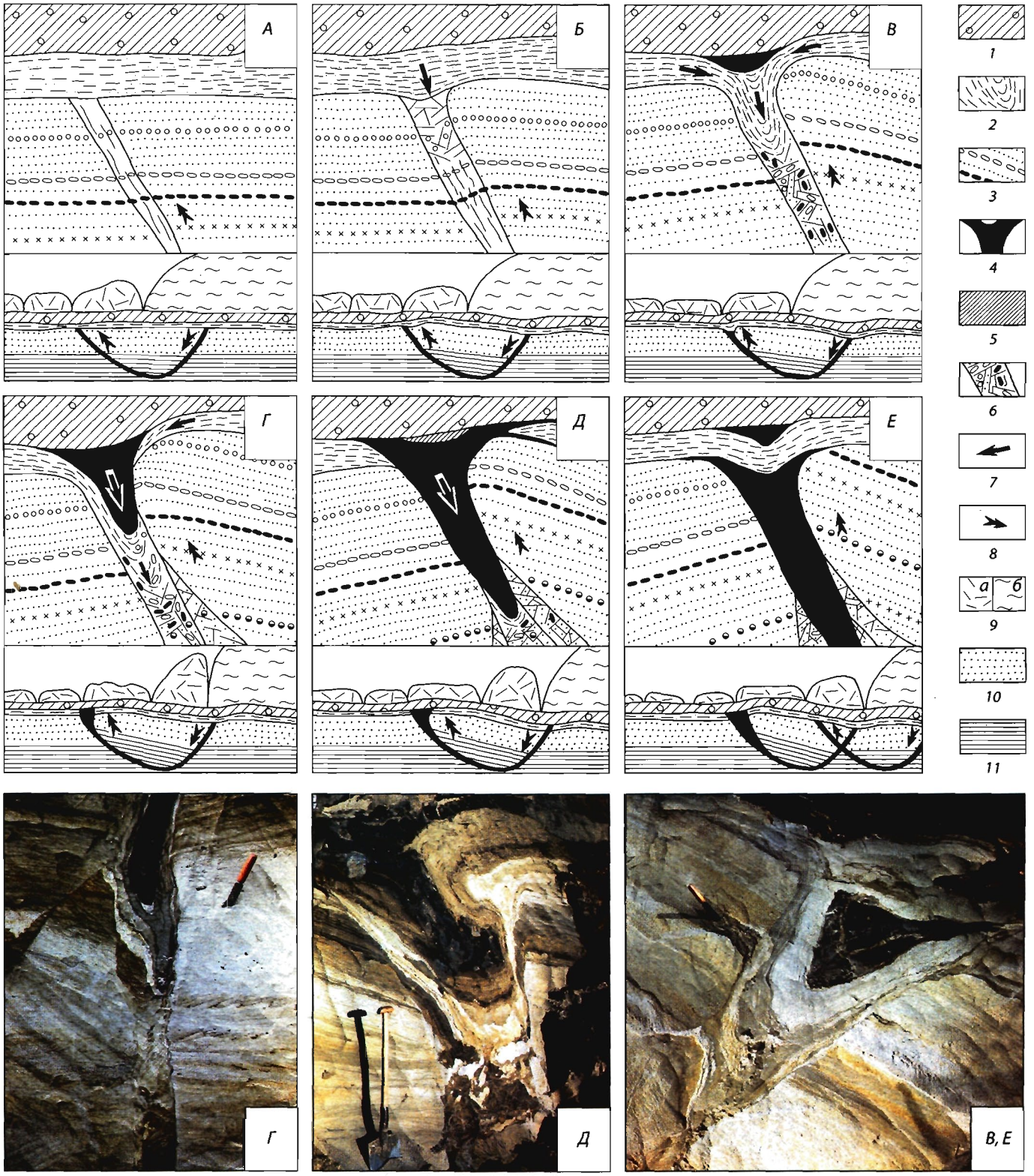


Рис. 38. Этапы развития верхней части зон смещения (принципиальные схемы и фотографии)

1 — моренсодержащий лёд поля мёртвого льда; 2 — верхние (талые) слои пород ледникового ложа и характер их слоистости; 3 — мёрзлые породы ледникового ложа и положение маркирующих слоёв; 4 — моренный язык; 5 — породы ледникового ложа, вовлечённые в зону смещения на этапе 5; 6 — трещины зоны смещения и заполняющие их куски пород ледникового ложа; 7 — направление движения (перетекания) пород и мореносодержащего льда; 8 — направление движения блока-чешуи; 9 — мёртвый (а) и пассивный (б) лёд; 10 — пески; 11 — глины

Этап 6. Вторичное внедрение языка валунного суглинка в зону смещения (рис. 38Е) фиксируется хорошо очерченным выступом подошвы основной морены клиновидной или округлой формы, направленным в сторону основания оторвавшегося первого моренного языка (рис. 38Е). Вторичное внедрение валунного суглинка наблюдается редко и не приводит к образованию крупных моренных языков.

Не подтверждается мнение некоторых исследователей (Эпштейн, 1990; Астахов и др., 2000) об активной роли моренных языков, рассекающих песчаную толщу разреза «Вастьянский Конь-1». Напротив, их роль совершенно противоположна. Это абсолютно пассивные геологические тела, которые сами не создавали ничего, но были созданы вследствие физических явлений, возникавших при надвигании блоков-чешуй в подледных условиях. Ряд характерных особенностей развития и самой структуры зон смещения свидетельствует о ***пассивной роли языков валунного суглинка в процессе их внедрения.*** Основные из них следующие.

1. Последовательность заполнения верхней части зоны смещения. Образование глыб мерзлых пород (этап 2) предполагает существование пустоты перед языком внедряющегося мореносодержащего льда, что маловероятно в случае активного внедрения. 2. Незначительные размеры многих языков валунных суглинков по сравнению с масштабами разрывных нарушений в зоне смещения и с величиной горизонтальных и вертикальных смещений соседних блоков-чешуй. 3. Отрыв моренного языка от основной морены, который не мог бы произойти, если бы активным началом в процессе инъецирования было динамическое давление ледника на подстилающие породы. 4. Отсутствие деформаций пород в стенках зон смещения. При наличии активного начала со стороны моренных языков их проникновение в подстилающие породы привело бы к раздвиганию стенок трещин, что даже в мерзлых породах неизбежно сопровождалось бы появлением в слоях деформаций, поперечных направлению внедрения. 5. Обратные соотношения между направлением внедрения языков валунного суглинка и движением ледника в данном регионе. Падение моренных языков во всех без исключения случаях направлено вниз и навстречу движению ледника в фазу его активного состояния, что не согласуется с вектором ориентированного давления, создаваемым движущимся ледником. 6. Наличие многочисленных натечных форм, множества оплывин на поверхности моренных языков (рис. 39). Направление, форма натечных образований показывает, что на их формирование влияла сила тяжести — сверху вниз они явно утолщаются.

Рис. 39. Натечные формы (оплывины) на отпрепарированной поверхности моренного языка



Очевидно, что валунный суглинок моренных языков обладал пластичностью, граничащей с текучестью, находясь еще в составе мореносодержащего льда в приподошвенном слое последнего. Представляется наиболее вероятным, что инъецирование мореносодержащего льда шло в раскрывавшиеся полости зон смещения при «глубоком сдвиге» блоков-чешуй. ***Статическое, вертикально направленное*** давление мертвого льда, составлявшее не менее 30–40 атмосфер, легко загоняло в возникавшие под ним пустоты сначала талые слои верхней части ледникового ложа (этап 3) и лишь затем запрессовывались моренные слои. Не исключено, что быстрое раскрытие трещин зоны смещения сопровождалось образованием в них области пониженного давления. В субгляциальной обстановке появлялось некое разрежение, подобие вакуума. Возникавший при этом эффект всасывания, в сочетании со статическим давлением вышележащего льда, интенсифицировал заполнение пустот полуразжиженными слоями верхней части ледникового ложа и грязеподобным моренным материалом основания ледника (талым мореносодержащим слоем), а также провоцировал отрыв моренных языков от основной морены.

Условия и механизм формирования напорных морен, подобных вскрываемой в разрезе «Вастьянский Конь-1», представляются в следующем виде.

В процессе деградации Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового щита периодически происходило отчленение обширных участков его краевой зоны от области питания. Рубежи отчленения обычно контролировались зонами тектонических разломов литосферы (Лавров, 1976). С дистальной стороны рубежей отчленения ледяной покров быстро терял свою мощность, в то время как располагавшийся с проксимальной стороны край ледника не утрачивал связи с областью питания и, переходя в пассивное состояние, сохранял относительно большую мощность. Различие в мощности приводило к появлению перепада давления на ложе вдоль стыка мертвого и пассивного льда. Вследствие неравномерной компрессии в породах ледникового ложа развивался процесс «глубокого сдвига», приуроченный к зоне перепада давления, то есть к линии контакта пассивного и мертвого льда. Механическим выражением этого процесса было выдавливание из-под края пассивного льда блоков-чешуй пород ледникового ложа.

Фронт пассивного льда постепенно разрушался путем проседания и отседания сегментов льда, располагавшихся непосредственно над выдавливаемыми блоками-чешуями пород ложа. Отчленившиеся сегменты переходили в состояние мертвого льда, теряли мощность, и это создавало условия для выдавливания очередного блока-чешуи (рис. 37). Фронт пассивного льда отступал, оставлял за собой полосу маргинальных сдвиговых блоков-чешуй. Очертания полосы в плане очень точно и выразительно фиксируют положение края ледниковых языков и микроязыков (рис. 33).

Воздымание дистального края блоков-чешуй, передаваясь на пласт перекрывающего их мертвого мореносодержащего льда, нередко изгибало его в виде антиклинального свода различной амплитуды. После полного стаивания льда этот свод принимал вид пологого вала различной высоты.

Образование грядок и холмиков на поверхности вала, по-видимому, объясняется тем, что толща мертвого льда не могла или не успевала полностью воспринять давление выпирающих снизу блоков-чешуй путем образования пластических деформаций. Ледниковый пласт дробился серией трещин, простирание которых совпадало с простиранием блоков-чешуй, то есть было параллельно краю пассивного ледника. Вытаивающая и концентрирующаяся в таких трещинах абляционная и основная морены и флювиогляциальные отложения, послужили материалом для образования небольших грядок, реже холмиков, — характерного линейно-грядового рельефа.

Следует отметить, однако, что образование вала не должно рассматриваться как неизбежное следствие процесса выдавливания маргинальных блоков-чешуй. Нередко дело ограничивалось формированием полосы маргинальных гряд, располагающихся на одной высоте.

Таким образом, напорная морена, вскрываемая обнажением «Вастьянский Конь-1», формировалась в процессе глубокого сдвига многочисленных блоков пород ледникового ложа, происходившего в подледных, субгляциальных условиях. Исходя из этого, маргинальные валы с характерным линейно-грядовым рельефом поверхности, а также полосы линейно-грядового рельефа, не образующие заметного вала, следует рассматривать, как **«субгляциальные компрессионные морены»**. Этот термин, весьма точно отражающий условия и причины образования данного типа напорных морен, отличается, к сожалению, некоторой тяжеловесностью. Приемлемым эквивалентом может служить термин **«морена подледного выдавливания»**.

В процессе общего анализа геологического строения неоплейстоценовых отложений выявились многочисленные факты, свидетельствующие о том, что образование валов и полос параллельно-грядового рельефа субгляциальных компрессионных морен происходило только в тех случаях, когда в разрезе пород ледникового ложа присутствовали толщи глинистых отложений, слабо резистентные по отношению к вертикальному давлению. Обычно такими неустойчивыми в условиях высоких градиентов компрессионных нагрузок оказывались морские, существенно глинистые отложения последней для данного региона трансгрессии микулинского межледниковья (IV цикл осадконакопления, изотопно-кислородная зона 5e). Таким образом, картирование областей развития субгляциальных компрессионных морен может в значительной степени уточнить представления о границах распространения позднеоплейстоценового моря, естественно с учетом вполне вероятного существования разрезов морских отложений преимущественно песчаного состава.



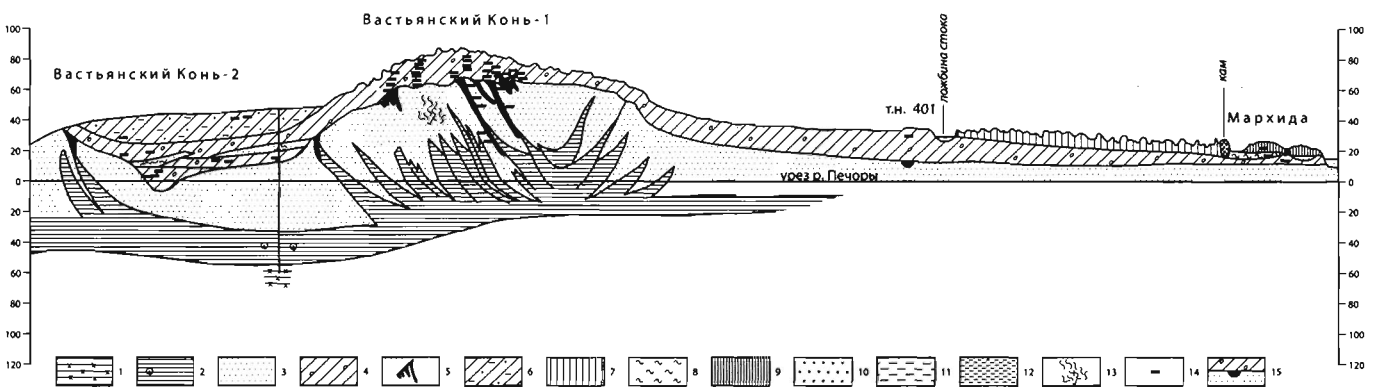


Рис. 40. Корреляция разрезов «Вастьянский Конь-1», «Вастьянский Конь-2» и «Мархида»

Условные обозначения: 1 — доплейстоценовые отложения, 2 — морские отложения, 3 — аллювиальные (дельтовые) отложения, 4 — основная морена, 5 — языкообразные внедрения жидкой (талой) основной морены в мерзлые аллювиальные пески при образовании чешуйчато-надвиговой структуры вала субгляциальной компрессионной морены, 6 — отложения сёрджа «Вастьянский Конь-2» (глинистая мореноподобная толща), 7 — отложения сёрджа «Мархида», 8 — чешуйчатая морена первого импульса сёрджа «Мархида», 9 — массивная глнистая морена второго импульса сёрджа «Мархида», 10 — кам, 11 — озерные отложения, 12 — ложбина стока, 13 — дислокации, 14 — места отбора валунных проб, 15 — плоско-выпуклые валуны на контакте основной морены и аллювиальных (дельтовых) отложений

Возможным примером может служить юг Сульской части депрессии Печорской ледниковой лопасти, где под мореной последнего оледенения широко развиты отложения микулинского моря (Рудовиц, 1947; Лаврова, 1949), отнесенные Б.И. Гуслицером (Решение ..., 1986) к сулинскому горизонту. Но для этой, прибрежной области морского бассейна характерны песчаные отложения, и субгляциальные компрессионнын морены отсутствуют. Глинистые разности морских отложений зафиксированы нами в ряде разрезов севернее, «мористее» — как раз там, где проходит пояс субгляциальных компрессионных морен, образующих фронт Малоземельской ледниковой лопасти.

9.1.2.2.2. Разрез «Вастьянский Конь-2»

Строение берегового обрыва ниже по течению р. Печоры от разреза «Вастьянский Конь-1», скрытое под многочисленными осыпями, осовами, грязевыми оплывинами, является труднодоступным для изучения. Однако, планомерное, многолетнее исследование этого участка правого берега Печоры и сопоставление получаемых сведений с изменением рельефа местности за бровкой берегового уступа принесло настолько интересные результаты, что появилось основание для выделения самостоятельного геологического разреза, названного нами «Вастьянский Конь-2».

Соотношение классического и вновь изученного разрезов показано на рис. 34,40. В пространственном отношении новый разрез как бы продолжает классическое обнажение, вскрывающее чешуйчато-надвиговую структуру субгляциальной компрессионной морены, но по существу — это два совершенно различных разреза, характеризующие столь же различные элементы рельефа. На аэрофотоснимке (рис. 34, 40) отчетливо видно, что линейно-грядовый микрорельеф моренного вала, вскрываемого разрезом «Вастьянский Конь-1», резко, по совершенно прямой, местами слегка изломанной границе исчезает, как и сам моренный вал, сменяясь субгоризонтальной сильно заболоченной поверхностью, среди которой возвышаются лишь отдельные плоские холмы. Граница между моренным валом и плоской поверхностью морфологически выражена узкой ложбиной с неровным плоским днищем, в понижениях которого сохранились небольшие озера — видимо реликты потока талых ледниковых вод. Ложбина висячая, открывается к урезу Печоры. Ее борта не равны по высоте и морфологии, так как к ней приурочено резкое ступенеобразное снижение высоты берегового уступа на 15–20 м. Этим определяется значительно меньшая, но более равномерная высота разреза «Вастьянский Конь-2», равная 40 м. Верхняя часть его представлена диамиктоном темно-серым, почти черным, сильно глинистым, обычно бесструктурным или мелкооскольчатым, сильно увлажненным. Глинистый состав и сравнительно низкая плотность, в сочетании с избыточной увлажненностью болотными водами, является причиной образования многочисленных узких оплывин и селеподобных потоков, нередко достигающих бичевника р. Печоры. Глинистый диамиктон залегает спокойно, субгоризонтально, не образуя антиклинальной дуги, как морена напорного вала. Именно им сформирована плоская заболоченная поверхность, отделенная от моренного вала ложбиной стока. Мощность глинистого диамиктона достигает 15–20 м. По составу обломочного материала диамиктон верхней части разреза «Вастьянский Конь-2» близок, как и морена классического разреза, к петрографическому типу «А1», то есть к морене последнего оледенения.

Непосредственно ниже залегает морена, представленная диамиктонами абсолютно идентичными основной морене разреза «Вастьянский Конь-1». Этот вывод подтвержден изучением текстур морены в многочисленных небольших обнажениях, петрографическими исследованиями и обнаружением в ней многочисленных отторженцев четвертичных песков, по внешнему облику неотличимых или сходных с аллювиальными песками, подстилающими основную морену и уходящими под урез р. Печоры. Полная мощность этой толщи песков, пройденная скважиной, заданной на плоской поверхности (рис. 40), превышает 40 м, что сопоставимо с мощностью песчаной аллювиальной толщи, залегающей в ядре вала субгляциальной компрессионной морены в разрезе «Вастьянский Конь-1». Эта же скважина под песчаной толщей вскрыла черные глины с фауной морских моллюсков (рис. 40).

Таким образом, в разрезе «Вастьянский Конь-2» повторяется полностью разрез «Вастьянский Конь-1», но с двумя существенными различиями, носящими принципиальный характер. Первое отличие заключается в ненарушенном залегании всех горизонтов отложений, которые в классическом разрезе «Вастьянский Конь-1» либо надвинуты друг на друга в виде блоков-чешуй, либо (основная морена) изогнуты в форме громадной антиклинальной складки с амплитудой порядка 30–40 м. Основная часть разреза «Вастьянский Конь-2» характеризует нормальную стратиграфическую последовательность: морские глины — аллювиальные (дельтовые) пески — основная морена последнего оледенения. В отличие от классического разреза, в основной части обнажения «Вастьянский Конь-2» залегание толщи не нарушено статическим давлением (компрессией) края пассивного ледника, но имеется дополнительная компонента — глинистый диамиктон верхней части разреза.

Второе отличие заключается в присутствии в верхней части разреза «Вастьянский Конь-2» дополнительной толщи — глинистых диамиктонов, имеющих своеобразную текстуру, плотность, гранулометрический состав, но все же, несомненно, обязанных своим происхождением ледниковой транспортировке вещества. Об этом свидетельствует хотя бы ориентировка содержащегося в диамиктонах крупнообломочного материала.

Следует добавить для полноты картины и для того, чтобы сделать из всего изложенного правильный вывод, что в нижней по течению р. Печоры части разреза «Вастьянский Конь-2» основная морена круто поднимается все выше и выше над урезом реки, так же как и подстилающая ее песчаная толща. При этом в пески снизу внедряются характерные, специфические острия чешуй черных морских глин. Одно из остриев глин рассекает толщу песков полностью и встречается с языком моренного суглинка, отходящего вниз от подошвы основной морены. Другими словами: окончание разреза «Вастьянский Конь-2» аналогично по структуре основному классическому разрезу и отличается от него только несколько меньшей высотой (рис. 40). Мы полагаем, эта аналогия объясняется тем, что окончание разреза «Вастьянский Конь-2» вскрывает, как и нижнее по течению окончание разреза «Вастьянский Конь-1», дис-

тальную часть вала субгляциальной компрессионной морены, верхняя часть которой уничтожена сёрджем.

Судя по морфологии рельефа — резкой смене моренного вала на плоскую поверхность, здесь развился крупный сёрдж — быстрая подвижка относительно небольшого участка ледникового края. В результате моренный вал был прорван, а на его месте отложена толща глинистого диамиктона — локальная морена, оставленная сёрджем. Более детально этот вывод обосновывается результатами анализа специфики рельефа и строения правобережных обнажений р. Печоры непосредственно к югу, где расположен разрез «Мархида», не менее известный, чем «Вастьянский Конь-1» (рис. 40) и поэтому рассматриваемый детально в специальном разделе («Сёрджи»).

9.1.2.3. Сёрджи

Сёрджи — термин, в буквальном переводе на русский означающий «большая волна», но понимаемый, как «ускоренная подвижка ледника» (Гляциологический словарь ..., 1984), внедрен в отечественную литературу сравнительно недавно и употребляется пока что не часто. Объектом, давшим повод применить этот термин к образованиям последнего неоплейстоценового ледника на северо-востоке Русской равнины, послужило обнаруженное авторами еще в 1971 г. и изучавшееся затем на протяжении ряда лет обнажение правобережного обрыва в нижнем течении р. Печоры, названное нами «Мархида».

Разрез «Мархида» протяженностью около двух километров при высоте до 30 м вскрывает несколько горизонтов четвертичных отложений: аллювиальных, озерных и болотных, перекрытых и разделенных тремя горизонтами валунных суглинков — морен.

Верхняя морена образует обширное поле контрастных моренных холмов, перемежающихся с камами.

Радиоуглеродный возраст древесины и торфа из озерных и болотных отложений, перекрытых двумя верхними моренами, оказался неожиданно очень небольшим (9520±140 л.н., МГУ-ИОАН-275 и 9990 ±110 л.н. МГУ-276), что вызвало сначала некоторое недоверие к лабораторным технологиям, но затем, после контрольного анализа в одной из зарубежных лабораторий, вынудило специалистов самого различного профиля выдвигать самые различные гипотезы. Господствовали в основном, как обычно, мнения об омоложении образцов и о неледниковом генезисе валунных суглинков, залегающих на датированных отложениях.

Обе гипотезы были нами приняты во внимание и отвергнуты.

В 1974 г. была опубликована большая статья (Гросвальд, Лавров, Потапенко, 1974), где впервые М.Г. Гросвальдом, был использован термин «Сёрдж» в понимании исследователей Североамериканского континента (Гросвальд, 1974). В той же работе ни А.С. Лавров, ни Л.М. Потапенко не согласились с трактовкой М.Г. Гросвальда, считая, что движение ледника, запечатленное в разрезе «Мархида», было лишь небольшой местной подвижкой ледникового края, а отложенная им морена — локальной. Такой вывод базировался не на умозрительных рассуждениях и проведении аналогий с отдаленными регионами, а на тщательном изучении геолого-геоморфологических условий района и строения разреза «Мархида».

Результаты этих исследований со стопроцентной статистической достоверностью показывали, что рельеф, аналогичный рельефу, вскрываемому разрезом «Мархида», всегда, без единого исключения прилегал к дистальному, внешнему краю валов субгляциальных компрессионных морен, точнее к тому месту, где эти валы пересекались под прямым углом широкими понижениями, проходами. Борта проходов, «брам» по Э.А. Левкову (1980), выражены в рельефе прямолинейно обрубленными концами валов субгляциальных компрессионных морен. К внешнему окончанию этих проходов и были приурочены поля контрастного холмистого моренного рельефа, нередко ясно очерчивавших округлый фронт небольших, ныне исчезнувших, ледниковых языков. В Малоземельской тундре в маргинальном поясе Малоземельской ледниковой лопасти нами даже был обнаружен морфологический отпечаток одного из таких языков, который остановился, не успев прорвать вал субгляциальной компрессионной морены (рис. 41).

Тщательное изучение строения разреза «Мархида» установило, что на аллювиальных песках, предположительно средневалдайского возраста, залегают три горизонта валунных суглинков с гляциодинамическими текстурами, указывающими на их ледниковый генезис. Под средней мореной залегает линза озерных и болотных отложений, а сама средняя морена классическая, чещуйчатая, включает множество отторженцев этих озерно-болотных отложений, содержащих остатки древесной растительности и торфа. Многократный повторный отбор образцов на радиоуглеродный анализ, проведенный в различные годы, различными специалистами, в том числе лично Х.А. Арслановым (из средней морены и перекрываемых ею отложений было отобрано еще 9 образцов) показал прекрасную сходимость результатов анализа, указавших на раннеголоценовый возраст средней, чешуйчатой морены разреза «Мархида».

Тем не менее, представить себе ледник, активно ведущий себя в голоцене, хотя бы и в самом его начале, оказалось для многих исследователей чрезвычайно трудной задачей. Несмотря на несколько наших кратких публикаций (Арсланов, Лавров и др., 1980, 1987 и др.), недоверие или, точнее, непонимание сути явления оставалось вполне ощутимым. Оно выразилось в том, что уже в самом начале работ по проекту «PECHORA», в 1993 г., группа компетентных исследователей произвела обследование разреза «Мархида», результаты которого вскоре были опубликованы (Tveranger et al., 1995). Эта работа подробно проанализирована нами ниже в разделе, посвященном детальному описанию разреза «Мархида». Здесь же отметим, что в ней утверждается оп-

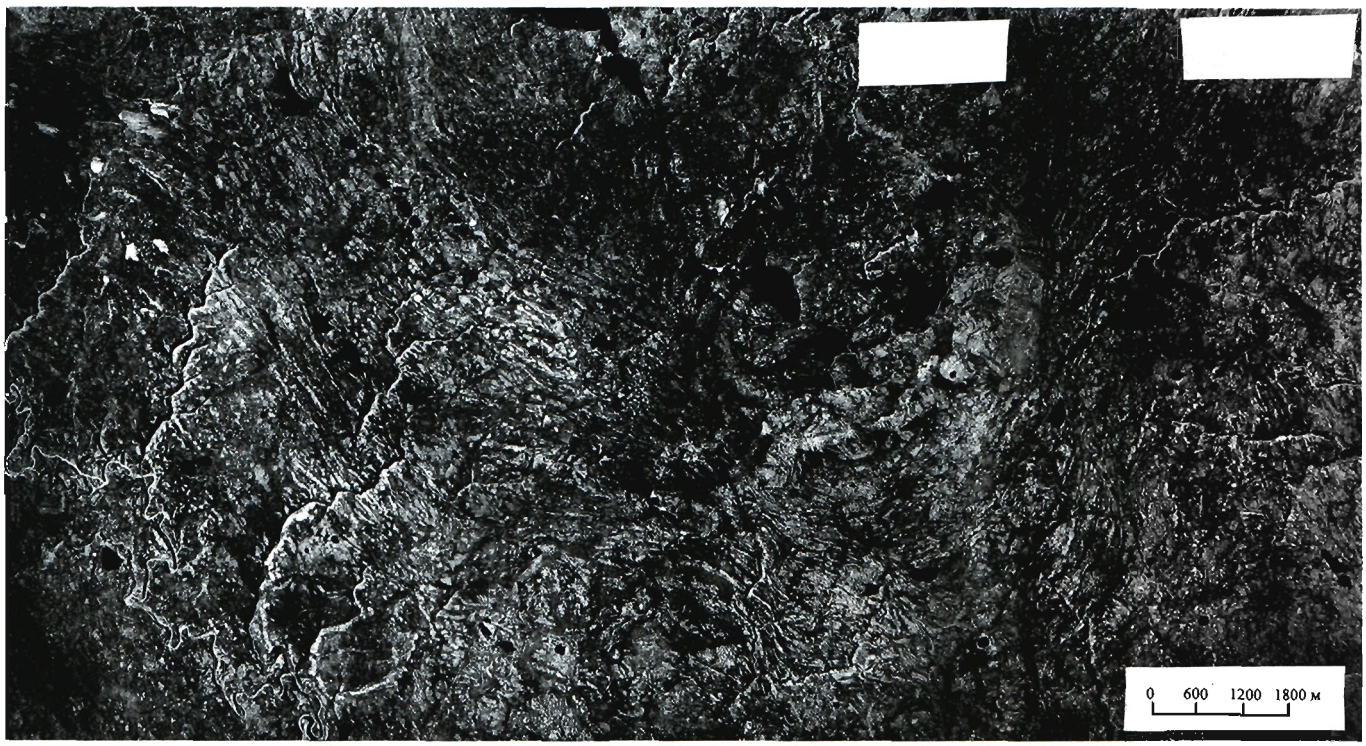


Рис. 41. Аэрофотоизображение вала субгляциальной компрессионной морены третьего этапа дегляциации, частично уничтоженного небольшим сёрджем (хр. Нульхой, Малоземельская тундра)

лывное, оползневое, натечное и т.п. происхождение моренных горизонтов, содержавших датированные органические остатки, и напрочь отвергается их ледниковый генезис.

Заканчивая вступление и переходя к детальному рассмотрению отложений, оставленных сёрджем «Мархида» и вскрытых одноименным разрезом, укажем, что феномен сёрджей на севере Русской равнины весьма распространен, и конкретные примеры рассматриваются при описании краевых ледниковых образований Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледника. Но разрез «Мархида» остается уникальным как по степени его информативности, так и в палеогляциологическом отношении, а потому заслуживает особого внимания.

9.1.2.3.1. Разрез «Мархида»

Разрез «Мархида» характеризует отложения сравнительно небольшого сёрджа, прорвавшего вал субгляциальной компрессионной морены, вскрытый разрезом «Вастьянский Конь-I» в 18–20 км севернее, ниже по течению р. Печоры.

Геоморфологическая позиция разреза «Мархида». Ледово-грунтовые массы сёрджа «Мархида» после вытаивания ледяной компоненты образовали обширное поле контрастного мелкохолмистого моренного рельефа с множеством изолированных или сообщающихся западин, в настоящее время либо заболоченных, либо занятых небольшими озерками. Относительные высоты холмов редко превышают 20–25 м, абсолютные колеблются в пределах 40–60 м, в целом снижаясь к югу до 25 м и повышаясь к северу, к «браме», то есть к месту прорыва моренного вала, где они достигают 80–100 м. Контрастно-холмистый рельеф сёрджа «Мархида» занимает строго закономерное положение относительно остатков вала субгляциальной компрессионной морены, прорванного и почти полностью уничтоженного в месте прорыва. Границы прорыва точно обозначают ширину сёрджа.

Отсутствие четких закономерностей в морфологии рельефа, оставленного сёрджем «Мархида», исключая отчетливо выраженную цепь холмистых массивов, располагающихся в месте прорыва сёрджем вала морены «Вастьянский Конь» (рис. 40,42), указывают на однородность динамической структуры ледово-грунтового потока сёрджа. Как показывает приводимое ниже описание строения разреза «Мархида», существовало, по крайней мере, два импульса активизации сёрджа.

На аэрофотоснимках (рис. 40) прекрасно выражен западный (правый) фланг сёрджа «Мархида». Он строго прямолинеен, ориентирован почти точно с севера на юг и составляет единое целое с юго-восточным резким и прямолинейным ограничением места прорыва (брамы) вала субгляциальной компрессионной морены, вскрытого разрезом «Вастьянский Конь-1». Севернее проксимального склона прорванного моренного вала западный фланг сёрджа «Мархида» не прослеживается, а контрастный мелкохолмистый рельеф мархидского сёрджа сменяется плоским рельефом депрессии. От западного фланга контрастно-хол-

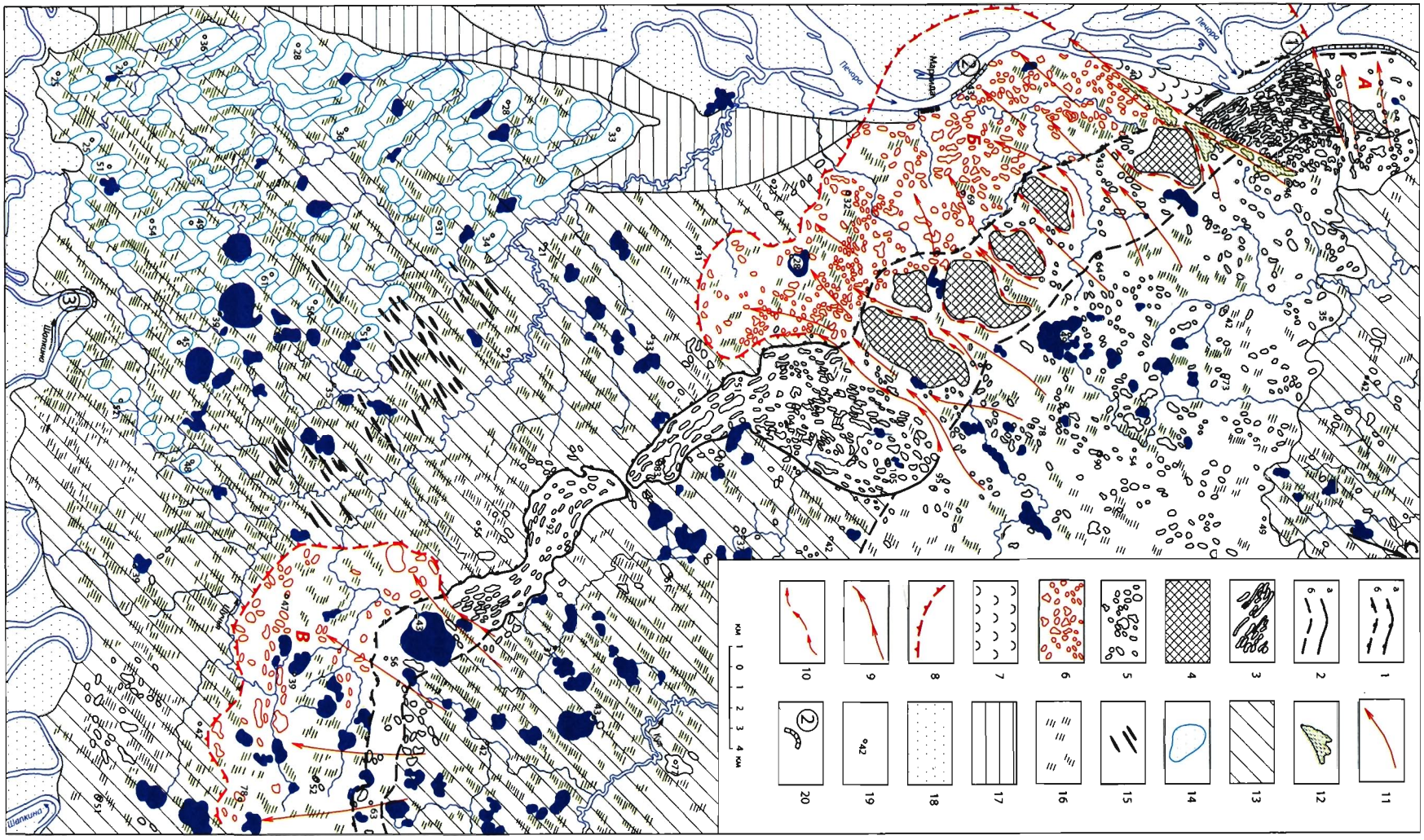


Рис. 42. Схема прорыва моренного вала «Вастьянский Конь» сёрджами «Вастьянский Конь-2» (А), «Мархида» (Б), «Терпей»(В)

Условные обозначения: *Субгляциальная компрессионная морена «Вастьянский Конь»:* 1 — дистальный край вала морены: а — сохранившийся до настоящего времени, б — уничтоженный сёрджами; 2 — проксимальный край вала морены: а — сохранившийся до настоящего времени, б — уничтоженный сёрджами; 3 — параллельно-грядовый микрорельеф вала морены «Вастьянский Конь»; 4 — холмистые массивы — реликты вала морены «Вастьянский Конь». *Рельеф периферии морены «Вастьянский Конь»:* 5 — мелкохолмистый моренный рельеф с заболоченными западинами; 6 — контрастный холмисто-моренный рельеф, 7 — пологохолмистый моренный рельеф. *Сёрджи: «Вастьянский Конь-2» (А), «Мархида» (Б), «Терпей» (В):* 8 — фронт сёрджа, 9 — фланги сёрджа, 10 — края локальных потоков в сёрдже; 11 — направление движения потоков сёрджевых масс; 12 — болота, маркирующие правый (северо-западный) фланг сёрджа «Мархида»; *Прочие формы рельефа:* 13 — ледниково-озерные террасы; 14 — наледниковые лимнокамы; 15 — трещинные наледниковые лимноозы; 16 — болота; 17 — терраса позднеледникового эстуария; 18 — аллювиальные голоценовые террасы Печоры и ее притоков. *Прочие обозначения:* 19 — абсолютные высоты, 20 — естественные обнажения: 1 — «Вастьянский Конь-1,2», 2 — «Мархида», 3 — «Шапкина-3»

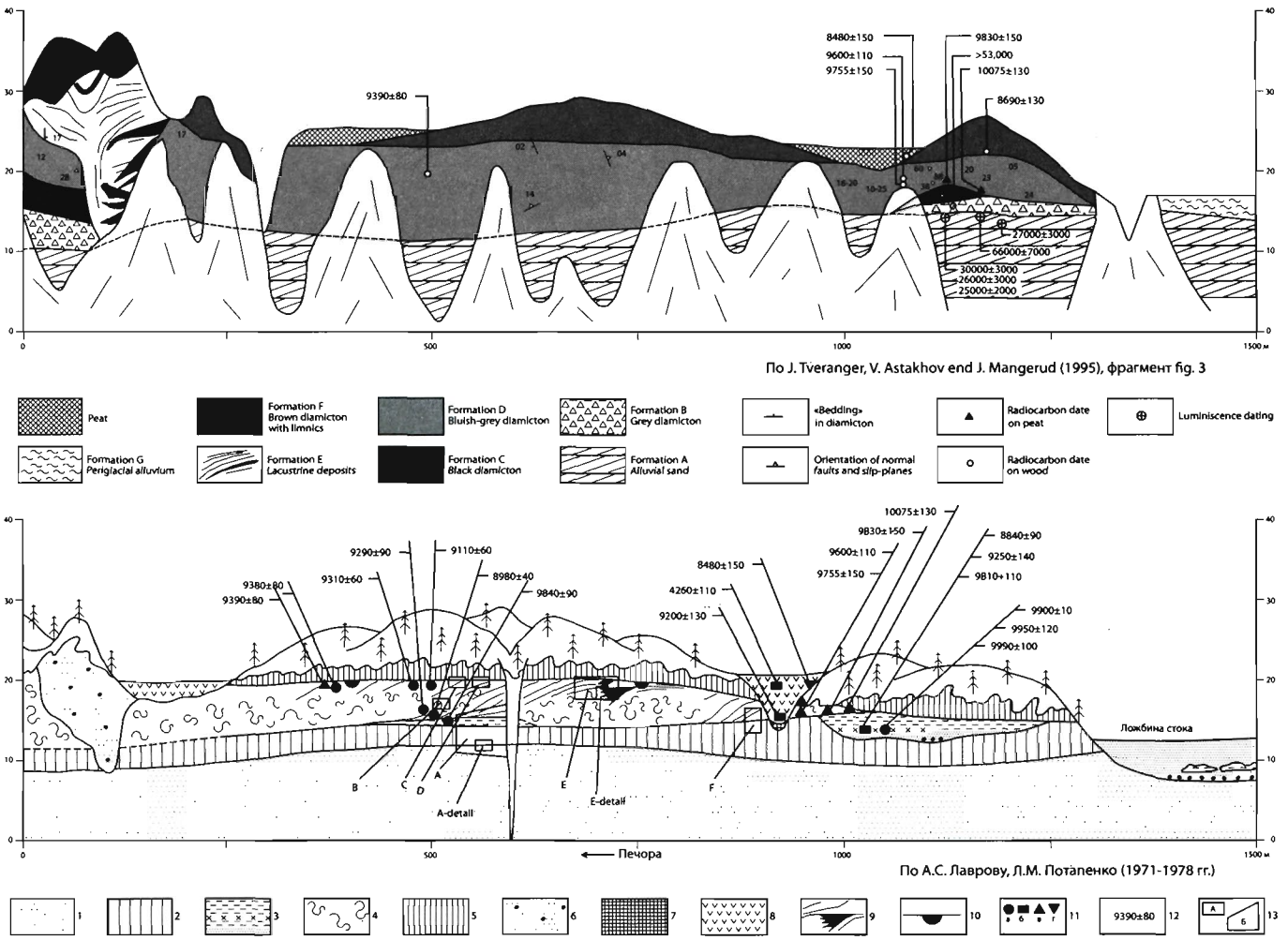


Рис. 43. Строение разреза «Мархида»

Условные обозначения: 1 — аллювиальная толща; 2 — основная морена поздневалдайского оледенения; 3 — озерные отложения; 4 — морена первого импульса сёрджа «Мархида» (чешуйчатая морена); 5 — морена второго импульса сёрджа «Мархида»; 6 — камовые отложения; 7 — озерно-болотные отложения; 8 — торф; 9 — чешуи и оторженцы в морене первого импульса сёрджа «Мархида»; 10 — плоско-выпуклые валуны; 11 — радиоуглеродные датировки (места отбора, материал, авторы): а — по древесным остаткам — авторы, б — по торфу — авторы, в — по древесным остаткам (J. Tveranger, V. Astakhov and J. Mangerud, 1995), г- по торфу (J. Tveranger, V. Astakhov and J. Mangerud, 1995); 12 — радиоуглеродные даты; 13 — фрагменты обнажения, фотографированные авторами, и номер фотографии

мистый рельеф сёрджа «Мархида» прослеживается к востоку на 25–30 км, где левый фланг сёрджа также маркируется торцом прорванного вала субгляциальной компрессионной морены «Вастьянский Конь» (рис. 42).

Южный край холмистого рельефа сёрджа «Мархида» весьма нечеткий и неровный. Он имеет вид поля все более мельчающих и разрежающихся холмиков и холмов, тонущих и теряющихся среди обширной плоской террасы с абсолютными высотами 25–40 м, среди террасы Окуневского интрагляциального эстуария и поверхности террасы третьего, самого низкого уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна. В связи с этим следует особо отметить отсутствие в этом районе каких-либо следов абразии холмистого рельефа сёрджа «Мархида», а также каких-либо фрагментов береговых линий (рис.80). Из этого достоверно установленного факта следует, что деградация, стаивание ледовой компоненты массы сёрджа «Мархида» произошло уже после спуска не только Нижнепечорского интрагляциального бассейна, но и Окуневского эстуария, то есть в субаэральных условиях.

Собственно разрез «Мархида» (рис. 43) — это участок правого берега долины реки Печоры, обнаженный на протяжении почти 2,0 км. Высота обрывов, лишенных растительности, колеблется от 15 до 20 м. Выше наблюдаются склоны холмов. Верхняя по течению р. Печоры часть обнажения характеризует террасовую поверхность, а нижняя — небольшой кам. Наибольший интерес представляет средняя, основная часть разреза. Ее строение в целом однотипно.

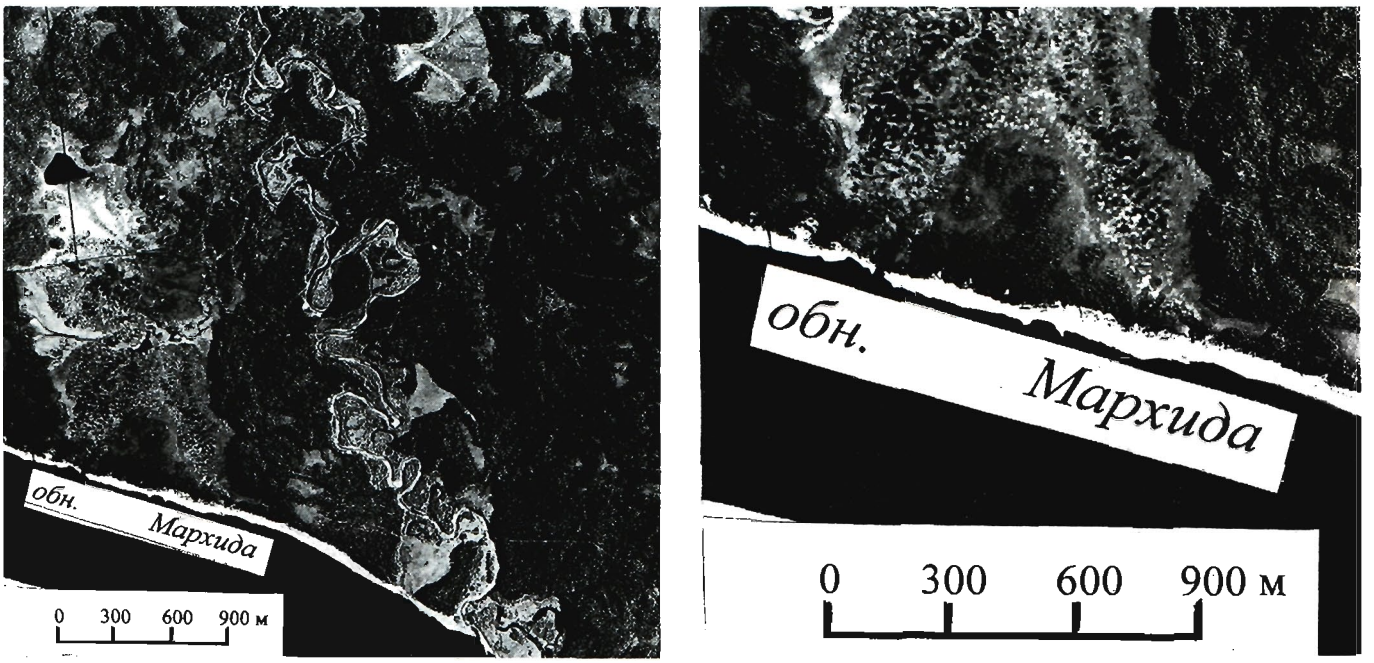


Рис. 44. Аэрофотоизображение холмисто-западинного рельефа окрестностей разреза Мархида. Справа — обнажение Мархида — деталь обзорного аэрофотоснимка

Нижняя часть разреза «Мархида» до высоты 7–10 м от уреза р. Печоры сложена рыхлыми, хорошо сортированными, легко осыпающими песками. Благодаря своей неустойчивости пески в периоды паводков энергично размываются. Происходит интенсивное обрушение верхних частей разреза «Мархида», образуются громадные оползни, осовы, осыпи. Интенсивность разрушения настолько велика, что в отдельные годы разрез «Мархида» бывает почти полностью закрыт оползнями и грязевыми потоками, что делает его практически недоступным для изучения. И наоборот, отмечались годы, в которые оползневые массы предыдущих лет удалялись паводком, и структура разреза «Мархида» отчетливо просматривалась на всем протяжении, а расчистки требовалось проводить только для детальных зарисовок и фотографирования.

Средняя скорость разрушения берегового уступа, по нашим наблюдениям, проводившимися ежегодно в период с 1971 по 1978 г. г., составляет 5–8 м в год. Таким образом, за время прошедшее с 1978 г. по август 1993 г., то есть за 15 лет, когда разрез был изучен группой Я. Мангеруда (Tveranger et al., 1995), бровка берегового уступа отступила вглубь берега на 75–120 м. Анализ аэрофотоснимка этого участка, сделанного в 1964 г. (рис. 44), за 7–10 лет до расчисток 1971–78 г. г. и за 29 лет до августа 1993 г., позволяет сделать вывод (учитывая интенсивность размыва берега), что при изучении разреза в полевые сезоны 1971-1978 г. г. были обнажены центральные, более высокие участки группы моренных холмов, которые к августу 1993 г. были уже уничтожены, размыты и разрезом характеризовалась более низкая, периферическая часть холмистого массива и склоны холмов.

Интенсивность разрушения берегового уступа, отразилась на существенных различиях даже общих планов разреза «Мархида», составленных на основании изучения его нами в полевые сезоны 1971-1978 г. г. (рис. 43) и по данным расчисток в августе 1993 г. (Tveranger et al., 1995, fig. 3). Вероятно этими ухудшившимися за 15–20 лет условиями изучения разреза «Мархида» следует объяснять неполноту материалов статьи, написанной по результатам работ августа 1993 г. (Tveranger et al., 1995), о чем будет сказано ниже.

Стратиграфия разреза «Мархида» (снизу вверх от уреза р. Печоры).

1. ***Аллювиальная толща*** — пески, иногда с редкой галькой (формация А, по Tveranger et al., 1995). Прослеживается в основании разреза на всем протяжении и отличается постоянством габитуса. Пески от тонко- до среднезернистых, светлой серой или желтоватой окраски, слоистые. Слоистость повсеместно четкая, изменяющаяся от строго горизонтальной до весьма круто наклонной, тонкая, выдержанная, если не срезается другими пачками наклонно-слоистых песков. Пески слабо пылеватые, чаще очень хорошо промытые и отсортированные, преимущественно кварцевые, зерна хорошо окатаны. Видимая мощность изменяется от 7–8 м до 12–13 м, что связано с изгибом подошвы залегающей на песках морены.

2. ***Основная морена поздневалдайского оледенения*** (формация В, серый диамиктон, по Tveranger et al., 1995) представлена грубыми, плотными суглинками, незаметно и незакономерно переходящими в супеси, что не изменяет ни цвета породы, ни ее текстуры. Последняя, в целом монолитная (рис. 45,46,47), но при выветривании проявляется



Рис. 45. Мархида — фото А. Контакт нижней морены со средневалдайским аллювием



Рис. 46. Мархида — фото А (деталь). Контакты нижней морены со средневалдайским аллювием и чешуйчатой мореной (выше ручки лопаты на 1м)

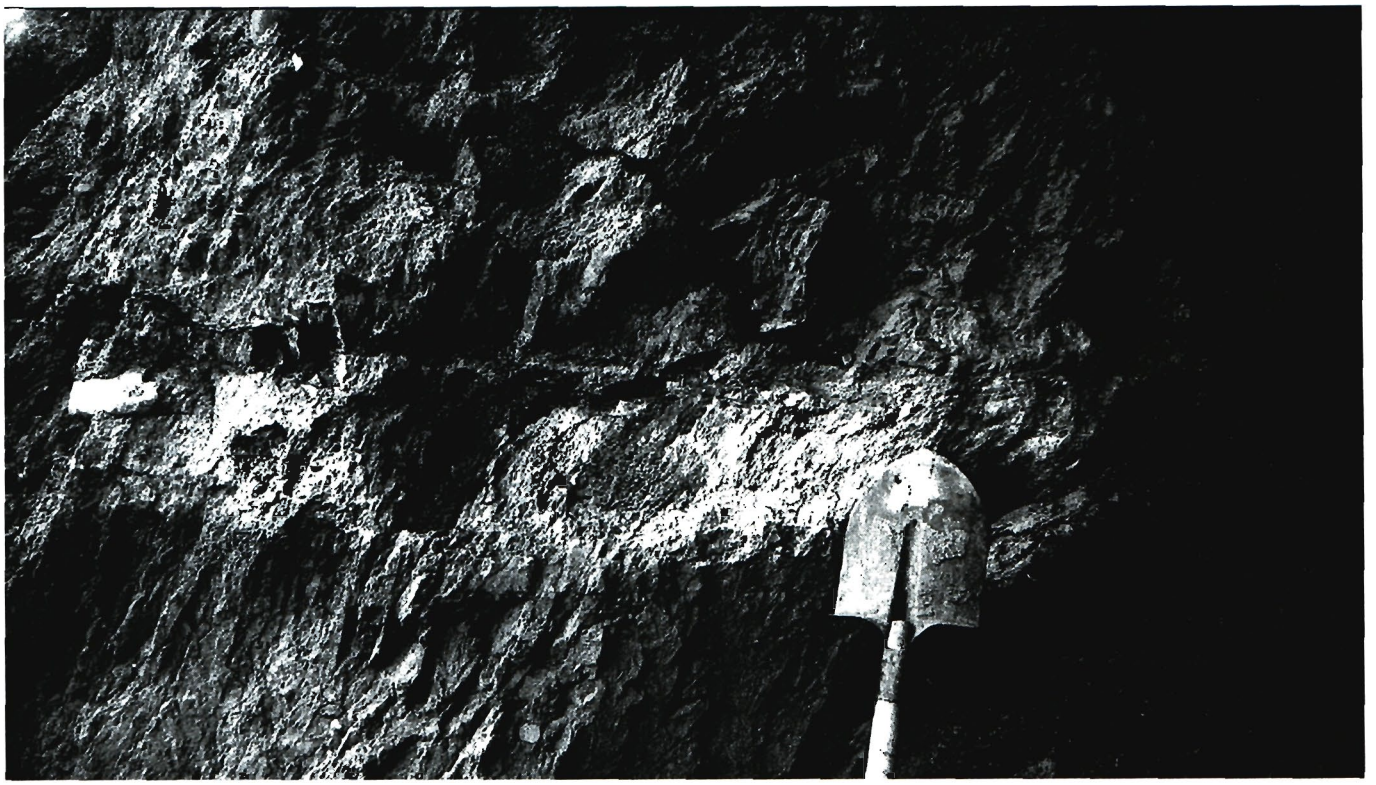


Рис. 47. Мархида — фото F (средняя и верхняя части)

Контакт основной морены и чешуйчатой морены первого импульса сёрджа «Мархида». Виден песчаный отторженец, срезанный контактом, а также линзы тёмных глин, растёртые по контакту и затянутые между чешуями наклонно вверх



Рис. 48. Мархида фото F (нижняя часть)

Плитчатая текстура основной морены

отчетливо выраженная плитчатость, пересеченная субвертикальными неправильными плоскостями (рис. 48). В породе содержится крупнообломочный материал — от дресвы и гравия до щебня и гальки. Окатанность обломков невысокая. Крупные валунчики и валуны встречаются редко. Общее содержание обломков размером от 1 до 5 см (1–50 см^3), по данным валунных проб, не превышает 0,16%. Ориентировка длинных осей обломков не обнаруживает ясных направлений. Нижний контакт основной морены четкий, резкий, срезающий серии косослоистых песков без признаков размыва, по экзарационному типу (фото А, рис. 46). Таким образом, рассматриваемые отложения — это классическая основная морена.

По простиранию высота контакта с аллювиальными песками не остается постоянной. Наиболее низко (до 7 м над урезом р. Печоры) подошва основной морены опускается в верхней по течению части разреза «Мархида». В центральной части она занимает наивысшее (до 15 м над урезом) положение, а затем вновь полого снижается до 9 м, образуя, таким образом, пологий свод.

Поверхность основной морены неоднородна. Под камовым холмом кровля морены явно размыта при отложении песчано-галечниковых слоев нижней части кама. В верхней по течению р. Печоры части обнажения в кровле основной морены отмечено пологое понижение, заполненное толщей озерных осадков. Фрагменты озерных отложений сохранились и в центральной части обнажения, где также залегают на слегка размытой поверхности основной морены.

Обычно же вдоль поверхности основной морены (в местах расчисток) прослеживается тонкий (2–5 см) слой черной глины. Поверх него на основную морену ложится средний пласт глинистой толщи обнажения «Мархида» (чешуйчатая морена), имеющий чрезвычайно сложное строение, благодаря серии разнообразных текстур, неоднородностей литологии, включений и т. д. В целом верхний контакт основой морены отличается от нижнего своим субгоризонтальным положением — примерно 15–17 м над урезом р. Печоры. Поэтому в средней части обнажения, где подошва основной морены наиболее (на 15 м) приподнята над урезом р. Печоры, мощность ее составляет всего 4–5 м, на отдельных участках (рис. 47) снижаясь до 2 м.

В августе 1993 г. в разрезе «Мархида» основная морена (basal till) была зафиксирована только в самой верхней и самой нижней по течению частях обнажения. В основной, центральной части разреза она не показана. Там ее место занимает средняя часть глинистой толщи, формация D, голубовато-серый диамиктон (Tveranger et al., 1995; рис. 47). Мы считаем его чешуйчатой мореной, образованной первым импульсом сёрджа «Мархида». Она будет рассмотрена в соответствии со стратиграфической последовательностью.

3. ***Озерные отложения.*** Относительно небольшая по мощности и простиранию толща озерных отложений выполняет неглубокую плоскую депрессию в поверхности основной морены в верхней по течению части обнажения. Здесь она вскрыта расчистками, проведенными нами в 1972 и 1978 г. г. Расчистки располагались на некотором (30–50 м) расстоянии друг от друга, что позволило проследить определенные закономерности строения озерной толщи.

Радиоуглеродное датирование древесных остатков и торфа, перекрытых озерными отложениями, производилось неоднократно в течение семи лет. Последовательно были получены даты по древесине: 9900±110 л.н. (МГУ-276), 9990±100 л.н. (ЛУ-391), 9950±120 л.н. (ЛУ-1061), и по торфу: 9520±140 л.н. (МГУ-ИОАН-275), 8840±90 л.н. (ЛУ-392), 9810±110 л.н. (ЛУ-1067). Разброс дат по торфу составляет около 1000 лет, что, возможно, отражает продолжительность существования болота. Что же касается древесных остатков, то в этом случае разброс датировок необыкновенно узок (всего 90 лет). Учитывая это, можно сделать некоторые предположения: 1. Древесные остатки принадлежат деревьям, произраставшим практически синхронно и в течение короткого промежутка времени. 2. Захоронение древесины происходило прижизненно (вертикальное положение стволиков с корнями в подстилающем торфяно-почвенном слое, проникновение стволиков в покрывающие их озерные отложения). 3. Озерная толща находится в первичном залегании.

При изучении разреза в августе 1993 г. озерные отложения не были обнаружены или уже были уничтожены боковой эрозией р. Печоры. На их месте, или в непосредственной близости были зафиксированы толщи черного и голубовато-серого диамиктона формаций C и D (Tveranger et al., 1995), содержащих включения растительной органики. Возраст ее в диамиктонах формации D по ^{14}C был определен в интервале от 10075±130 до 9600±100 л.н. (10075±130 л.н., 9830±150 л.н., 9755±150 л.н. и 9600±110 л.н.). В нашей интерпретации диамиктоны формации D — это ни что иное, как чешуйчатая морена первого импульса сёрджа «Мархида» и факты, говорящие об этом, приводятся ниже. Здесь отметим, что озерные отложения были, возможно и в значительной степени, уничтожены первым импульсом сёрджа «Мархида», отложившим классическую чешуйчатую морену (голубовато-серый диамиктон формации D, по Tveranger et al., 1995). Но в отдельных местах они все-таки сохранились и вполне могут быть обнаружены в других частях обнажения «Мархида» при более детальном изучении. В частности, небольшой фрагмент озерных отложений, не утративших первоначального положения, был зафиксирован в средней части разреза «Мархида» (рис. 43).

Обломок древесины из диамиктона формации B (основная морена) имел возраст >53000 л.н.

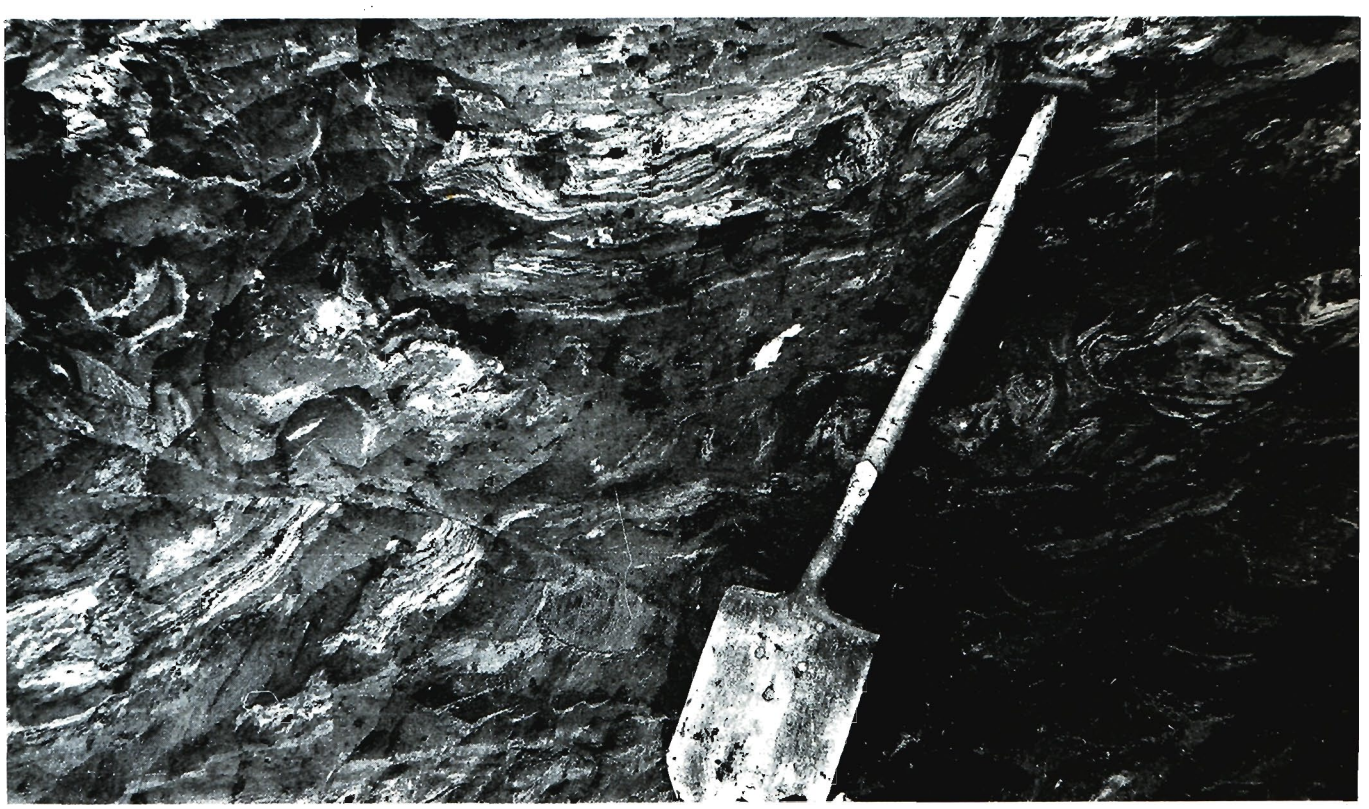
4. ***Морена первого импульса сёрджа «Мархида» (чешуйчатая морена)*** прослеживается по всей средней части обнажения. В 1978 г. при исключительной чистоте обнажения — полном отсутствии оползней и осыпей, благодаря появлению на обсохшей поверхности берегового уступа белесых солевых выцветов, было прекрасно видно чешуйчато-надвиговое строение всей толщи. Пластины различной

мощности (от первых до нескольких метров) с отчетливым наклоном (до 40–60°) воздымались вверх по течению р. Печоры. Особенно четко поверхности надвигов были выражены в верхней трети толщи чешуйчатой морены. Верхние части всех без исключения чешуй срезаны мореной второго импульса сёрджа «Мархида» по субгоризонтальному контакту, что в совокупности с горизонтальностью поверхности основной морены поздневалдайского оледенения обусловило мощность чешуйчатой морены, выдержанную в пределах 5–8 м. В нижней и средней частях чешуйчатой морены, где разделение чешуй прослеживается в наименьшей степени, или не прослеживается вообще, морена первого импульса сёрджа представлена суглинистой породой желто-серого, но чаще синевато- или голубовато-серого цвета (формация D, по Tveranger et al., 1995). В отдельных чешуях преобладают суглинистые, в других супесчаные разности. Отмечается и смена литологии на небольших расстояниях. Текстура породы в основании чешуй обычно массивная или перемятая (рис. 49). Плитчатая текстура встречается значительно реже, при этом плоскости плитчатости располагаются обычно под крутыми углами по отношению к горизонту (рис. 47). Постоянно встречающийся крупнообломочный материал представлен осадочными породами, характерными для основной морены поздневалдайского оледенения. Распределение его в массе мелкозема хаотичное и неравномерное. Практически повсеместно чешуйчатая морена насыщена отложениями озерной толщи. Степень ассимиляции различна. При весьма полной — присутствие вещества озерных глин и алевритов ощущается только в более тонком и однородном гранулометрическом составе морены, в синевато-голубоватом оттенке, в присутствии в массе мелкозема комочков глин, алевритов и небольших обрывков торфа.

По мере удаления от основания моренных чешуй полнота ассимиляции озерных отложений снижается, в массе мелкозема морены появляются небольшие куски и пакеты тонкослоистых алевритов и суглинков. Отчетливо видны (фото B, рис. 49) прихотливые изгибы слоев, гофрировка и другие пликативные деформации, а нечеткость границ слоев озерных отложений с мореной отражает различные стадии растворения ксенолитов в мореносодержащем льде. Довольно часто пликативные деформации осложняются разрывными, но обычно, вследствие отсутствия надежных маркеров по разные стороны поверхностей смещений, направления и амплитуду их определить невозможно.

В средних частях моренных чешуй часто встречаются уже крупные линзы и куски торфянистой массы, обломки стволов древесной растительности. В «классических» случаях верхние части чешуй представлены пакетами ритмично-слоистых озерных отложений, пересеченными поверхностями надвига соседних чешуй и ***взброшенных снизу вверх*** на значительные расстояния (рис. 51,52). Благодаря

Рис. 49. Мархида — фото В. Беспорядочная («мятая») слоистость морены первого импульса сёрджа «Мархида», насыщенной плохо ассимилированными озерными отложениями



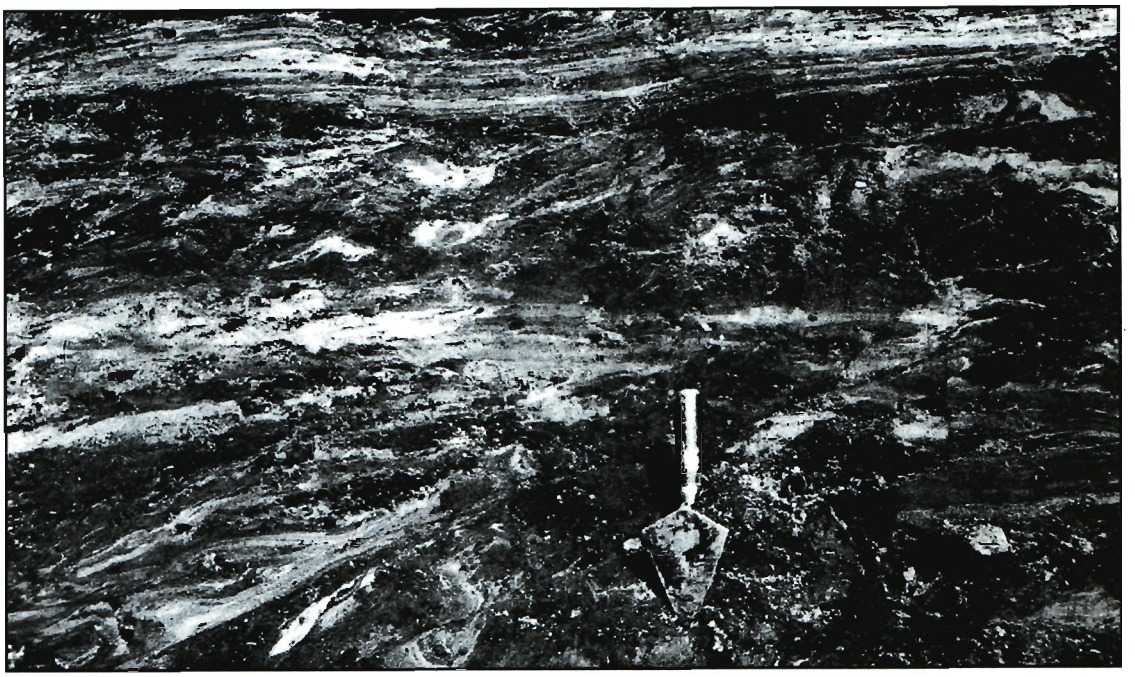


Рис. 50. Seams of fine sand and silt in blue diamicton (formation D)

Normal faults with a displacement on the order of tens of centimeters cut the seams and balls at low angles, reflecting extension of the sediment body associated with mass wasting (Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J., 1995, fig. 6)

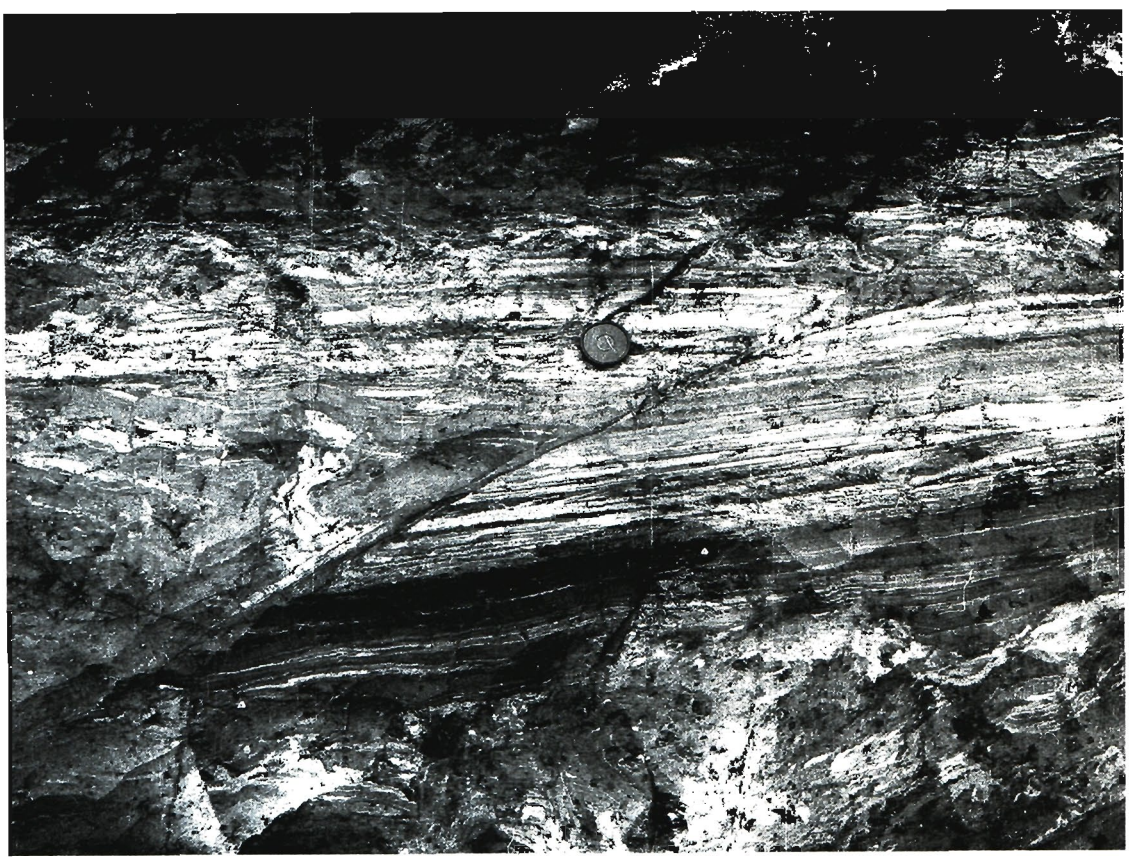
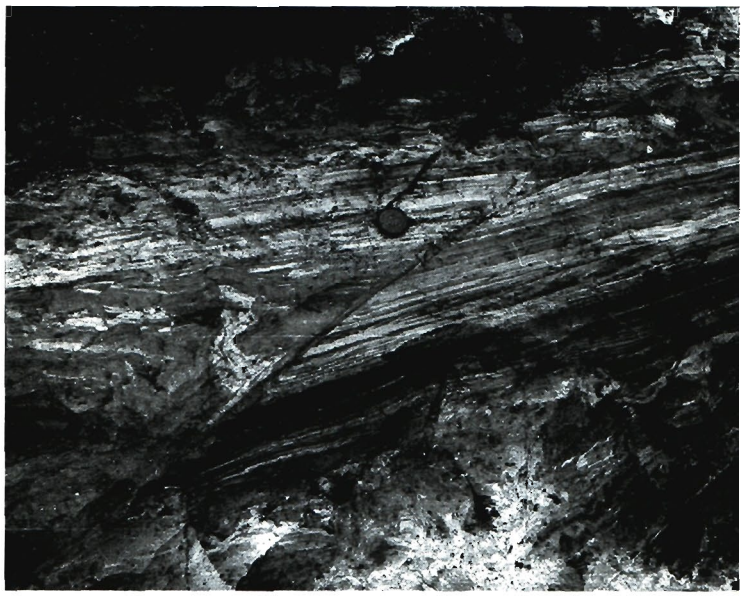
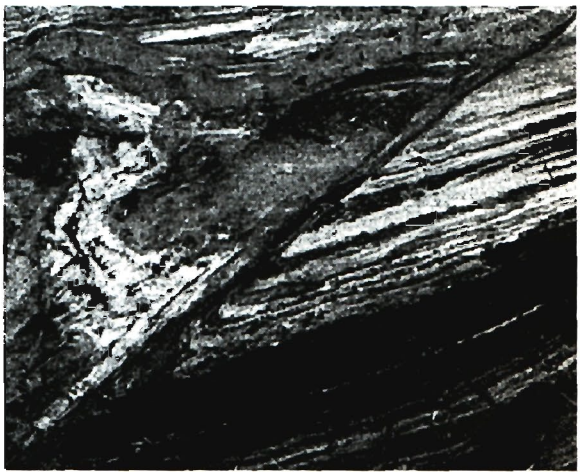


Рис. 51. Пологий взброс со смещением и дислокациями слоев озерных отложений

Чешуйчатая морена первого импульса сёрджа «Мархида» (фото С), перекрытая массивной мореной второго импульса





Деталь левого снимка

Рис. 52. Мархида, фото С.

Мархида, фото С. Надвиг левого блока на правый фиксируется направлением изгибов и вертикальным смещением слоев озерных отложений, разорванных плоскостью надвига (диаметр крышки объектива 4 см)

наличию множества прослоев с индивидуальным обликом, поиски маркеров не вызывают затруднений, что позволяет не только определить амплитуды смещения соседних чешуй, но и проследить процесс развальцевания и захвата их верхних частей, который развивался при отложении морены второго импульса сёрджа «Мархида». Это четко и уверенно иллюстрируется на фотоснимке одного из участков контакта двух морен сёрджа «Мархида» (фото С и D, рис. 53).

В связи с этим вызывает недоумение утверждение некоторых исследователей (Tveranger et al., 1995) о сбросовом или оползневом характере дизъюнктивных нарушений в толще чешуйчатой морены. Упомянутые рассуждения и выводы иллюстрируются двумя фотоснимками (Tveranger et al., 1995, fig. 5,6). На них не наблюдается никакого подобия маркеров, по которым можно было бы установить направление относительного смещения соседних моренных чешуй (рис. 50), и оно определяется авторами (Tveranger et al., 1995), судя по всему, только исходя из характера их собственных гипотетических построений, что не является строго научным действием.

Особый интерес представляют те чешуи морены первого импульса сёрджа «Мархида», которые в своей верхней части содержат не только отложения озерной толщи, но и отторженцы аллювиальных подморенных песков (рис. 54,55), отделенных от захватившего их потока льда толщей основной морены поздневалдайского оледенения. Подобный захват представляется возможным в том случае, если где-то несколько севернее плоскости обнажения «Мархида» первым импульсом сёрджа основная морена была уничтожена полностью и ложем ледникового потока стали служить аллювиальные пески. Косвенным подтверждением такого предположения служит очень незначительная (не более 2^x м) мощность основной морены в средней части обнажения (по данным 1978 г.) и вероятное ее отсутствие в этом же месте по данным, полученным в августе 1993 г (рис. 43).

Отторженец подморенных аллювиальных отложений (рис. 54, фото Е) представлен характерными песками с редкими тонкими прослоями глинистых песков. Отчетливо видны (рис. 55, фото Е-деталь) различные стадии внедрения мореносодержащего льда по плоскостям наслоения глинистых песков, инъекции мореносодержащего льда по этим ослабленным зонам, ведущие к расчленению отторгнутого массива. Непосредственно выше отторженца виден несколько меньший отторгнутый фрагмент, с «головной» частью и сильно растянутым «хвостом». Подробное описание механизма формирования гляциодинамических текстур мы находим в классическом труде Ю.А.Лаврушина (1976).

Вдоль подошвы чешуйчатой морены во многих расчистках прослеживается тонкий (2–5 см) слой темной глины, прерывающийся местами столь же тонкими линзами песка. В глинах постоянно отмечаются зеркала скольжения в направлении воздымания чешуй. В отдельных случаях удается наблюдать, как тонкие прослойки глин затягиваются снизу от контакта вверх по поверхности надвига чешуй (рис. 47, фото F), образуя характерные текстуры инъецирования (Лаврушин, 1976, фиг. 62, стр. 84).

Воздымание чешуй относительно стран света определялось путем непосредственного препарирования поверхностей смещения в верхних частях чешуй, где они выражены наиболее отчетливо. Трудности препарирования

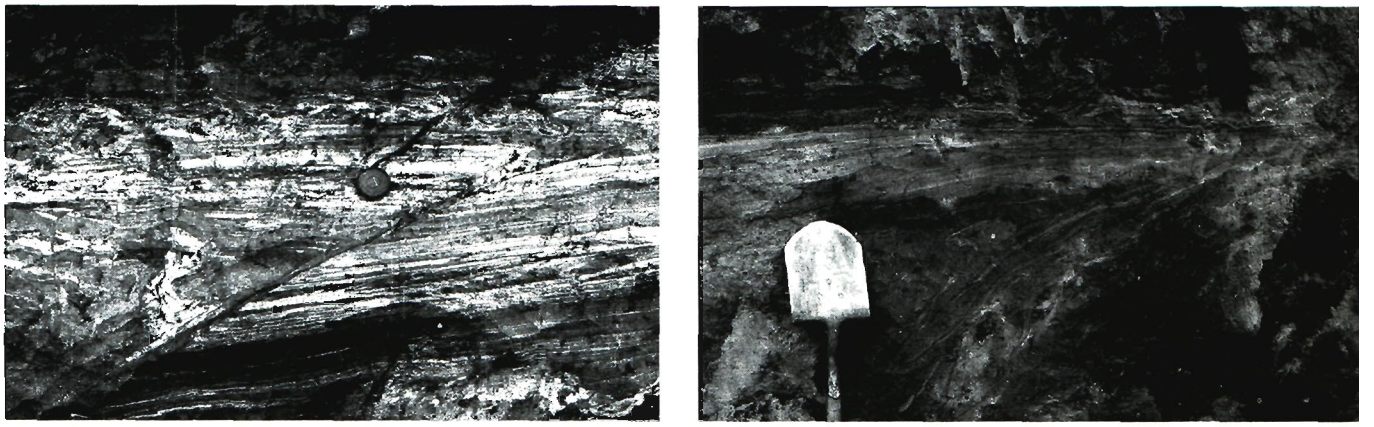


Рис. 53. Мархида, фото C (слева) и фото D (справа).

Текстуры морены первого импульса сёрджа «Мархида». Расстояние между снимками — 1 метр (примерно ширина одного снимка)

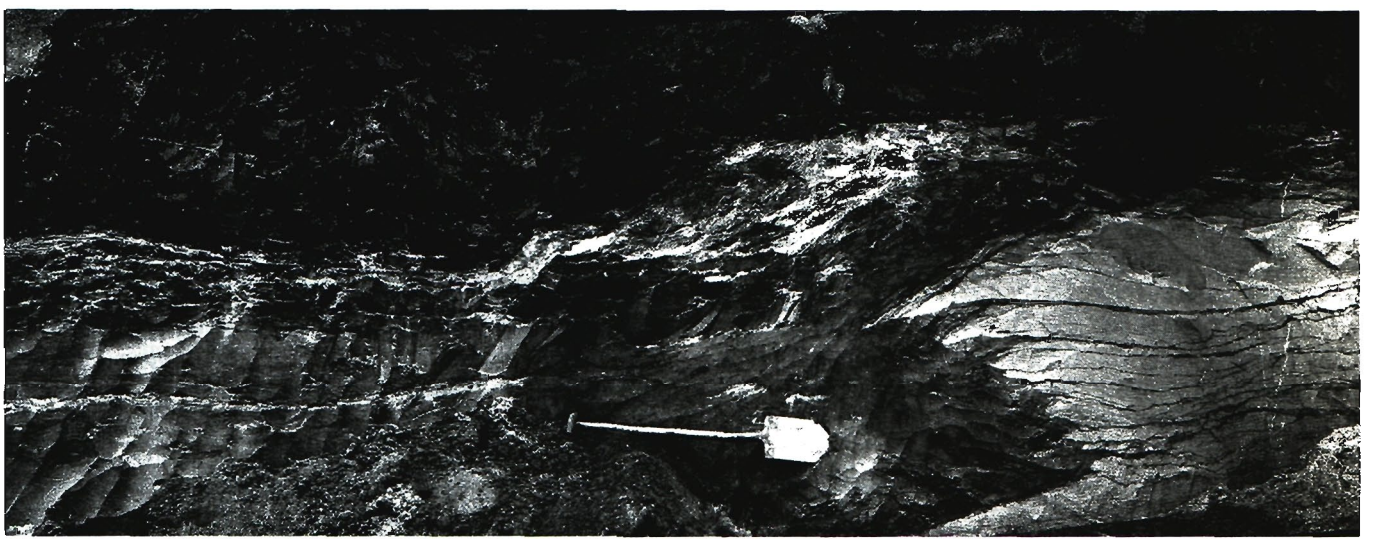


Рис. 54. Мархида — фото E

Отторженцы средневалдайских аллювиальных песков в морене первого импульса сёрджа «Мархида» под мореной второго импульса сёрджа



Рис. 55. Мархида — фото E (деталь)

Контакт отторженца средневалдайских аллювиальных песков с мореной первого импульса сёрджа «Мархида»

снижали точность индивидуальных замеров, но в среднем азимуты воздымания чешуй укладываются в угловой диапазон от 180° до 220–230°. Аналогичные данные получены и при наблюдении за направлением воздымания чешуй в боковых стенках промоин, перпендикулярных простиранию фронта обнажения «Мархида» (рис. 47, фото F). Углы наклона чешуй по вертикали непостоянны, в нижних частях они достигают 45–50° (рис. 43), в верхней обычно выполаживаются (за счет изгиба слоев в пакетах озерных отложений) до 20–15° и менее. Но это, вероятнее всего, связано с воздействием на верхнюю часть чешуйчатой морены давления льда второго импульса сёрджа «Мархида», отложившего верхнюю морену разреза, формирующую группу моренных холмов современного рельефа.

Чешуйчатая морена первого импульса сёрджа «Мархида» содержит многочисленные остатки древесины и торфа. Характерно, что древесина, содержащаяся в морене, представлена не веточками, как в озерных отложениях, а преимущественно остатками крупноствольных деревьев, в основном березы. Фрагменты стволов достигают в диаметре 3–5 см и даже 11,5 см. Торф также нередко имеет вид не тонких прослоев и линз, а крупных кусков. Отличен не только органический материал, содержащийся в морене, но и его возраст. Только один образец имел возраст 9840±90 л.н. (ЛУ-1066). Все другие были не древние 9380±80 л.н. (ЛУ-1062): 9310±60 л.н. (ЛУ-552), 9290±90 л.н. (ЛУ-664), 9110±60 л.н. (ЛУ-554), 8980±40 л.н. (ЛУ-579). Следует отметить, что и через 25 лет, в августе 1993 г. из чешуйчатой морены была извлечена древесина, возраст которой был определен равным 9390±80 л.н. (Tveranger et al., 1995).

Таким образом, колебания возраста древесины из чешуйчатой морены не превышают 400 лет, а в целом она на 500-600 лет моложе растительности, существовавшей перед образованием озера, погребенного сёрджем «Мархида» в верхней по течению р. Печоры части разреза. Там и возраст древесины, захваченной сёрджем (в диамиктонах D), также древнее в среднем на 400-500 лет.

5. ***Морена второго импульса сёрджа «Мархида»*** является рельефообразующей. Она слагает группу моренных холмов и днище обширного болота. В двух участках обнажения это болото вскрыто современной эрозией (рис. 43). Собственно морена второго импульса сёрджа «Мархида» представлена суглинком глинистым, темно-серым, плотным, заметно опесчаненным с гравием и галькой осадочных пород. Текстура породы массивная, однородная, на выветрелой поверхности заметна оскольчатость, в нижней приконтактовой части субвертикальная отдельность или плитчатость. Контакт моренной толщи с поверхностью чешуйчатой морены везде четкий, субгоризонтальный, местами с небольшими текстурами захвата. Интерес представляют текстуры прилегающей снизу верхней части чешуйчатой морены. Наиболее характерными являются изгибы верхних частей чешуй в сторону движения льда второго импульса сёрджа, энергичная экзарация их, выражающаяся в последовательном срезании слоев. Глубина воздействия на подстилающие породы невелика и составляет 0,5–1,5 м (рис. 51, 52, 53), что свидетельствует не столько о большой силе вертикального давления, сколько о преобладании вдоль контакта горизонтальных напряжений.

Под нижним контактом морены второго импульса сёрджа «Мархида» обнаружены два крупных валуна с верхней плоской стороной, прижатой к подошве морены и совпадающей с поверхностью контакта. Плоские верхние стороны валунов хорошо сформированы, покрыты серией параллельных штрихов и борозд. Фронтальные, округленные стороны обращены к северу, ориентировка системы борозд ССВ 20° и ССВ 30°.

В верхнем по течению р. Печоры конце разреза «Мархида» в 1971–1972 г. г. в глубокой рытвине залегал мощный (6,0 м) торфяник. По протяженности вглубь эта рытвина оказалась очень короткой и уже в 1973 г. мощная часть торфяника была подмыта рекой и обрушилась на бечевник. Уцелевший торфяник имел значительно меньшую (2,0–2,5 м) мощность. Из базального слоя торфяника получена дата 9200±130 л.н. (МГУ-ИОАН-218), в 1,8 м от поверхности возраст торфа составил 4260±110 л.н. (МГУ-235). При исследованиях 1993 г. (Tveranger et al., 1995) возраст одного из нижних горизонтов торфа был определен равным 8480±150 л.н. Результаты детального палинологического анализа (Л.Д. Никифорова) показали, что начало образования торфяной толщи приходится на конец пребореала (рис. 56).

Резюмируя все вышеизложенные факты и выводы, полученные двумя независимыми группами исследователей, можно сделать целый ряд весьма интересных и важных замечаний.

Группа Я. Мангеруда (Tveranger et al., 1995; Mangerud et al., 1999), проводя исследования разреза «Мархида» не обнаружила ряд важных во многих отношениях фактов.

а) Наличие чешуйчато-надвиговой текстуры среднего слоя диамиктонов, присутствия в нем крупных отторженцев, в том числе аллювиальных песков, подстилающих нижний слой диамиктона — основную морену поздневалдайского ледникового покрова. Классическая чешуйчатая морена была принята за отложения, образовавшиеся вследствие простого гравитационного оползания абляционной морены по склону глыбы мертвого льда. Здесь следует, в частности, заметить, что подморенные пески, формация А, по данным статьи Я. Тверангера с соавторами (1995), датированные методами TL и OSL, имеют средневалдайский возраст: TL — 30000±3000; OSL — 26000±3000, 25000±2000, 27000±3000 и 66000±7000 лет. Но уже через четыре года (Mangerud et al., 1999) возраст этих образцов, проанализированных методом OSL, но в другой лаборатории, оказался значительно более древним (63±5, 62±5 и 58±7 тыс. лет). Все это наглядно показывает справедли-

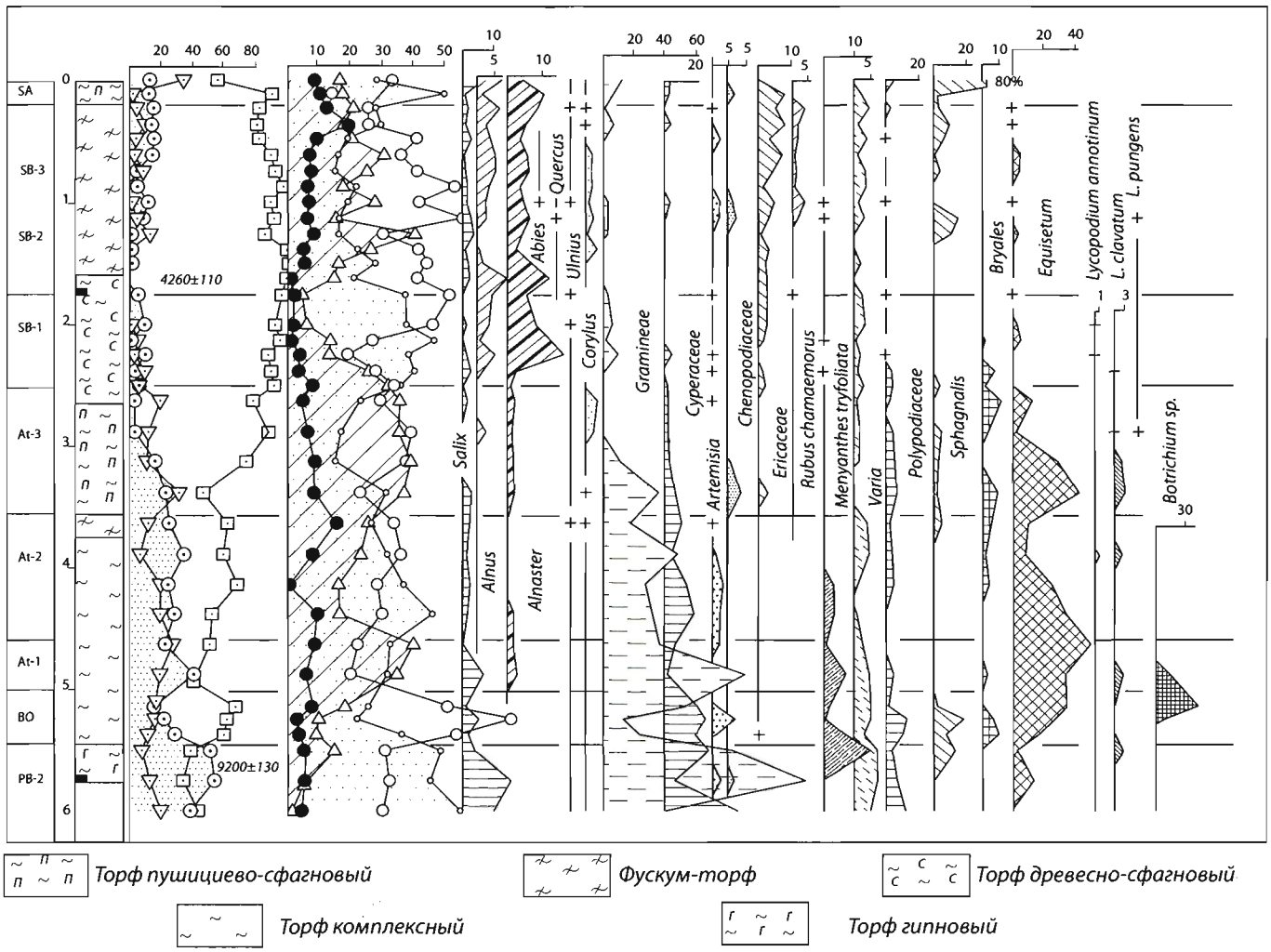


Рис. 56. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника разреза «Мархида»

(составили Л.Д. Никифорова и Г.Я. Зайцева)

вость серьезных сомнений, высказываемых многими специалистами о надежности люминесцентных методик определений возраста отложений (Большаков 2002; Шаховец, Шлюков, 1987 и др.).

б) Незамеченными оказались специфические особенности геоморфологической обстановки, комбинаций форм рельефа различного генезиса, указывающих на теснейшую связь разреза «Мархида» с разрезом «Вастьянский Конь», а также на ясные, убедительные следы движения ледниковых масс — сёрджей — со стороны пассивного ледникового края, положение которого фиксируется в современном рельефе валообразной субгляциальной компрессионной мореной Вастьянского Коня.

в) Как следствие допущенных ошибок, ошибочными оказались почти все выводы, которые были сделаны авторами анализируемых работ впоследствии в многочисленных публикациях, посвященных попыткам доказать нижнесредневалдайский возраст последнего оледенения на северо-востоке Русской равнины и обосновать положение его края в максимум территориального распространения.

Мы, на основании многолетнего изучения разреза «Мархида», делаем совершенно иные выводы:

1. Нижний слой диамиктона — основная морена поздневалдайского возраста отложена ледником в период его активного состояния при продвижении к границе максимального распространения. Несколько южнее разреза «Мархида» морена, аналогичная по петрографическому составу валунов и ориентировке их длинных осей, по экзарационному, гляциодинамическому контакту ложится на средневалдайские отложения шапкинской толщи (см. рис. 23). Несколько севернее разреза «Мархида» та же морена перекрывает дельтовые пески, являющиеся частью чешуйчато-надвиговой структуры вала субгляциальной компрессионной морены «Вастьянский Конь-1».

2. Вал морены «Вастьянский Конь-1», созданный вертикальным давлением края пассивного ледника, прорван

на нескольких участках вследствие локальной активизации ледникового края, которую моренный вал не смог сдержать. Развивавшиеся при прорыве Вастьянского моренного вала сёрджи выдвинулись за пределы края пассивного ледника, отложив локальные морены. В частности, такими моренами являются средний слой диамиктона в разрезе «Мархида», обладающий классической чешуйчато-надвиговой текстурой и перекрывающая его верхняя, рельефообразующая морена массивной текстуры, отделенная от среднего слоя динамическим контактом.

3. Время движения сёрджа «Мархида», его первого импульса, определяется вилкой радиоуглеродных дат захваченных им древесных стволов от 9390±80 л.н. до 8980±40 л.н. Оно практически совпадает со временем максимума морской ингрессии в долину нижнего течения р. Печоры — 8940±80 л.н., определенного минимальной датой, полученной по погребенному торфянику приморской террасы (Арсланов, Лавров и др., 1987) и датировкам отложений Окуневского интрагляциального эстуария (см. ниже).

Не случаен и тот факт, что уровень морской ингрессии в ее максимуме равнялся 25–40 м и был точно таким, каковы абсолютные высоты подножья вала субгляциальной компрессионной морены «Вастьянский Конь». При описании текстур разреза «Вастьянский Конь-1» мы настойчиво обращали внимание читателя еще в 1981 г. (Лавров, 1981) на то, что ледниковый массив, формировавший вал морены подледного выдавливания, подстилался слоем моренного материала, находившегося в полужидком состоянии. Этот слой являлся прекрасной смазкой, резко снижающей горизонтальную устойчивость массива пассивного льда. Почти не вызывает сомнений, что формировавшийся перед краем льда вал морены выдавливания служил подобием контфорса. Он, контрфорс, был местами разрушен водами Окунёвской ингрессии (см. ниже), когда уровень ее достиг подножья моренного вала, что и привело к катастрофическому истечению льда в виде сёрджевых потоков.

Не лишним будет обратить внимание и на текстуры нижних слоев локальной морены первого импульса, отложенной сёрджем «Мархида». Им почти повсеместно свойственны «мятые» текстуры (рис. 49), образованные хаотичной смесью диамиктона, морских глин бореальной трансгрессии, аналогичных вскрывающимся в нижней части разреза «Вастьянский Конь-1», кусков торфа, почвы, обломков стволов и ветвей кустарников. И только вверх по разрезу эти хаотичные текстуры замещаются текстурами пологих надвигов, пересекающих в разной степени деформированные слои озерных песков и алевритов. Одна из крупных чешуй захватила крупный отторженец подморенных аллювиальных песков средневалдайского возраста, который энергично расчленялся в процессе движения сёрджа. И это хорошо видно на фотоснимках (рис. 54,55, фото Е и Е-деталь). Морена второго импульса отложена, по-видимому, огромной плитой мореносодержащего льда, буквально скользившей по моренным массам первого сёрджевого потока.

Глава 10
СИСТЕМА КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Ледниковый рельеф области последнего оледенения отличается исключительным разнообразием морфогенеза; от громадных валов и гряд напорных морен и морен подледного выдавливания, протяженность которых измеряется сотнями километров, а высоты — десятками метров, до таких некрупных, но изящных форм, как наледниковые лимнокамы, озовые грядки или морены Де-Геера. Практически весь этот морфокомплекс образовался в процессе дегляциации территории, в процессе сокращения ледниковых покровов и разрушения краевой зоны оледенения. Ледниковый морфогенез этого периода был весьма неустойчивым, его тенденции определялись активностью ледникового края. Как следствие, на обширных пространствах севера Русской равнины в настоящее время наблюдается довольно сложное чередование ледникового рельефа образованного активным, пассивным и мертвым льдом. Но, если рассматривать их в целом, нетрудно заметить, что все множество единичных форм образует структуру с одной стороны чрезвычайно сложную по своей пространственной конфигурации, но удивительно стройную и естественнологичную по сути закономерностей и связей, отражающих эволюцию динамического состояния и физических свойств огромных масс льда краевой зоны в ходе всего процесса дегляциации этой области (рис. 57).

Прежде всего, обращает на себя внимание отчетливо выраженный фестончатый характер основной части мощных маргинальных образований, сохранивших ясные и четкие контуры ледниковых лопастей и языков, появившихся и затем исчезнувших на этой территории в эпоху деградации краевой зоны последнего ледникового покрова. Именно эта особенность отличает маргинальные мегаформы времени деградации последнего оледенения от морфологии Северодвинско-Печорского конечноморенного пояса, образованного активным ледником, для которого фестончатые, языковатые очертания совершенно не характерны, так же как и для конечных морен Вычегодско-Печорского пояса.

10.1. Баренцевоморско-Новоземельско-Карский ледниковый покров
(север Русской равнины)

10.1.1. Печорская низменность

Фронт последнего ледникового покрова уверенно фиксируется Северодвинско-Печорским поясом конечных морен. В пределах Печорской низменности он состоит из двух примерно равнозначных и равновеликих частей: Тимано-Ижемского и Лемьюского конечноморенных валов. Первый, начинаясь у северной оконечности Четласского Камня (Средний Тиман), огибает с севера Ямозеро и тянется в юго-восточном направлении на протяжении более 170 км, почти не делая заметных изгибов, до пересечения с долиной р. Ижмы в районе с. Мохча. Здесь в левобережных обнажениях установлено наличие крупномасштабных гляциодислокаций.

Лемьюский конечноморенный вал имеет более прихотливые очертания, делает несколько характерных изгибов, но в целом смотрится как естественное продолжение единого конечноморенного пояса. Вал образует левобережье долины р. Лемью, в среднем течении которой от него четко обосабливается и выступает к югу на 15–17 км округлый язык, обрамленный невысокой (10–15 м), но хорошо выраженной краевой дугой, внутри которой располагается ровная, сильно заболоченная поверхность языковой депрессии.

Далее к востоку вал уверенно прослеживается до нижнего течения р. Лемью, но в долине р. Печоры он полностью размыт, по-видимому, во время прорыва вод Верхнепечорского приледникового подпрудного бассейна на север. Восточнее долины р. Печоры, учитывая близкое положение Среднего Урала, граница оледенения, вероятнее всего, приурочена к полосе его предгорных увалов.

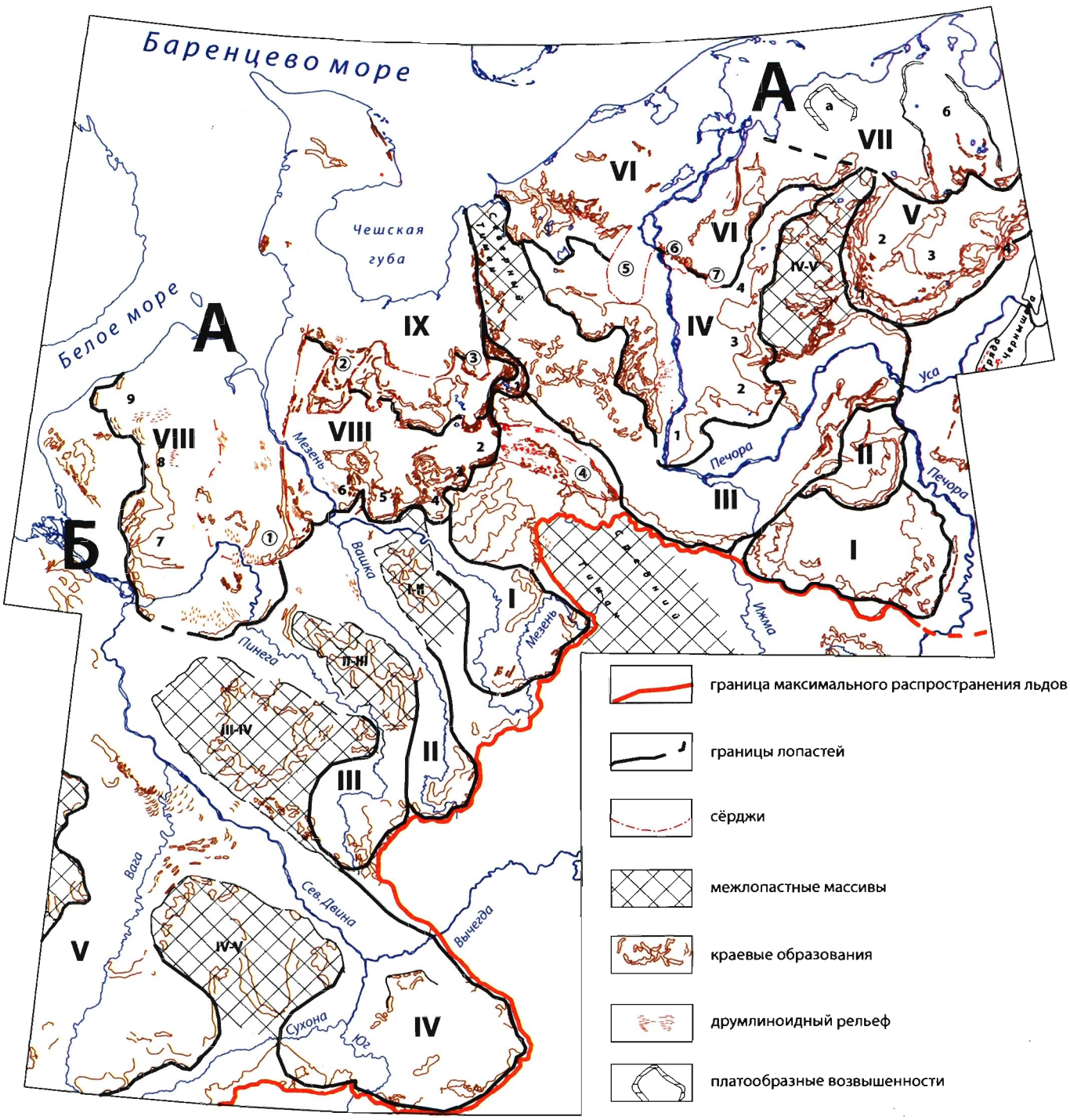


Рис. 57. Структура поздневалдайского ледникового покрова периода дегляциации

А *—* ***Баренцевоморско-Новоземельско-Карский ледниковый покров.*** Лопасти: I — Кожвинская; II — Лыжская; III — Лайско-Ижемская; IV — Печорская: *языки:* 1 — низёвский, 2 — ёрсинский, 3 — созьвинский, 4 — шапкинский; IV–V — Лайский межлопастной массив; V — Колвинская: *языки:* 1 — лысутейский, 2 — хоседа-чегемский, 3 — харьяхинский, 4 — сандивейский; VI — Малоземельская; VII — Большеземельская; VIII — Кулойско-Мезенская: *языки:* 1 — косминский, 2 — рочугский, 3 — цемский, 4 — кымский, 5 — цебьюгский, 6 — мезенский, 7 — соткинский, 8 — полтинский, 9 — чернореченский; IX — Чёшская. IV–V — Лайский межлопастной массив. *Платообразные возвышенности*: а — Вангурейская, б — Янейская;

Б *—* ***Скандинавский ледниковый покров. Северодвинский сектор.*** Лопасти: I — Верхнемезенская, II — Вашская, III — Пинежская, IV — Северодвинская, V — Важская. Межлопастные массивы: I–II — Мезенско-Вашский, II–III — Вашско-Пинежский, III–IV — Пинежско-Северодвинский, IV–V — Северодвинско-Важский (Устьянский)

Сёрджи: 1 — Кулойский, 2 — Вижаский, 3 — Пёшский, 4 — Верхнецилемский, 5 — Вастьянский Конь-2, 6 — Мархида, 7 — Терпей

10.1.1.1. Ледниковые лопасти

Севернее Тимано-Ижемского и Лемьюского конечноморенных валов деградация ледникового покрова зафиксирована в морфогенетических комплексах крупных выступов ледникового края — ледниковых лопастей, последовательно появившихся в процессе регрессивной эволюции краевой зоны. В Печорской низменности уверенно выделяются следующие ледниковые лопасти: Кожвинская, Лыжская, Лайско-Ижемская, Печорская, Колвинская, Малоземельская и Большеземельская.

Кожвинская ледниковая лопасть отражает первые признаки регрессии ледникового края, выраженные самостоятельным краевым поясом, лишь слегка обособленным от Лемьюского вала конечных морен. Начало приобретения ледниковым краем лопастных очертаний выразилось в его незначительном отступании и возникновении краевых морен субпараллельных Лемьюскому валу (рис. 57). На флангах возникшей таким образом Кожвинской лопасти формирование ледниковых образований было достаточно интенсивным, о чем свидетельствует строение Малокожвинской возвышенности. Она представляет собой мощное скопление ледниковых и флювиогляциальных отложений. Бурение глубоких скважин при проведении среднемасштабной геологической съемки (Символоков и др., 1993) показало, что сооружение Малокожвинской возвышенности образовано, по-видимому, сочетанием интенсивной аккумуляции материала, доставленного сюда ледником, и его периодическими деформациями в моменты кратковременной активизации ледникового края. По ряду причин, прежде всего потому, что описание керна скважин и его опробование проводилось сторонниками антигляциалистической концепции, достаточно надежных сведений не было получено, поэтому мощность краевых ледниковых накоплений, не имея результатов детальных литологических исследований, можно оценить лишь ориентировочно: 100–120 м.

Морфологические особенности Малокожвинской возвышенности — наличие сложной системы сквозных поперечных и маргинальных ложбин стока талых ледниковых вод, множество конических камовых холмов, осложняющих ее поверхность, характерные изгибы холмистых массивов и валов — все это свидетельствует о ледниковом, аккумулятивно-напорном происхождении маргинального пояса Кожвинской ледниковой лопасти.

Депрессия Кожвинской ледниковой лопасти отличается от депрессий более молодых лопастей неровностью поверхности, наличием на ней пологих повышений и небольших плоских холмов, а также разветвленной дренирующей сетью. В центральной части депрессии располагается громадный, изометричный в плане камообразный массив, относительная высота которого составляет 60–65 м, а абсолютная равна 207 м. Поверхность депрессии выстлана песчаным чехлом ледниково-озерных отложений, мощность которых, как и сортировка, далеко неравномерна. Встречаются участки, где зернистость песков и содержащееся в них большое количество крупнообломочного материала делают отложения вполне пригодными для отсыпки грунтовых дорог, что характерно только для депрессии Кожвинской ледниковой лопасти. Граница депрессии, ее контакт с краевым поясом выражена в целом достаточно четко и расположена на абсолютной высоте 110–115 м.

Все эти аномалии морфологических, литологических и гидрологических характеристик депрессии Кожвинской ледниковой лопасти, с нашей точки зрения, объясняются, по-видимому, близостью края ледникового покрова, для которого характерно неравномерное распределение минеральной компоненты в придонных слоях льда, что при вытаивании обуславливает образование неровной поверхности морены, перешедшей в ископаемое состояние. Повышенные абсолютные высоты поверхности депрессии, возможно, есть следствие незначительности гляциоизостатического прогиба прифронтальной полосы ледникового ложа. Петрографические исследования крупнообломочного материала, проведенные Л.А. Кузнецовой (1971), указывают на то, что этот участок последнего ледникового покрова образован ледниковым потоком, спускавшимся с возвышенностей Северного и Приполярного Урала. Те же результаты получены нами при исследовании петрографического состава крупнообломочного материала в многочисленных карьерах восточной части депрессии Кожвинской ледниковой лопасти. Таким образом, утверждение Л.Н. Андреичевой (2002), согласно которому в район г. Печоры и палеолитической стоянки Бызовая вторгался ледниковый покров, двигавшийся с запада, из области Скандинавского полуострова, ошибочно. Ссылка Л.Н. Андреичевой на нахождение в галечниках местонахождения Бызовая обломков юрских пород, выходы которых расположены в центре Кожвинской лопасти, не решают вопроса, так как аналогичные по возрасту отложения имеются и севернее г. Печоры, откуда со значительно большей степенью вероятности они могли быть занесены в район Бызовой в эпохи предыдущих оледенений.

Единственное хорошо изученное обнажение пород, подстилающих морену последнего оледенения в пределах Кожвинской и расположенной севернее Лыжской ледниковых лопастей, находится на левом берегу р. Печоры в 7 км ниже по течению от д. Родионово. Результатам изучения этого разреза посвящено значительное количество работ (Писарева и др., 1966; Полевой..., 1970; Лосева, Дурягина, 1973; Дурягина, Коноваленко, 1993). Но определенного мнения не существует и поныне. Оценка возраста подморенных отложений базируется на результатах палинологических исследований глыбы торфа, включенного в подморенную толщу песчано-алевритовых отложений. При этом единства нет не только в интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа. Под сомнение ставится даже первичность залегания торфяной глыбы, ее автохтонность (Полевой..., 1970). Тем не менее, Б.И. Гуслицером разрез «Родионово» был сочтен вполне валидным для выделения

на его базе такого крупного стратиграфического подразделения, каким является «горизонт» и включение его в региональную рабочую схему (Решение..., 1986).

В связи с этим, обнажение у д. Родионово было рассмотрено выше в развернутом варианте.

Лыжская ледниковая лопасть. Краевой пояс Лыжской ледниковой лопасти образует структуру практически концентрическую по отношению к краевому поясу Кожвинской ледниковой лопасти. Подобное соотношение позволяет полагать, что сокращение ледникового покрова шло в основном по типу фронтального отступания, естественно, на фоне ареального уменьшения мощности льда в краевой зоне. О незначительной активности Лыжского лопастного выступа свидетельствует, прежде всего, морфология краевого пояса. В плане он имеет вид почти правильной полуокружности радиусом 45–50 км. Общая ширина пояса в среднем составляет 15–18 км, уменьшаясь на флангах до 10–12 км и увеличиваясь в центральной части дуги до 20–23 км. Он образован двумя разновидностями мезоформ, резко различными по морфологии и образующими две концентрические полосы, различающиеся по своей ширине и высоте, но, тем не менее, составляющие, несомненно, единое целое — маргинальное сооружение ледниковой лопасти. Внешняя гряда — валообразная возвышенность с почти гребневидной вершиной. Ширина ее изменяется по простиранию от 1,0 км до 3–4 км, а высота (относительно внутренней, холмистой гряды) колеблется от 5–10 м до 25–30 м. Вдоль южной части дистального склона гряды почти вплотную к его подножью протекает р. Луза, левый приток р. Кожвы и сама р. Кожва в своем нижнем течении. Вдоль подножья проксимального склона внешней гряды краевого пояса по ложбинам стока талых ледниковых вод заложены истоки правых притоков р. Лыжи. Образуя почти идеально правильную систему поверхностного стока центростремительного типа, не меняя радиального рисунка, они пересекают внутреннюю гряду маргинального пояса и уже в пределах лопастной депрессии впадают в р. Лыжу.

Внутренняя гряда маргинального пояса Лыжской ледниковой лопасти состоит из бесчисленного множества небольших (0,5–3,0 км) холмов и холмиков неправильной, но чаще удлиненной формы. Длинные оси холмов ориентированы либо радиально, либо концентрически, образуя отчетливо выраженную радиально-концентрическую сетчатую структуру. Холмы разделены хорошо проработанными плоскодонными ложбинами, прекрасно проявляющими сетчатый рисунок мезоформ краевого пояса Лыжской ледниковой лопасти. Наиболее крупные ложбины стока унаследованы в большинстве случаев современными водотоками, но небольшие сохранили свой первозданный вид и законсервированы открытыми болотами верхового типа.

Абсолютные высоты внешней гряды повышаются от 94 м у северо-восточного окончания до 153 м в районе примыкания западной части краевого пояса к проксимальным склонам Ижма-Печорского вала, в основном колеблясь в пределах 128–136 м. Внутренняя гряда заметно ниже — 95–99 м, в целом субгоризонтальна, с довольно хорошо выраженным проксимальным склоном — уступом высотой порядка 10 м, обрывающимся к плоской, сильно заболоченной поверхности депрессии, которая лишена каких-либо индивидуальных морфологических особенностей.

Маргинальный пояс и окаймленная им депрессия являются южной частью Лыжской ледниковой лопасти. От меньшей по размерам северной части она отделена напорным валом прямолинейных очертаний и субширотной ориентировки. Вал состоит из нескольких небольших по размерам гряд. Окончание одной из них вплотную подходит к руслу р. Печоры, но, к сожалению, не обнажено. Несколькими километрами севернее у д. Акись в разрезе подобного вала издавна известны мощнейшие гляциодислокации. За субширотным валом в самом основании Лыжской ледниковой лопасти расположена северная, меньшая часть лопастной депрессии, столь же невыразительная, как и южная.

Практически вся поверхность депрессии покрыта болотами. Под торфяниками залегают пески различного габитуса: от тонкозернистых пылеватых, серых до более грубых и промытых — отложения Нижнепечорского интрагляциального бассейна. Но следы абразии на проксимальных склонах маргинального пояса отсутствуют. Не отмечены признаки береговых линий и вдоль дистального уступа восточной части краевого пояса, где подножье его склона спускается до абсолютных высот 65–70 м, то есть ниже гипсометрического диапазона 80–100 м абсолютной высоты, где в ряде других пунктов береговые линии прекрасно выражены.

Изучение береговых разрезов по р. Печоре непосредственно ниже впадения в нее р. Лыжи — разрезов депрессии Лыжской ледниковой лопасти, показало, что под тонким невыдержанным слоем песков или суглинков мощностью не более трех метров — отложений нижнепечорской интрагляциальной террасы, залегают две основные морены, разделенные линзами песчаных отложений мощностью до 2 м. По составу крупнообломочного материала обе морены относятся к типам A_1 или C_1, то есть к моренам Баренцеворско-Новоземельско-Карского ледниковых покровов. Мощность верхней морены — порядка 3–4 м. Нижняя, более мощная (до 10–12 м) залегает на песчаной толще видимой мощностью до 7 м, уходящей под урез Печоры. Замеры ориентировки длинных осей в моренах указывают на субмеридиональное направление движения отложивших их ледников, что вполне согласуется с данными петрографического анализа крупнообломочного материала.

Лайско-Ижемская ледниковая лопасть — выступ ледникового края, образовавшийся после полного отделения ледниковых полей Кожвинской и Лыжской лопастей, занимал территорию, в пределах которой в настоящее время располагается «широтное колено» р. Печоры, а также нижнее течение р. Ижмы. Ориентированная в целом с юго-запада на северо-восток, эта ледниковая лопасть ограничена

по фронту двумя мощными краевыми моренами: Тиманско-Ижемским и Ижма-Усинским валами, сходящимися почти под прямым углом в районе с. Мохча (нижнее течение р. Ижмы). Северо-восточный фланг лопасти обозначен Нижнеколвинским валом. Юго-западное морфологически выраженное ограничение Лайско-Ижемской ледниковой лопасти, по-видимому, полностью уничтожено мощнейшей сёрджевой подвижкой льдов восточной части Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти — Цилемским сёрджем. Сёрдж вошел в понижение между Северным и Средним Тиманом в район среднего течения р. Цильмы. Впечатляющие следы разрушительной работы Цилемского сёрджа запечатлены в виде десятков друмлиноидов среди обширной изборожденной ледником поверхности девонских отложений, а также нескольких трогообразных ложбин, выпаханных льдами в южном склоне возвышенности Северного Тимана (рис. 29, 101).

Валы маргинального пояса Лайско-Ижемской ледниковой лопасти, общая протяженность которых составляет 350-400 км, в морфологическом отношении лишены каких-либо индивидуальных особенностей, заслуживающих детального описания. Некоторый интерес представляет северо-восточная часть Ижма-Усинского моренного вала, где он разделяется на три субпараллельных ветви, отчего заметно, до 25–30 км увеличивается общая ширина этой мегаформы. Маргинальные валы, по данным бурения (Символоков и др., 1990), представляют собой нагромождения основной морены. Естественные обнажения, как обычно, весьма редки и недостаточно масштабны. Но у с. Мохча и у д. Акись обнажены ядра валов, представленные пакетами дислоцированных пород ледникового ложа. В южной части Нижнеколвинского вала аналогичный пакет песков с дислоцированной слоистостью вскрыт бурением (Лавров и др., 1963). Асимметрия поперечного сечения валов маргинального пояса наблюдается практически на всем его протяжении, что в сочетании с масштабами мегаформ (относительная высота 35–40 м, ширина в среднем 3–7 км), свидетельствует о весьма активном состоянии ледникового массива Лайско-Ижемской лопасти и о достаточно тесной связи его с областью питания.

Депрессия Лайско-Ижемской ледниковой лопасти разделена на две неравные части коротким, но мощным Чаркабожским валом. Начинаясь от дистального склона маргинального пояса Печорской ледниковой лопасти, ее ёрсинского языка, этот вал пересекает депрессию почти в поперечном направлении. Отчетливо выраженный параллельно-грядовый микрорельеф Чаркабожского вала в сочетании с данными, полученными о его внутреннем строении при проведении бурения и тщательном исследовании поперечного среза в правом борту долины р. Печоры, позволяет полагать, что это краевое образование является субгляциальной компрессионной мореной. Слабая, но ясно выраженная выпуклость вала к северо-востоку, наряду с отчетливой асимметрией, свидетельствует о том, что давящий массив льда располагался юго-западнее вала, в южной части депрессии Лайско-Ижемской ледниковой лопасти, северо-восточное крыло которой уже интенсивно деградировало.

Мезоформы депрессии Лайско-Ижемской ледниковой лопасти, их изменение по площади содержат достаточный объем информации об эволюции этого фрагмента Нижнепечорского интрагляциального бассейна, возникшего при трансгрессии на север вод Верхнепечорского приледникового подпрудного озера в период деградации ледникового покрова. Поверхность северо-восточной части депрессии сформирована мощной толщей преимущественно песчаных отложений Нижнепечорского интрагляциального бассейна — нижнепечорской интрагляциальной террасой. Она четко разделяется на два уровня с абсолютными высотами 80–90 и 50–60 м. Оба эти уровня развиты также и перед фронтом северо-восточной части Лайско-Ижемской ледниковой лопасти. Здесь они образуют обширную низменность междуречья р. Печоры и впадающей в нее р. Усы, покрытую громадным Усинским болотом — одним из самых крупных болот в Европе. Отсюда оба уровня террасы Нижнепечорского интрагляциального бассейна прослеживаются вверх по долине р. Усы далеко к северо-востоку вдоль склонов гряды Чернышева, захватывая нижние течения рек Адзьвы, Косью, Бол. Роговой, Юн-Яги. Еще выше по течению р. Усы в самой верхней, кутовой части Нижнепечорского интрагляциального бассейна, поверхность его террасы теряется среди многочисленных ложбин стока талых ледниковых вод. Отложения ложбин изучены в береговых обнажениях рек, унаследовавших эти ложбины: реки Сейда, Чум, Лемва, Сармаю и др. Во всех случаях они представлены толщами грубых, преимущественно гравийно-галечных отложений, мощностью до 20 м, сверху перекрытых маломощной песчаной покрышкой, образующей поверхность днищ ложбин стока.

Тыловая, северо-западная граница восточной части депрессии Лайско-Ижемской ледниковой лопасти определена полосой сравнительно небольших и невыразительных моренных валов, валиков и гряд, вытянутых почти субширотно в южной части Лайского межлопастного массива. По границе с этими мезоформами прослеживается крупная ложбина стока талых ледниковых вод протяженностью более 50 км, располагающаяся субпараллельно руслу Печоры, и, по-видимому, являющаяся реликтом одного из поверхностных водотоков, положивших начало современной Печоре после спуска вод Нижнепечорского интрагляциального бассейна.

В этом районе у д. Денисовка находится обнажение наиболее древней из аллювиальных террас р. Печоры. Радиоуглеродное датирование торфа из старичного аллювия этой террасы (Арсланов, Лавров и др., 1975), показало, что спуск Нижнепечорского, а, следовательно, и его залива — Усинского интрагляциального бассейна произошел не позже 13–12 тыс. л. н. (12360±70 — ЛУ-390 и 12260±180 — ЛУ-364В). Более детально этот вопрос рассмотрен ниже в разделе «Окуневская терраса».

В пределах северо-восточной части депрессии Лайско-Ижемской ледниковой лопасти на левом берегу р. Печоры

в 1 км выше по течению от с. Щелья-Бож расположено значительное по протяженности (~ 1,5 км) обнажение, в котором еще в начале XX века Н.А. Куликом (1926) и В.П. Кальяновым (1936) были описаны валунные суглинистые отложения. В 1967 г. авторами при изучении этого объекта было установлено, что в береговом обрыве вскрываются два горизонта диамиктонов, разделенные пачкой песков мощностью до 10–15 м. В нижнем темно-сером диамиктоне было обнаружено несколько субгоризонтальных плоскостей скола, вдоль которых располагались сотни мелких валунчиков и крупных галек. Верхние стороны всех их были стерты и представляли собой идеальные плоскости, покрытые системами параллельных штрихов. На всех гальках и валунчиках направление штрихов было абсолютно одинаковым, почти строго с севера на юг, а их округленные стороны всегда были обращены к северу. Эти факты неопровержимо свидетельствуют, во-первых, о ледниковом, а не морском генезисе диамиктонов, и, во-вторых, о том, что движение льдов было направлено именно с севера на юг (Лавров, 1970). Петрографический состав обломков нижней морены относится к комплексу C_1.

Эти сведения были сообщены авторами Б.И. Гуслицеру и А.Н. Симонову, которые с особой тщательностью изучили гляциодинамические текстуры нижнего горизонта диамиктонов. Вновь полученные сведения были помещены в тематическом отчете (Гуслицер и др., 1975) и использованы при создании рабочей стратиграфической схемы региона. Сделанная А.Н. Симоновым детальная зарисовка была приведена им в его диссертационной работе (Симонов, 1973), а затем и опубликована в широко известной монографии Ю.А. Лаврушина (Лаврушин, 1976, стр. 78, 79, фиг. 56). Верхний горизонт диамиктонов не привлек столь пристального внимания, несмотря на то, что для него так же, как и для нижнего, характерно присутствие серии плоскостей скола, многие из которых срезают заключенные в верхнем диамиктоне довольно крупные отторженцы песчаной толщи средней части разреза. Петрографический состав обломков верхней морены — морены, формирующей поверхность депрессии северо-восточной части Лайско-Ижемской ледниковой лопасти, оказался близким к комплексу A_1, то есть характерным для морены последнего оледенения.

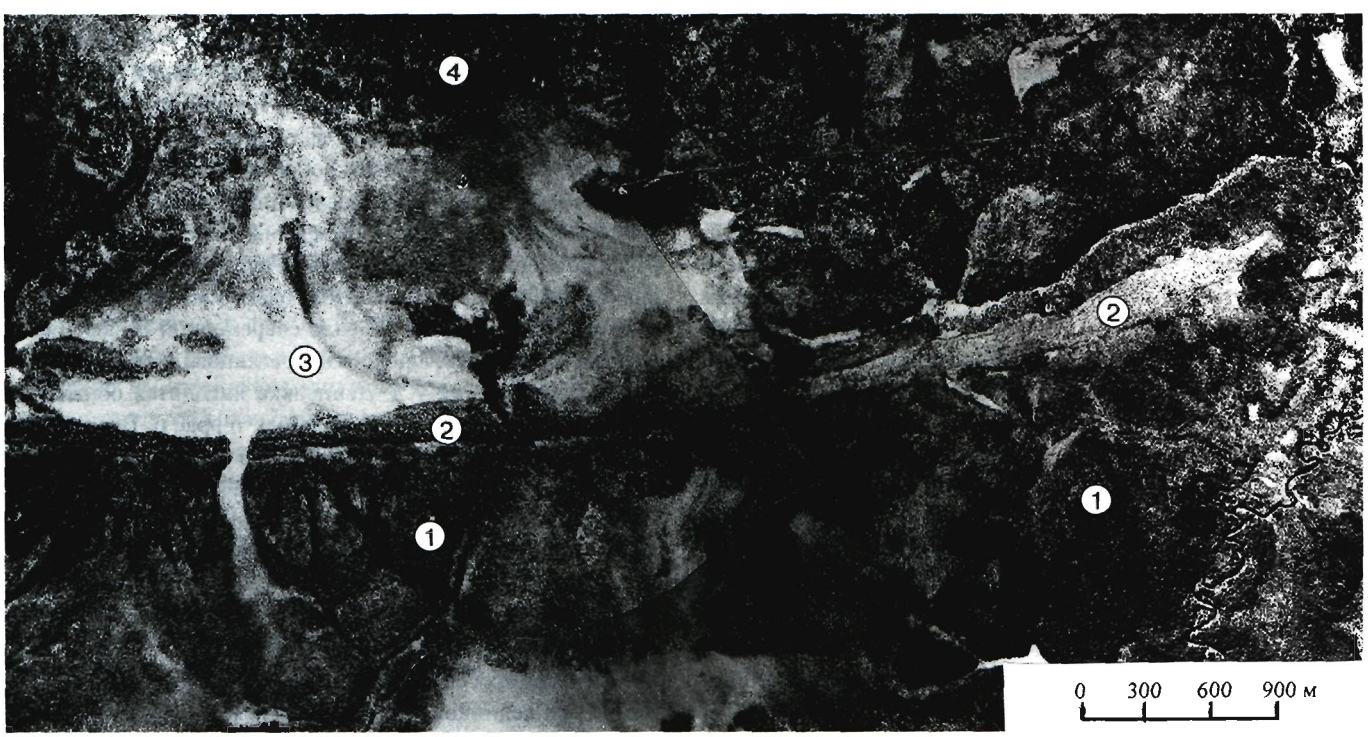
Юго-западная часть депрессии в 2–3 раза превосходит по площади северо-восточную и гораздо сложнее ее по морфологии поверхности, а в правобережных обрывах р. Печоры обнажается целая серия объектов, весьма интересных и информативных для проведения стратиграфических построений.

В непосредственной близости от проксимального склона Чаркабожской морены подледного выдавливания поверхность лопастной депрессии усеяна беспорядочно разбросанными небольшими по размерам и невыразительными по морфологии наледниковыми лимнокамами.

На противоположном берегу р. Печоры наблюдается весьма интересное и заслуживающее внимания явление. Здесь поверхность террасы Нижнепечорского интрагляциального бассейна монотонно ровная в северо-восточной час-

Рис. 58. Рельеф тыловой части террасы Нижнепечорского интрагляциального озера

1 — поверхность террасы; 2 — береговой вал (бар); 3 — лагуна; 4 — берег озера



ти депрессии, пройдя через сужение между Ижма-Усинским и Чаркабожским валами, начинает постепенно трансформироваться. Ровная поверхность сменяется сначала бугристой, образованной слившимися наледниковыми лимнокамами. Лимнокамы вниз по течению р. Печоры становятся все более и более изолированными, приобретая индивидуальность и теряя всякую связь друг с другом. Далее к юго-западу изолированные лимнокамы уменьшаются в размерах, их количество сокращается и постепенно они исчезают полностью, уступая место ровной сильно заболоченной поверхности, но уже значительно более низкой, чем исходная.

У проксимального склона Ижма-Усинского вала, вдоль его подножья, на поверхности нижнепечорской интрагляциальной террасы прослеживается цепочка прекрасно выраженных береговых валов. Они отчленяли в свое время от основной части акватории Нижнепечорского интрагляциального озера небольшие лагуны (рис. 58). Образованию протяженной (порядка 35–40 км) полосы прибрежных валов-баров благоприятствовали значительная (более 50 км) в этом месте ширина Нижнепечорского интрагляциального бассейна и его глубина — не менее 10–15 м, судя по абсолютным высотам поверхности террасы (50–60 м) и прибрежных форм (абсолютные высоты 80–85 м). В сочетании с северо-западной экспозицией берега (северо-западного склона Ижма-Усинского вала) все это обеспечивало максимально благоприятные условия для разгона волны и интенсивной абразионно-аккумулятивной волновой деятельности в прибрежной зоне. Однако, судя по преобладанию процессов аккумуляции над абразией, уровень Нижнепечорского интрагляциального бассейна недолго занимал наивысшее достигнутое им положение, после чего началась регрессия без каких-либо следов хотя бы кратковременной стабилизации снижающегося уреза.

Западное окончание депрессии представлено сравнительно ровной субгоризонтальной поверхностью нижнепечорской интрагляциальной террасы, сложенной песками мощностью 5–10 м и несколько более. Местами поверхность террасы становится плоско-волнистой. Подобные особенности морфологии дают основание полагать, что в этих участках осадки Нижнепечорского интрагляциального бассейна скапливались в локальных понижениях ледяного дна и претерпели впоследствии инверсию в субаквальной среде, образовав некое подобие наледниковых лимнокамов.

Среди естественных разрезов депрессии Лайско-Ижемской лопасти, которые почти все, за редким исключением, приурочены к правобережным коренным бортам р. Печоры, следует отметить с. Усть-Цильму, д. Гарево, разрезы у д. Васильевка, на мысе Поганый Нос, у д. Чарка-Бож, а также серию обнажений в районе д. Кипиево.

Протяженность обнажения у с. Усть-Цильма — около 12 км (рис. 21). На этом отрезке правого берега Печоры высота обрывов изменяется от 25–30 до 50 м. Из рисунка ясно видно, что увеличение высоты происходит в основном за счет появления горизонта морены, содержащей крупнообломочный материал петрографического комплекса A_1, то есть морены, отложенной последним ледниковым покровом. Количество отобранных валунных проб и их расположение достаточно убедительно показывает, что в данном районе развиты три моренных горизонта (комплексы A_1, B_1, C_1). Кроме того, две пробы отобраны из диамиктонов, практически не содержащих крупнообломочного материала (комплекс D_1). Информация по разрезу у д. Чарка-Бож приведена на рис. 26. Оба примера показывают, что без отбора валунных проб по разработанному нами методу невозможно отличить разновозрастные морены только по их внешнему облику.

Печорская ледниковая лопасть — природное образование, специфика геологического строения и рельефа которого заключает огромное количество информации. В то же время именно эта специфика требует самого внимательного и детального рассмотрения даже незначительных, на первый взгляд, фактов. Как правило, они дают ответы на многие принципиальные вопросы, связанные с эпохой деградации последнего оледенения: выясняются обстоятельства возрождения речного стока в Баренцево море, выявляются следы неотектонических движений, связанных с компенсацией гляциоизостатического прогиба этого участка земной поверхности и др. Все это делает совершенно необходимым детальное изложение имеющихся материалов.

Печорская ледниковая лопасть — крупный, хорошо обособленный выступ ледникового края, фронтом обращенный почти точно к югу, а флангами к западу и востоку (рис. 59). Ширина лопасти у основания — 200–220 км, протяженность от основания до дистальных краев наиболее выступающих языков — 270–300 км. Площадь Печорской ледниковой лопасти составляет 33–35 тыс. км^2 и равна, таким образом, половине территории Латвии или Литвы, или трем четвертям площади, занимаемой Эстонией.

Положение фронта Печорской ледниковой лопасти закреплено поясом краевых ледниковых образований, очерчивающим границы нескольких языков: низёвского, ёрсинского, созьвинского, шапкинского и др. (рис. 57). В центральной части Печорской ледниковой лопасти располагается обширная, заболоченная низменность — лопастная депрессия, периферия которой дифференцирована межъязыковыми массивами на ряд языковых депрессий. С севера Печорская ледниковая лопасть ограничена поясом краевых ледниковых образований Малоземельской ледниковой лопасти (рис. 57).

Краевые ледниковые образования маргинального пояса. Общая протяженность пояса маргинального рельефа составляет свыше 500 км, ширина его не одинакова. Ее увеличение происходит там, где проксимальный край маргинального пояса вдается внутрь депрессии, образуя межъязыковые массивы. Наибольшую ширину — 35–40 км — маргинальный пояс имеет на севере у основания лопасти. К югу он постепенно суживается до 25 км в дистальной части ёрсинского языка, а еще южнее, в области низёвского

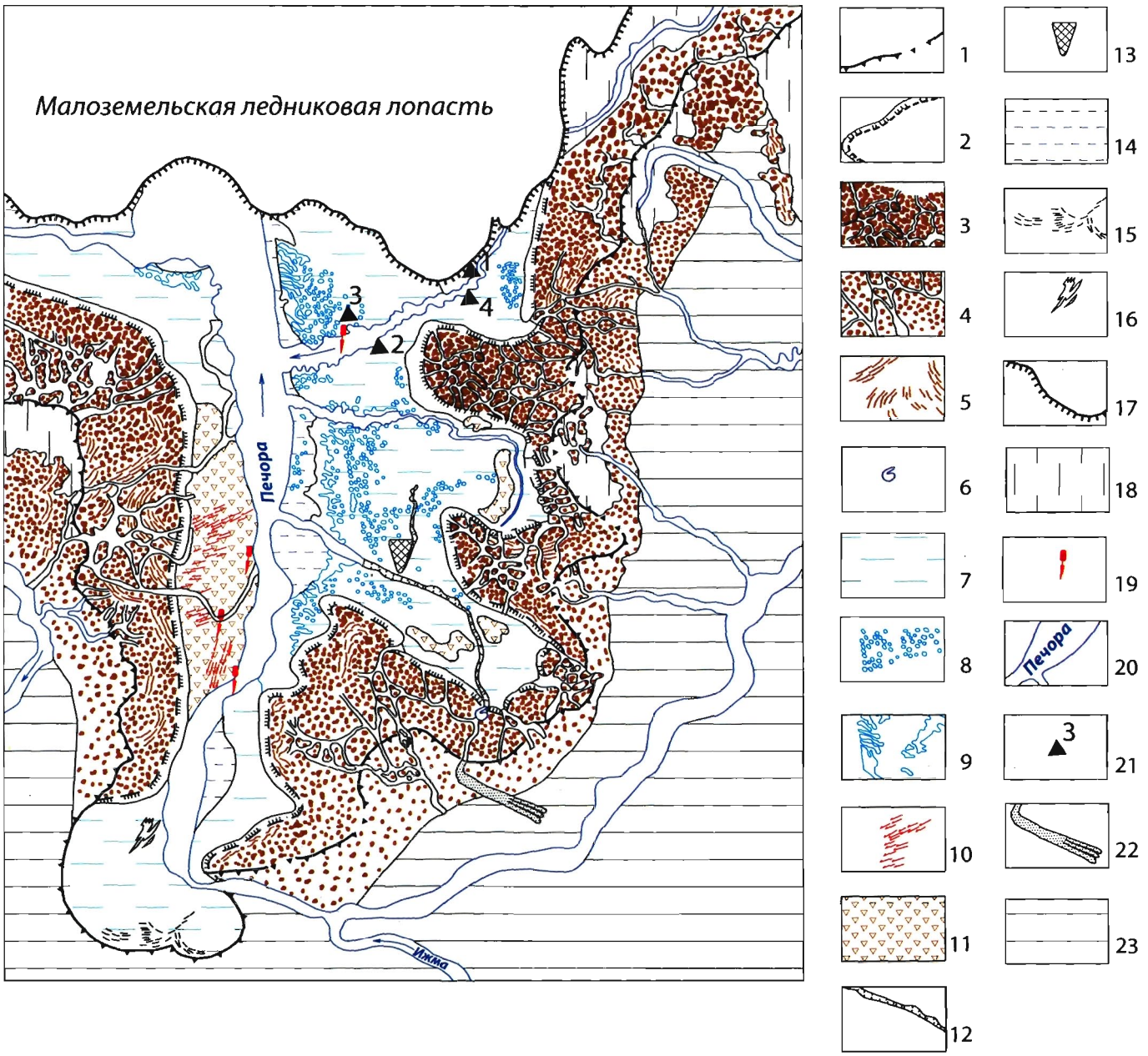


Рис. 59. Гляциоморфологическая схема Печорской ледниковой лопасти

Условные обозначения: **Печорская ледниковая лопасть.** Маргинальный пояс. Границы: 1— дистальная, 2— проксимальная (уступ); рельеф: 3— крупнохолмистый, 4— мелкохолмистый, 5— линейно-грядовый (3–5 — пересеченные ложбинами стока); 6— эворзионное озеро Бирково. **Гляциодепрессия.** Нижнепечорская терраса: 7— заболоченная поверхность, 8— наледниковые лимнокамы одиночные, 9— наледниковые лимнокамы слившиеся; 10— друмлины и друмлиноиды; 11— моренная равнина и моренные холмы; 12— подледные ложбины стока; 13— гляциоизостатическое миниплато у оз. Майерского; 14— терраса окунёвского эстуария; 15— фронтальные морены сёрджа «Цильма» (предположение); 16— борозды ледникового выпахивания (?). **Прочие обозначения:** 17— граница Малоземельской ледниковой лопасти; 18— террасы локальных супрагляциальных озер; 19— направление движения льда по ориентировке борозд на плоско-выпуклых валунах; 20— голоценовые аллювиальные террасы; 21— обнажения «Шапкина-1,2,3,4»; 22— конус выноса; 23— территория вне рисунка (out land).

языка всего до 5 км, снижаясь местами до 3 км. В районе с. Усть-Цильма в маргинальном поясе имеется узкий разрыв, через который в пределы депрессии Печорской ледниковой лопасти входит русло р. Печоры.

Абсолютные и относительные высоты маргинального пояса также не остаются постоянными. Они испытывают устойчивую тенденцию к снижению, как в дистальном, так и в латеральном направлениях. Наиболее высокими являются участки краевого пояса на севере, у основания Печорской ледниковой лопасти — 200–240 м. К югу высота снижается до 150–160 м. В латеральных направлениях наибольшие абсолютные высоты отчетливо смещены к проксимальной границе краевых образований, что обуславливает хорошо выраженную асимметрию поперечного профиля маргинального пояса Печорской ледниковой лопасти.

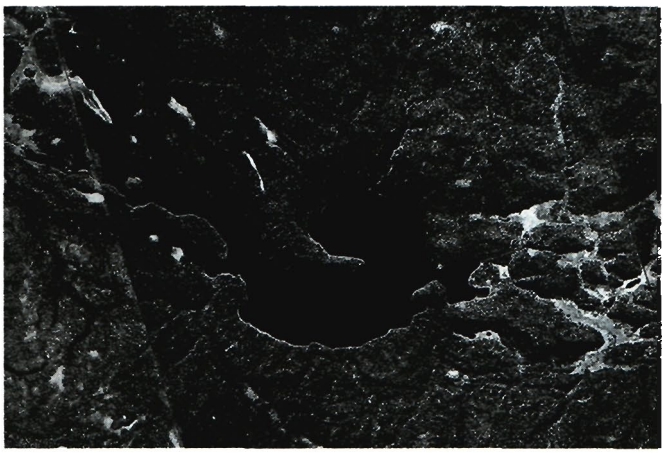
Основная часть мезо- и микроформ, образующих поверхность краевого пояса, представлена контрастным холмисто-ложбинным рельефом. Наиболее крупные формы тяготеют к проксимальной границе пояса и к межъязыковым массивам. Размеры и сложность морфологии устойчиво снижаются в тех же направлениях, что и абсолютные высоты. Значительную роль играет холмисто-грядовый рельеф, отличающийся от холмистого в основном отчетливой удлиненностью мезоформ, расположенных субпараллельно друг другу. Такой рельеф редко встречается в межъязыковых массивах, тяготея к фронтальным и латеральным частям ледниковых языков. Размеры отдельных грядок различны, но обычно невелики: длина их колеблется от 50 до 300 м, ширина от 10 до 50 м, высота порядка 5–10 м. Разделяющие их понижения плохо дренированы и заняты небольшими болотами. Грядки группируются в довольно узкие полосы, вытянутые параллельно краю ледника. Наиболее крупные и высокие гряды ориентированы перпендикулярно направлению движения ледника. В результате снижения в дистальном направлении морфологической выразительности ледникового рельефа, масштабов форм и их абсолютных высот, внешняя граница пояса краевых ледниковых образований Печорской ледниковой лопасти на многих участках весьма нечеткая.

Проксимальная граница маргинального пояса, напротив, чрезвычайно четкая. Она имеет вид уступа к поверхности лопастной депрессии. Высота его изменяется от 100 м у основания лопасти до 50 м у ее южного окончания. Крутизна, в среднем равная 10–15°, не одинакова по высоте уступа. Нижняя часть, составляющая примерно треть высоты, сравнительно пологая (3–5°) и широкая (0,5–1,0 км), верхняя значительно более крутая (до 20°). В целом профиль уступа отчетливо вогнутый, что характерно для склонов ледникового контакта. Бровка выражена плохо из-за холмистого рельефа краевого пояса.

Поверхность проксимального склона расчленена эрозией слабо, благодаря чему во многих местах сохранились узкие площадки, береговые линии — результат кратковременного воздействия волн Нижнепечорского интрагляциального бассейна, возникшего и некоторое время существовавшего в пределах депрессии в период дегляциации. Они прослеживаются только на отдельных участках проксимального склона и обычно представлены серией из 3–7 коротких отрезков, расположенных лестницей по высоте уступа, что свидетельствует о быстром снижении уровня. Однако, в отдельных случаях (Созьвинский язык) береговые линии выражены четко и тянутся на десятки километров вдоль проксимального уступа, указывая на сравнительно более стабильный режим и относительно более длительное существование водного бассейна. В то же время на многих участках проксимального уступа, особенно в западной части краевого пояса, береговые линии отсутствуют. Их гипсометрический диапазон занимают ложбины стока талых ледниковых вод. По-видимому, эти фрагменты уступа лишились бронирующего соприкосновения с мертвым льдом уже тогда, когда условий для концентрации и удержания талых вод в виде интрагляциального бассейна в депрессии Печорской ледниковой лопасти не существовало, то есть лишь в конечную фазу ее деградации.

Заметное место в рельефе маргинального пояса Печорской лопасти занимают ложбины стока талых ледниковых вод. Они ветвятся и сливаются друг с другом, образуя сложные системы. Большинство ложбин сквозные. Проксимальным окончанием они открываются на поверхность лопастной депрессии, пересекают краевой пояс и выходят за его внешнюю границу. Там ложбины обычно исчезают, освоенные верховьями современных рек, истоками которых часто служат заболоченные участки днищ ложбин стока. Наиболее крупные ложбины стока пересекают лопастную депрессию, сливаясь с террасами р. Печоры (ёнвинская, ёрсинская, майерская, мыльская ложбины). Это свидетельствует о том, что дренаж краевого пояса Печорской лопасти осуществлялся как в дистальном, так и в проксимальном направлениях, причем сток талых вод по ложбинам продолжался и тогда, когда поверхность лопастной депрессии освободилась как ото льда, так и от водной массы Нижнепечорского интрагляциального бассейна, то есть после его полного исчезновения. Нередко в таких ложбинах стока располагаются озера, глубины которых колеблются от 20 до 30 м. Максимальные измеренные глубины (оз. Бирково) превышают 45 м (рис. 60). Берегами таких озер, как правило, являются крутые и высокие борта ложбин стока, которые продолжаются и под урезом воды в озерах, что подтверждается детальными батиметрическими картами, составленными для озер Андроново-Ты, Окунево-Ты, Ваглейское, Бирково, Майерское. Несомненно, что все эти озера по генезису — субгляциальные рытвинные, образованные талыми водами, протекавшими под большим гидростатическим давлением в пустотах и тоннелях в деградирующем леднике или под его подошвой, эродируя ледниковое ложе.

Особого рассмотрения заслуживает озеро Бирково, расположенное в южной части фронта ёрсинского языка. В отличие от всех остальных озер, оно не удлиненное, а име-



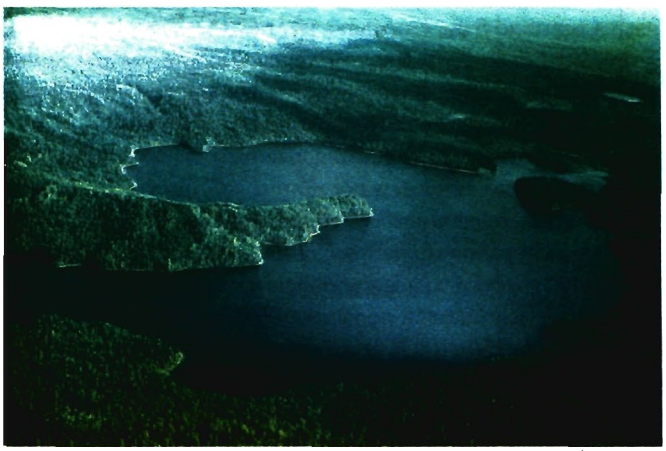


Рис. 60. Озеро Бирково — эворзионная воронка в ложбине стока талых ледниковых вод, рассекающей маргинальный пояс Печорской ледниковой лопасти

Слева — аэрофотоснимок, справа — панорамный снимок с самолета

ет форму витка спирали («улитки»), закрученного против часовой стрелки (рис. 60). Наибольшая глубина — 46 м — отмечена в центральной части озера (витка спирали), наименьшие глубины приурочены к двум узким заливам, обращенным к проксимальной и дистальной частям краевого пояса низёвского языка. Озеро подобной формы, с такими глубинами и их распределением по площади могло образоваться, вероятнее всего, в результате резкого и длительного завихрения водного потока, образовавшего устойчивый водоворот, что привело к интенсивной эворзии небольшого участка ложа ледника и образованию в нем улиткообразного углубления. Направление вращения — против часовой стрелки — закономерно для быстро перемещающихся струй газов и жидкостей в северном полушарии Земли, а разворот острия узкого клинообразного полуострова в центре озера Бирково указывает, что течение водного потока было направлено с севера на юг в дистальном направлении по отношению к краю Печорской ледниковой лопасти.

Так как в ложбинах стока располагаются истоки большинства рек, маргинальный пояс Печорской ледниковой лопасти является основным местным водоразделом, что характерно для поясов краевых ледниковых образований (Саммет, 1963). Его пересекает единственная река — Печора. Все остальные реки — в основном притоки Печоры, стекают с маргинального пояса, зарождаясь в плоских заболоченных ложбинах проксимального и дистального склонов краевого пояса, что обуславливает четкое разделение рек на две группы — проксимального (центростремительного) и дистального (центробежного) направления.

Особого внимания заслуживают плановые очертания проксимального уступа пояса краевых образований Печорской ледниковой лопасти. Он имеет вид прямолинейных отрезков, сопряженных концами таким образом, что простирания их образуют две системы направлений: ортогональную и диагональную относительно стран света (рис. 59). Благодаря этому, депрессия Печорской ледниковой лопасти отличается угловатыми очертаниями и в плане представляет собой несколько сложенных вместе многоугольников различной величины и формы.

Проксимальный уступ краевого пояса, ограничивающий депрессию с запада, вытянут строго с севера на юг на протяжении 110 км. У основания лопасти он меняет свое направление на широтное, очерчивая прямоугольный Тобышский межъязыковый массив, и продолжается в западном направлении на 60–70 км вплоть до восточных склонов Северного Тимана. Восточная часть лопастной депрессии имеет более сложные очертания благодаря языковым выступам. Но и здесь отчетливо заметна прямолинейность как фронтальных, так и латеральных границ языковых депрессий. Разделяющие их межъязыковые массивы также отличаются угловатостью формы. Фронтальные границы всех восточных языков Печорской ледниковой лопасти (шапкинского, созьвинского и ёрсинского) располагаются на одной прямой линии, ориентированной в меридиональном направлении, то есть параллельно западной границе лопастной депрессии, а также долине современной Печоры и ее почти прямолинейному руслу, ориентированному с юга на север.

Местоположение и простирание прямолинейных участков проксимального уступа маргинального пояса совпадает с зонами тектонических разломов, что подтверждается аэромагнитными, гравиметрическими, специально проведенными электроразведочными исследованиями, а также результатами изучения геологического строения, как краевых образований Печорской ледниковой лопасти, так и залегающих под ними более древних четвертичных отложений.

Внутреннее строение маргинального пояса Печорской ледниковой лопасти изучено недостаточно. Редкие скважины (Символокова и др., 1985; Траат и др., 1981, 1988) позволяют полагать, что мощность моренных накоплений в проксимальной части пояса составляет многие десятки метров, снижаясь к его периферии. Отдельными скважинами в моренной толще вскрыты пакеты дислоцированных песчаных

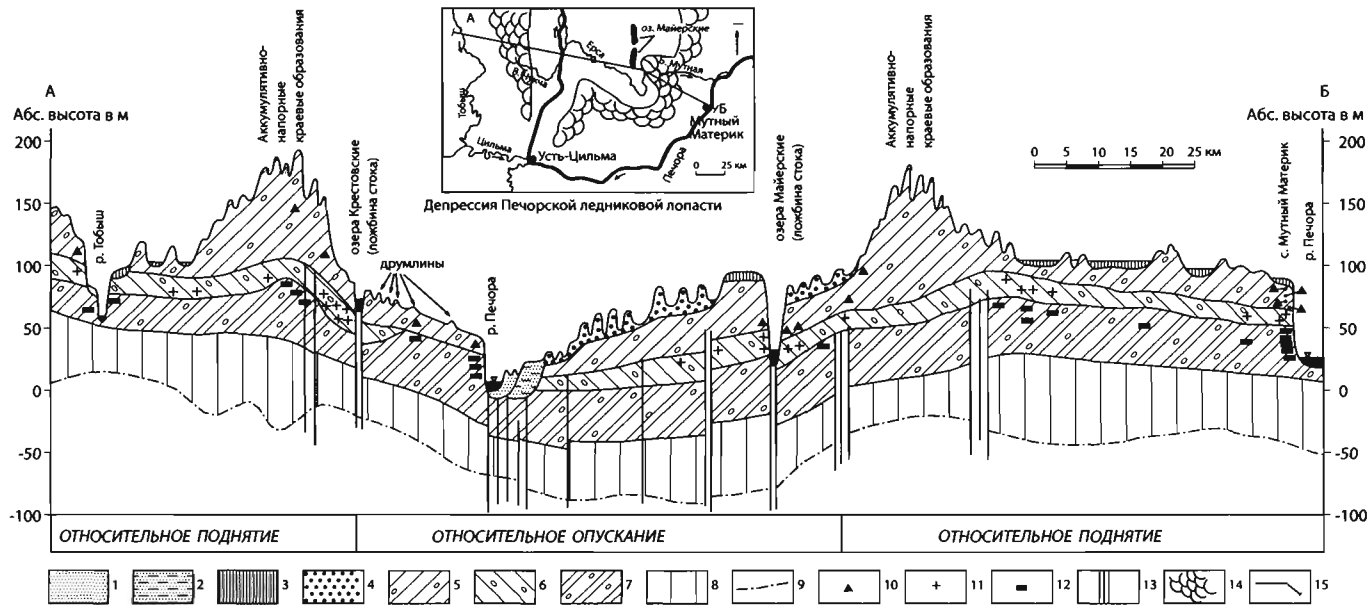


Рис. 61. Схематический геологический разрез

Условные обозначения Отложения: 1 — аллювиальных голоценовых террас (поймы и 1-ой надпойменной); 2 — террасы позднеледникового эстуария и дельты выполнения; 3 — интрагляциальных озер; 4 — наледниковых лимнокамов.
Моренные горизонты: 5 — позневалдайский (2 изотопная стадия); 6 — верхний средненеоплейстоценовый (6 изотопная стадия); 7 — нижний средненеоплейстоценовый (10 изотопная стадия). 8 — отложения неоплейстоцена и эоплейстоцена нерасчлененные. 9 — поверхность дочетвертичных отложений.
Места отбора валунных проб с валунным комплексом: 10 — A_1; 11 — B_1; 12 — C_1. 13 — зоны глубинных разломов, активизированных в позневалдайское время в результате дифференцированных гляциоизостатических движений блоков литосферы.
На карте-варезке: 14 — краевые ледниковые образования Печорской ледниковой лопасти; 15 — линия схематического геологического разреза.

отложений мощностью свыше 25–30 м. В естественных обнажениях также наблюдаются крупные (свыше 15 м) отторженцы, в том числе и пород нижнемелового возраста.

Детальное изучение петрографического состава морен, залегающих в пределах лопастной депрессии и слагающих массивы маргинального пояса, было проведено по долинам рек как центростремительной (р.р. Верх. Чукча, Ёнва, Бол. Пула, Низёва, Сосья, Ёрса, Созьва и Шапкина), так и центробежной (р. р. Тобыш, Пута, Бол. Вольма, Лебедь, Юръяха) систем стока. Результаты анализа петрографического состава были привязаны не только в плановом, но и в гипсометрическом отношении. Они убедительно показали, что при переходе через зоны разломов, определяющих положение проксимальных уступов маргинального пояса, залегание моренных горизонтов во всех пересечениях скачкообразно изменяется: от низкого в лопастной депрессии до более высокого в области краевого пояса (рис. 61). При этом амплитуда флексурного изгиба не зависит от возраста морен. Особенно четко резкое изменение гипсометрического положения моренных горизонтов разного возраста (морен всех трех петрографических типов A_1, B_1 и C_1) выражено в разрезах по долине р. Шапкиной в области ее выхода в депрессию Печорской ледниковой лопасти. В свое время это явление было описано в специальной работе (Лавров, 1976), а впоследствии дополнено результатами геофизических исследований, которые подтвердили существование вертикальных смещений (движений) соседних блоков литосферы по разделяющим их зонам разломов (Самойлюк, Лавров, 1980).

Депрессия Печорской ледниковой лопасти. Краевой пояс Печорской ледниковой лопасти обрамляет с трех сторон: запада, юга и востока, обширную депрессию — понижение, по которой с юга на север протекает р. Печора, принимая множество притоков, как слева (Верх., Сред., Ниж. Чукча, Ёнва, Мыла и Сула), так и справа (Низёва, Сосья, Ёрса, Созьва, Шапкина, Щучья). С севера депрессия Печорской ледниковой лопасти ограничена фронтальными краевыми моренами Малоземельской ледниковой лопасти (рис. 59). Сквозь этот орографический барьер, как и через фронтальную часть краевого пояса Печорской ледниковой лопасти р. Печора проходит по своего рода дефиле, меняя при этом субмеридиональное направление на северо-восточное, после чего впадает вскоре в Баренцево море.

В целом поверхность депрессии можно было бы считать слабо вогнутой: ее края, примыкающие к подножью краевого пояса лопасти, имеют абсолютные высоты 80–90 м, иногда снижаясь до 70–60 м или повышаясь до 100–105 м. На этих высотах в нижней части проксимального склона маргинального пояса нередко, но далеко не повсеместно, прослеживаются узкие площадки, свидетельствующие о волновой подработке уступов и называемые

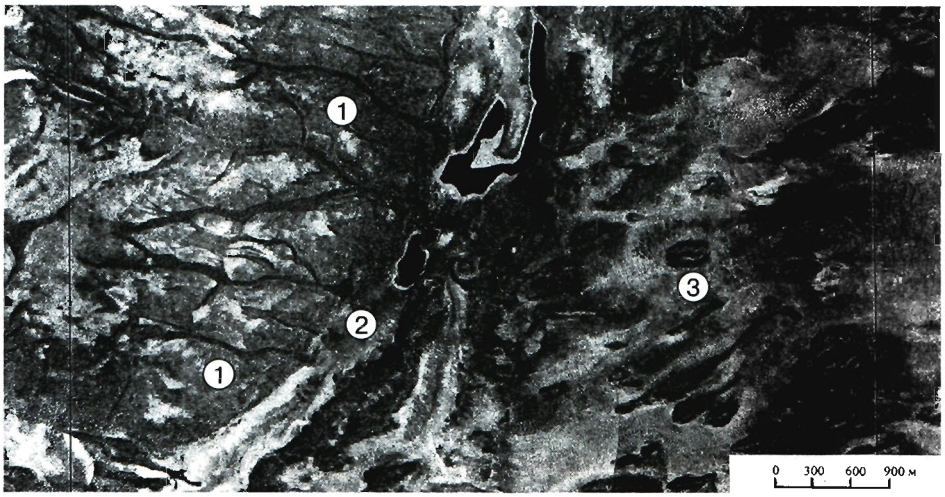


Рис. 62. Рельеф западной (левобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

1 — проксимальный склон краевых образований; 2 — ложбина стока талых ледниковых вод; 3 — поверхность лопастной депрессии, осложнённая моренными холмами и друмлинами

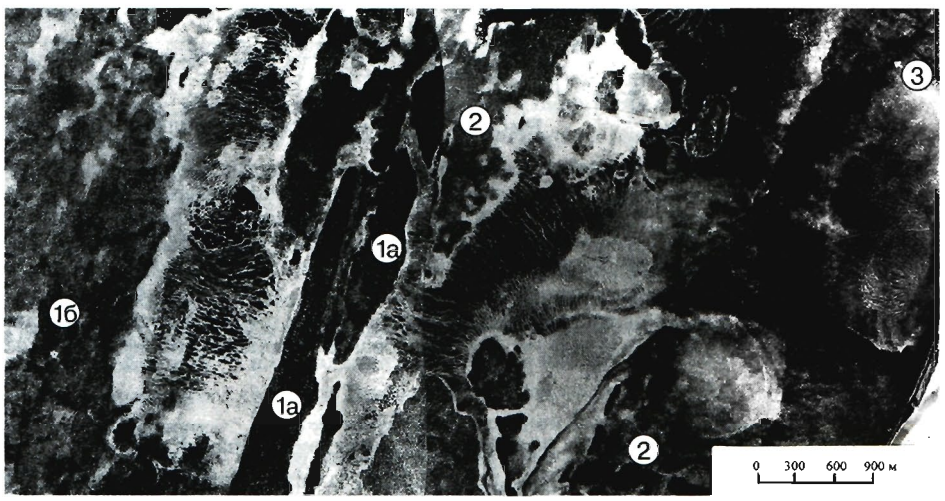


Рис. 63. Рельеф западной (левобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

1 — друмлины (1а) и друмлиноидный микрорельеф (1б); 2 — полого-холмистый моренный рельеф; 3 — прямолинейные зоны ледниковых трещин

обычно береговыми линиями (Лавров, 1966). В то же время береговые линии полностью отсутствуют на обращенных к депрессии Печорской ледниковой лопасти дистальных склонах краевого пояса Малоземельской ледниковой лопасти, свидетельствуя об их относительно более молодом возрасте. Указания на существование следов абразии моренных валов Малоземельской ледниковой лопасти (Mangerud et al., 1999) — не что иное, как грубая ошибка. Детальнейшее изучение аэрофотоматериалов вдоль всего фронта Малоземельской ледниковой лопасти, сопровождавшееся наземными исследованиями, в частности изучением микрорельефа вала субгляциальной компрессионной морены, вскрываемой обнажением «Вастьянский Конь-1», позволяет самым решительным образом отвергнуть утверждение Я.Мангеруда с соавторами (Mangerud et al., 1999).

Вся территория депрессии Печорской ледниковой лопасти разделена долиной р. Печоры на три неравные и неодинаковые по морфологии поверхности части: левобережную (западную), правобережную (восточную) и расположенную несколько особняком северо-западную, по которой протекает р. Сула, а также нижнее течение р. Соймы и ее приток Урдюжская Виска.

Левобережная (западная) часть депрессии Печорской ледниковой лопасти — относительно узкая (в среднем 15 км), сильно заболоченная плоская поверхность, абсолютные отметки которой непосредственно у долины Печоры составляют 40–45 м и слабо повышаются к тыловой части до 60–70 м. Переход поверхности левобережной части депрессии в проксимальный склон краевого пояса происходит довольно резко. При этом вдоль тыловой части депрессии, на ее границе, обычно располагаются окончания узких ложбин стока, спускающихся из холмистых массивов краевого пояса. Некоторые ложбины стока сохранились в первичном, неискаженном виде (рис. 62), но многие унаследованы небольшими речками и ручьями (р.р. Ёнва, Мыла, Верх., Сред. и Ниж. Чукча и др.), которые освоили эти ложбины, но не смогли исказить первичную морфологию, указывающую на их связь с этапом деградации последнего оледенения.

Под поверхностными торфяниками левобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти в ее береговых разрезах лишь изредка можно увидеть даже маломощный (1–2 м) слой пылеватых или глинистых песков с гравием и галькой, залегающих на диамиктонах основной морены последнего оледенения (валунный комплекс A_1). Обыч-

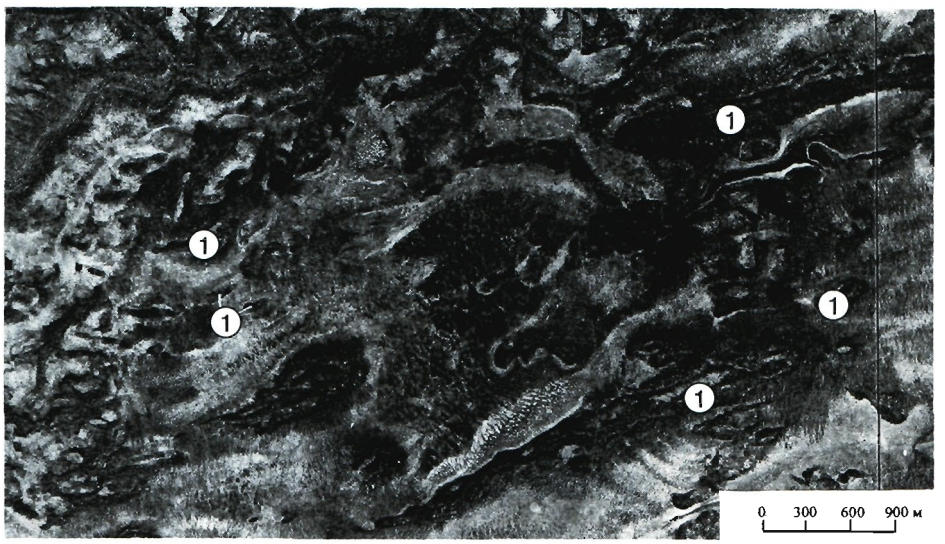


Рис. 64. Рельеф западной (левобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

1) друмлины и друмлиноидные формы среди заболоченной поверхности

но же морена ничем, кроме торфа, не перекрыта. Более того, во многих участках поверхность морены выходит из-под торфа и образует множество небольших плоских округлых моренных холмов высотой до 3–4 м. Кроме того, на поверхности левобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти отмечены, изучены и закартированы авторами (Лавров, 1976; Лавров, Потапенко, 1989; Государственная..., 1985) два поля друмлинов и друмлиноидных форм. Размеры наиболее крупных друмлинов измеряются первыми километрами, высота достигает 5–6 м и более (рис. 63). С поверхности друмлины сложены бурой и буровато-серой глинистой породой с крупнообломочным материалом — измененной выветриванием основной мореной. Ориентировка друмлинов различных групп неодинакова. Группа, расположенная в южной части депрессии у д. Щелино, имеет субмеридиональную ориентировку (рис. 63). Друмлины второй группы, в 25–40 км севернее первой, ориентированы субширотно, с небольшим уклоном к югу, почти перпендикулярно к проксимальному склону краевого пояса (рис. 64).

Весь комплекс мезо- и микроформ, развитый на поверхности левобережной (западной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти, и отсутствие ледниково-озерных отложений Нижнепечорского интрагляциального бассейна не позволяет считать эту поверхность террасой. Все имеющиеся факты противоречат этому. Очевидно, что поверхность левобережной части лопастной депрессии вообще никогда не была дном какого-либо водного бассейна. Тем удивительнее видеть, что практически на всех картах, начиная от карт масштаба 1:200 000, составленных антигляциалистами (Символокова и др., 1985) и кончая обзорными картами четвертичных отложений (Карта..., 1971; 2001), левобережье меридионального отрезка р. Печоры в ее нижнем течении изображено как серия морских или в лучшем случае ледниково-озерных террас двух-трех уровней. Спроектированные на аэрофотоснимки, границы этих, так называемых террас, уверенно показываемые на всех перечисленных выше картах, ни только не находят подтверждения в аэрофотоизображении, но, напротив, они столь же уверенно пересекают в поперечном направлении многочисленные друмлиноидные формы, рассекают на части контуры полей, занятых моренными холмами и т.п.

Береговые разрезы депрессии, изученные у д. Щелино, д. Мещанское и др., позволили установить, что морена, непосредственно формирующая поверхность левобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти и образующая все элементы ледникового микрорельефа (друмлины, холмы), представлена темно-серыми, плотными диамиктонами, содержащими крупнообломочный материал петрографического комплекса A_1, то есть является мореной последнего оледенения. Морена залегает на более древней основной морене, представленной диамиктонами с крупнообломочным материалом петрографического комплекса типа C_1. Контакт между моренами резкий, горизонтальный, явно экзарационный. Экзарация зафиксирована в наличии вдоль контакта морен каменных мостовых — множества плоско-выпуклых валунов. Округлая сторона всех валунов обращена к северу, а ориентировка борозд и штрихов на их плоской стороне указывает, что последний ледник в этом районе двигался почти строго с севера на юг. Плоско-выпуклые валуны с аналогичными дирекционными признаками были обнаружены и в долине р. Верх. Чукча, также под мореной, содержащей обломки петрографического комплекса A_1.

Правобережная (восточная) часть депрессии Печорской ледниковой лопасти резко отличается от левобережной. Она почти в два раза больше по ширине и имеет более сложные очертания. Однако, наиболее существенное отличие, имеющее принципиальный характер и делающее правобережную часть депрессии абсолютно непохожей на левобережную, заключается в морфологии ее поверхности, в необычном характере форм мезорельефа, развитых практически по всей ее площади и полностью отсутствующих на противоположном, левом берегу р. Печоры. Впервые

этот рельеф изучен и выделен как самостоятельный под названием «наледные лимнокамы» (Лавров, 1978). Впоследствии (Лавров, Потапенко, 2002_1) первоначальное название было заменено на «наледниковые лимнокамы», которое более точно отражает представление о генезисе этих исключительно своеобразных форм.

Наледниковые лимнокамы — это песчаные бугры, плоские, или со слабо выпуклой поверхностью, очень пологими (2–5°) склонами, часто без четко выраженной бровки. Подножья бугров скрыты сильно обводненными болотами, покрывающими практически всю поверхность правобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти. Наледниковые лимнокамы весьма многочисленны (рис. 65, 66, 67). Количество их измеряется сотнями, размеры весьма различны, но по своей морфологии — это однотипные формы, несмотря на наличие индивидуальных особенностей. Изменение морфологических характеристик подчинено очень строгой закономерности.

Наледниковые лимнокамы образуют несколько скоплений — полей по 40, 60 и до 200 форм в каждом. Поля разделены долинами рек Шапкина, Созьва и Ёрса. Общее количество лимнокамов превышает 400 шт. Три основные поля наледниковых лимнокамов — северное, центральное и южное отчетливо тяготеют к центру депрессии Печорской ледниковой лопасти, точнее, к ее меридиональной оси. В пределах каждого из них размеры, форма и взаиморасположение наледниковых лимнокамов изменяется по одному и тому же принципу.

Восточные окраины полей образованы округлыми плоскими лимнокамами диаметром 200–500 м, высотой 5–10 м, расположенными весьма разрозненно и хаотично. В западном направлении в каждом без исключения поле размеры лимнокамов и их высота постепенно, но неуклонно увеличиваются, достигая соответственно 0,6–1,2 км и 30–40 м и более. Форма лимнокамов при этом изменяется от круглой до овальной, нередко с заостренным восточным окончанием, что придает наледниковым лимнокамам характерную яйцевидную (в плане) форму (рис. 65). С востока на запад, то есть по мере приближения к меридиональной оси Печорской ледниковой лопасти, нарастает степень удлиненности наледниковых лимнокамов, особенно четко проявленная в северном поле.

В том же направлении проявляется и тенденция к слиянию единичных изолированных форм сначала в небольшие группы, в очертаниях которых без труда можно различить 3–5–7 лимнокамов. Подобные группы характерны для центрального и примыкающей к нему части южного полей. Основная площадь последнего также представлена группами слившихся наледниковых лимнокамов, но степень слияния здесь столь высока, что отдельные лимнокамы уже трудно различимы, а поверхность может быть квалифицирована как лимнокамовая терраса.

Западные границы всех лимнокамовых полей принципиально отличаются от восточных. На участках полного слияния лимнокамов она выражена уступом лимнокамовых террас, в других случаях многочисленные крупные лимнокамы обычно выстраиваются в своеобразную шеренгу (рис. 65), образуя четкий прямолинейный фронт (уступ ледникового контакта), обращенный к западу и вытянутый параллельно меридиональной оси депрессии.

Абсолютные высоты поверхностей наледниковых лимнокамов медленно снижаются с востока на запад к оси Печорской ледниковой лопасти. Однако, при переходе через линии уступов ледникового контакта абсолютные высоты как самостоятельных, изолированных лимнокамов, так и слившихся в группы или образовавших террасовидные поверхности, снижаются, причем очень резко, скачкообразно. Вследствие этого в пределах лимнокамовых полей можно выделить уровни, четко ограниченные субмеридиональными границами — уступами ледникового контакта. В северном поле выделяются два уровня с абсолютными высотами 60–50 м и 30–25 м. В центральном поле — три уровня: 95–80 м, 60–50 м и 25–20 м. Верхний уровень отделен от среднего Майерской ложбиной стока, а средний от нижнего субмеридиональным уступом ледникового контакта (рис. 65). Южное поле лимнокамов не разделено на уровни. Абсолютные высоты в пределах этого поля слабо понижаются к оси Печорской ледниковой лопасти.

Закономерное изменение морфологии и высот наледниковых лимнокамов сопровождается не менее закономерным изменением мощности слагающих их отложений. Все они без исключения сложены тонко-, мелкозернистыми песками с редкими прослоями алевритов, имеющих сугубо подчиненное значение. Крупнообломочный материал отсутствует даже в дефляционных прогалинах на поверхности. Слоистость неясная, горизонтальная. Мощность отложений определяется размерами форм, так как все они насажены на плоскую поверхность основной морены, выстилающей депрессию Печорской ледниковой лопасти. Мощность песков в наиболее крупных наледниковых лимнокамах достигает 30–40 м и более, в то время как разделяющая лимнокамы поверхность депрессии едва прикрыта тонким (первые метры) плащом песков и торфа.

Есть мнение, что лимнокамы депрессии Печорской ледниковой лопасти — это результат проявления термокарстового процесса в условиях деградации многолетней мерзлоты (Астахов и др., 2000). Действительно, в ряде областей отмечены сходные по облику инверсионные формы наземного и подземного оледенения, особенно в условиях повышенной льдистости многолетнемерзлых пород, и ошибочная интерпретация генезиса инверсионных форм может служить причиной ошибочных заключений палеогеографического и даже стратиграфического характера.

Однако при всем этом сходстве существует и обстоятельство, позволяющее уверенно различать генезис рельефа, несмотря на то, что многим термо-инверсионным формам наземного оледенения можно найти подобные формы, связанные с деградацией многолетней мерзлоты. На это об-

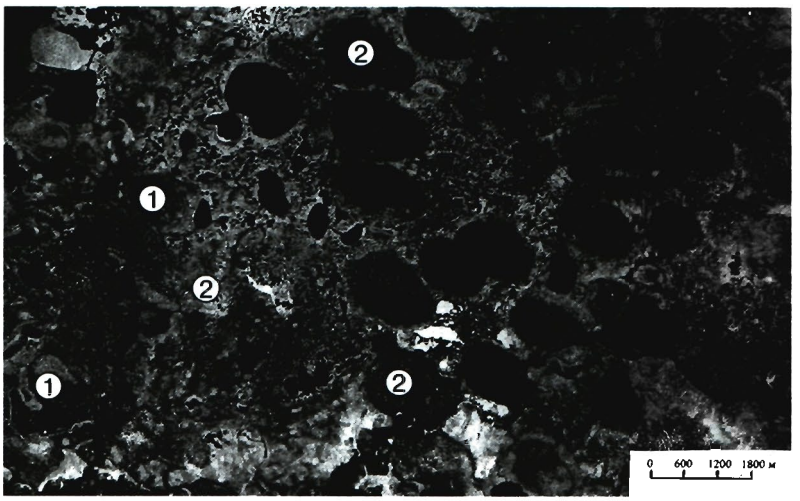


Рис. 65. Рельеф восточной (правобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти. Терраса Нижнепечорского интрагляциального озера

1 — наледниковые лимнокамы третьего уровня; 2 — наледниковые лимнокамы второго уровня

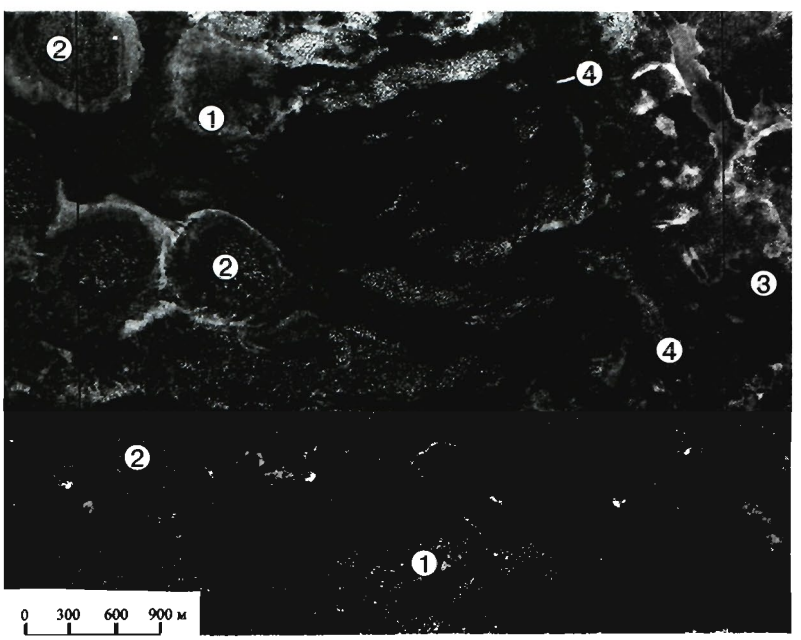


Рис. 66. Рельеф восточной (правобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

Тыловая часть террасы Нижнепечорского интрагляциального озера (1), осложнённая наледниковыми лимнокамами (2), примыкающая к проксимальному склону краевых образований (3). Хорошо выражена береговая линия (4)

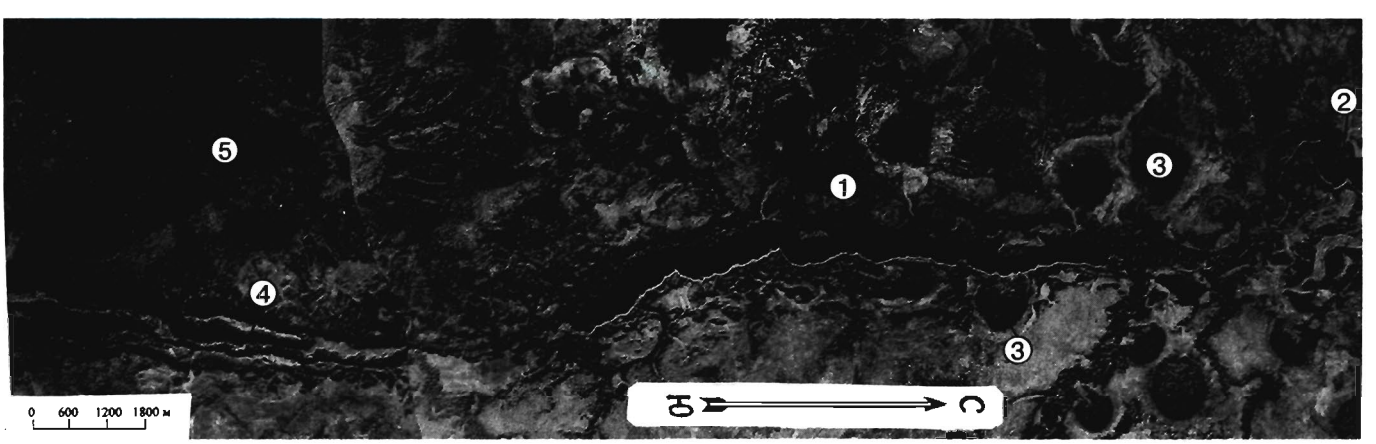


Рис. 67. Рельеф восточной (правобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

Озеро Верхнее Майерское (1) и южная часть озера Нижнее Майерское (2). Наледниковые лимнокамы первого высокого уровня (3) среди заболоченной поверхности. Ложбина стока талых ледниковых вод (4), унаследованная речкой Слепая. Гляциоизостатическое микроплато (5)

стоятельство указал еще в 1965 г. М.Н. Бойцов. Оно заключается в размерах мерзлотных форм различного генезиса по вертикали. «Относительные высоты инверсионных термокарстовых форм многолетней мерзлоты **много ниже** тех высот, которыми характеризуются термокарстово-инверсионные формы мертвого льда» (Бойцов, 1965, стр. 246).

Нам кажется, что трудно представить субаэральную обстановку, в которой существовали бы стройные, закономерно организованные системы озер, глубиной до 50 м, которые были бы одновременно заполнены осадками до краев и столь же одновременно испытали бы инверсию вследствие деградации многолетней мерзлоты в породах, разделяющих эти гипотетические озера. Какова же должна быть льдистость этих пород, чтобы их поверхность при деградации мерзлоты опустилась на 30–50 м? Можно поставить и еще целый ряд вопросов, связанных с характером рассмотренных выше закономерностей изменения морфологии и мощностей наледниковых лимнокамов, их взаимоотношений и т.п., на которые гипотеза, связывающая образование полей наледниковых лимнокамов и лимнокамовых террас с деградацией многолетней мерзлоты, не дает ответа. Вероятно, проще признать точку зрения В.И. Астахова (Астахов и др., 2000) ошибочной, а публикацию ее поспешной, тем более что, как нам известно, указанный автор изучением наледниковых лимнокамов в депрессии Печорской ледниковой лопасти не занимался.

Однако признать наледниковые лимнокамы обычной инверсионной формой, связанной с деградацией наземного оледенения было бы также не совсем правильным.

Существует обстоятельство, на которое следует обратить пристальное внимание. И здесь мы опять прибегаем к помощи не раз выручавшего нас палеогидрологического метода. Дело в том, что русла всех ручьев и небольших речек огибают, обходят лимнокамы, не пересекая ни одного, даже самого маленького. Такое соотношение наледниковых лимнокамов (их общее число превышает 400 шт.) и местных дрен, как нам представляется, возможно только в том случае, если ***инверсия происходила не в субаэральных, а в субаквальных условиях***. В условиях деградации наземного оледенения — пластов мертвого льда, покрытого водами интрагляциальных озер, вполне возможны как дифференцированная аккумуляция ледниково-озерных осадков в неровностях поверхности затопленного участка ледника, так и тридцати-, сорокаметровая мощность этих отложений, а также и столь высокая амплитуда инверсии. Эти процессы возможны потому, что льдистость мореносодержащего льда в наземном ледниковом покрове превышает 80%. И это подтверждено данными, полученными нами при исследованиях погребенного глетчерного льда на севере Западной Сибири как в местонахождении, детально изученном В.И. Соломатиным (1978), так и во вновь обнаруженном в обрыве правого берега р. Бол. Хеты (Лавров и др., 1983).

Таким образом, образование наледниковых лимнокамов в несколько упрощенном виде представляется как результат накопления песчаных отложений в локальных понижениях ледникового (ледяного) дна обширного Нижнепечорского интрагляциального (наледникового) бассейна, возникшего в депрессии Печорской ледниковой лопасти при спуске вод Верхнепечорского подпрудного приледникового бассейна в область Баренцева моря. В понижениях поверхности деградирующего ледника некоторое время существовала цепь гидродинамически связанных крупных наледниковых озер, приуроченных к депрессиям Печорской и Лайско-Ижемской ледниковых лопастей — Нижнепечорский интрагляциальный бассейн. Проточный режим этого озера и направление течения его вод отчетливо зафиксированы в особенностях расположения наледниковых лимнокамов не только Печорской, но и Лайско-Ижемской лопасти. Закономерности изменения размеров и количества наледниковых лимнокамов однозначно указывают на направление транспортировки наносов. Они скапливались в понижениях поверхности залитого водой льда в виде линз. Развития индивидуальных таликов под этими линзами в субаквальных условиях происходить не могло. Под воздействием постоянно положительных температур проточных вод Нижнепечорского наледникового интрагляциального бассейна весь массив затопленного участка ледникового покрова таял практически одновременно и очень быстро, особенно быстро на участках, не прикрытых линзами ледниково-озерных отложений. Поэтому процесс инверсии захватывал одновременно множество таких линз и протекал очень быстро, создавая группы (поля) лимнокамов. При регрессии Нижнепечорского интрагляциального бассейна его отложения, скопившиеся в локальных понижениях ледяного дна, практически одновременно выходили из-под уровня озерных вод в виде групп (полей) плоских, округлых бугров с очень пологими склонами. В понижениях между буграми — лимнокамами — мощность ледниково-озерных отложений была незначительной. Эти участки либо заболачивались, либо по ним закладывались элементы современного поверхностного стока — русла ручейков и речек, не пересекающих, естественно, ни одного наледникового лимнокама.

Следует отметить, что сама поверхность депрессии — плоская, повсеместно сильно заболоченная, в целом слабо наклонена от своей восточной границы — проксимального уступа восточной части краевого пояса Печорской ледниковой лопасти — к ее оси. Снижение поверхности депрессии, в отличие от полей наледниковых лимнокамов, происходит не уступами, а плавно и постепенно от 90–80 м до 25–20 м, не испытывая резких перегибов при переходе через субмеридиональные границы полей наледниковых лимнокамов и лимнокамовых террас и демонстрируя тем самым наложенный характер этих мезоформ рельефа.

Тыловая зона правобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти заметно отличается от левобережной. Здесь отсутствуют ложбины стока талых ледниковых вод, тянущиеся вдоль подножья проксимального уступа краевого пояса, которые так характерны для левобережной

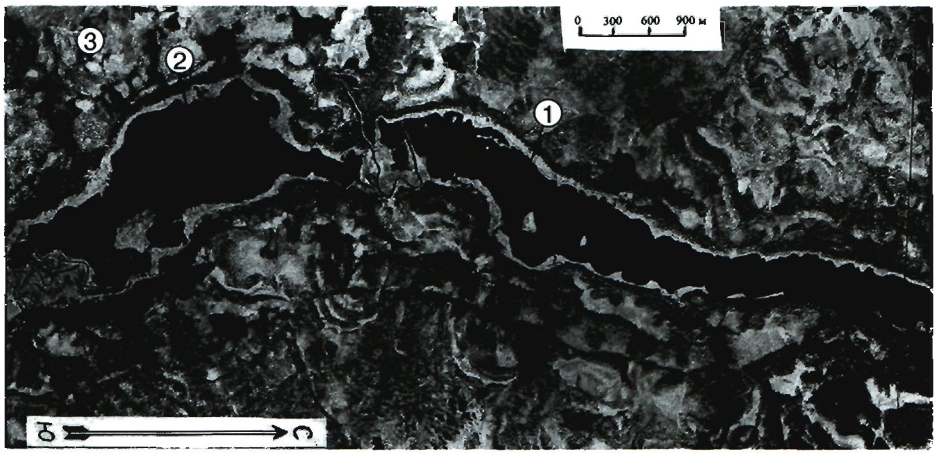


Рис. 68. Рельеф восточной (правобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

Озёра Ыджид-Косты (1) и Волочанское (2) среди заболоченной поверхности террасы Нижнепечорского интрагляциального озера (3) с многочисленными небольшими озами и моренными холмами. Хорошо видны две террасы озёр

части депрессии. Ложбины стока, спускающиеся с краевого пояса, обычно не входят в пределы депрессии, заканчиваясь на абсолютных высотах 80–90 м, где хорошо развиты фрагменты береговых линий (рис. 66).

Но отсутствие небольших ложбин стока талых вод с лихвой компенсируется следами мощного подледного стока, выработавшего систему крупных прямолинейных ложбин, общая протяженность которой превышает 100 км. Ложбины располагаются на значительном удалении от края депрессии, вытянуты (как и уступы лимнокамовых полей) в субмеридиональном направлении. Северная часть ложбин занята озерами Верх. и Ниж. Майерские (рис. 67), средняя часть пересекает долину р. Ёрса и продолжается далее к юго-востоку вдоль узкой долины этой реки, отстоя от нее на 3–4 км к югу. Через 30–35 км эта ложбина стока вновь соединяется с долиной р. Ёрса, но вскоре круто поворачивает к югу и входит в пояс маргинальных образований Печорской ледниковой лопасти. В пределах депрессии этот, южный отрезок ложбины занят системой озер Ыджид-Косты и Волочанские (рис. 68), а в узком проходе сквозь краевой пояс в ложбине располагается озеро Бирково (рис. 60).

По расположению ложбин, их взаимоотношению с современными водотоками, можно уверенно установить, что поток ледниковых вод по Майерско-Волочанской ложбине был направлен в целом с севера на юг. В месте пересечения краевого пояса Печорской ледниковой лопасти в потоке талых ледниковых вод возникал колоссальный водоворот, о чем можно судить по размерам и глубине выработанной им воронки, занятой ныне озером Бирково. Общая глубина воронки достигает 80–90 м, диаметр — около 2,0 км. Миновав эворзионное завихрение при пересечении маргинального пояса, поток, образуя бифуркирующую ложбину, впадал в один из фрагментов Нижнепечорского интрагляциального бассейна, но уже в пределах депрессии Лайско-Ижемской ледниковой лопасти. Образованная им здесь узкая подводная дельта сохранилась в современном рельефе и прекрасно видана на аэрофотоснимках. Дельта, скорее конус выноса — плоская, песчаная, протяженностью около 16 км. В месте выхода из ложбины конус выноса имеет ширину около 1 км, но постепенно расширяется до 1,5 км.

Заканчивая рассмотрение мезо- и микрорельефа депрессии Печорской ледниковой лопасти, следует кратко остановиться еще на двух разновидностях положительных форм. Они не столь крупны и развиты лишь на небольших участках, но весьма важны для понимания палеогеографической обстановки периода деградации Печорской ледниковой лопасти.

1. На северной окраине северного поля наледниковых лимнокамов вплоть до русла небольшой речки Щучья отмечено свыше четырех десятков микроформ, имеющих вид прямолинейных гряд высотой 2–5 м, при ширине 10–25 м и протяженности от 0,2 до 0,8 км (рис. 42). Гряды сложены светлыми мелкозернистыми песками абсолютно аналогичными пескам наледниковых лимнокамов. Для всей группы грядок (общее количество их составляет примерно 45–50 шт.) характерна одна и та же ориентировка относительно стран света: с северо-востока на юго-запад. Прямолинейность некоторых грядок нарушена изломами (под тупыми углами, но четко заметными). Большинство грядок рассосредоточено среди плоской заболоченной поверхности левобережья р. Щучьей. Но из тех, которые располагаются в пределах северной окраины лимнокамового поля, несколько штук одним из своих концов в той или иной мере, но обычно не менее чем наполовину длины, накладываются на лимнокамы. Современная морфология местности создает впечатление, что в этом районе имеет место наложение песчаных грядок на поверхность наледниковых лимнокамов. Но, вероятнее, порядок наложения был обратным: на скопления ледниково-озерных отложений в трещинах ледяного дна Нижнепечорского интрагляциального бассейна наложились ледниково-озерные отложения, образовавшие при инверсии наледниковые лимнокамы.

По своим морфологическим параметрам грядки весьма сходны с озами, однако, их несомненная связь с Нижнепечорским интрагляциальным бассейном, в котором происходило накопление тонкопесчаных отложений не только наледниковых лимнокамов, но и самих грядок,

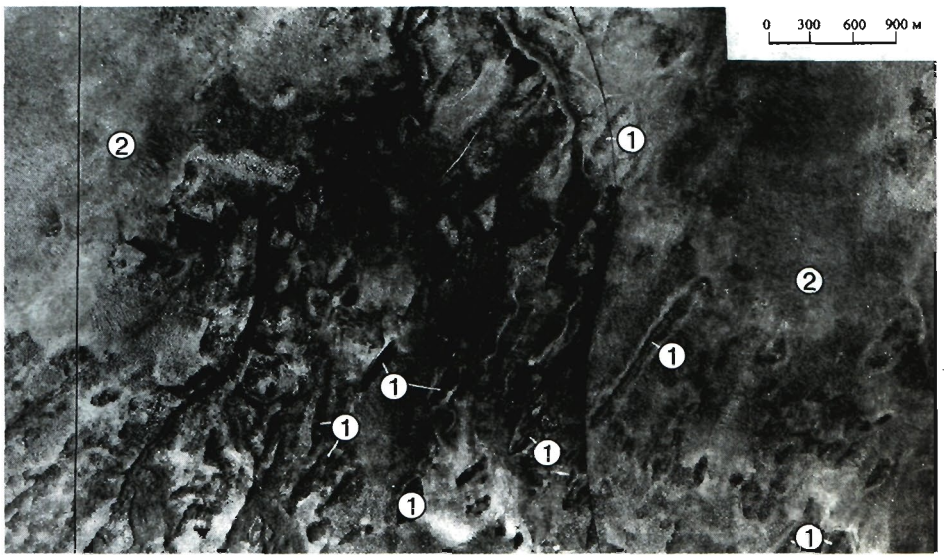


Рис. 69. Рельеф восточной (правобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

1 — друмлины; 2 — заболоченная поверхность террасы Нижнепечорского интрагляциального озера

дает основание уточнить генезис рассмотренных микроформ, отнеся их не к трещинным озам, а к образованиям типа лимноозов.

2. На левобережье р. Ёрсы между южным полем наледниковых лимнокамов и проксимальным уступом краевого пояса ёрсинского ледникового языка среди плоской заболоченной поверхности восточной части депрессии Печорской ледниковой лопасти зафиксирована немногочисленная группа узких прямолинейных микроформ, аналогичных друмлиноидам левобережной части депрессии. Друмлиноиды строго параллельны и ориентированы в субмеридиональном направлении практически под прямым углом к проксимальному уступу краевого пояса (рис. 69).

Поверхность правобережной (западной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти на всей ее площади образована горизонтом диамиктона — основной морены, содержащей петрографический комплекс обломков типа A_1. Мощность морены последнего оледенения в пределах правобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти, как и на левобережье Печоры, невелика — 3–5 м, но по мере приближения к проксимальным уступам краевого пояса она заметно увеличивается, достигая 10–15 м. Береговые разрезы в долинах рек Шапкина, Созьва, Ёрса позволяют установить эту тенденцию с полной уверенностью.

Наиболее представительные и хорошо изученные разрезы морены и подморенных отложений располагаются в нижнем течении р. Шапкиной и им посвящен отдельный раздел. Но, как в этих опорных разрезах, так и во множестве других установлено, что морена последнего оледенения в пределах правобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти залегает на песчано-алевритовой толще озерных и ледниково-озерных отложений средневалдайского возраста (по результатам радиоуглеродного датирования), подстилаемых аллювием. Возраст последнего, по ряду прямых и косвенных показателей, скорее всего, укладывается в диапазон от раннего валдая до начала средневалдайского мегаинтерстадиала. Основание подморенной озерной и аллювиальной толщи располагается ниже уреза современных рек. Но по мере приближения к краевому поясу Печорской ледниковой лопасти из-под уреза постепенно появляется еще одна морена, роль которой в разрезах, как и гипсометрическое положение, увеличивается. По результатам петрографического изучения обломков из этой морены установлено, что она относится к моренам с петрографическим комплексом B_1 (рис. 61).

В пределах правобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти существует участок, где морена B_1 залегает на аномально высоких отметках, выше, чем в соседних разрезах располагается морена последнего оледенения. Этот участок расположен на правобережье р. Ёрсы, непосредственно ниже пересечения этой рекой рытвины Майерской ложбины стока (рис. 61). В рельефе участок, где морена типа B_1 залегает выше стандартного положения, имеет вид платообразного повышения с плоской поверхностью и хорошо выраженными склонами. Особенно четко обозначен крутой восточный склон платообразного повышения, служащий одновременно и частью западного борта Майерской ложбины стока на протяжении 7–8 км. Площадь этого микроплато составляет 35–45 км^2, относительная высота над заболоченной поверхностью депрессии около 25–30 м, абсолютная высота 90–94 м. Приподнятое положение поверхности этого участка, четкие склоны, и аномально высокое положение морены с комплексом крупнообломочного материала типа B_1 позволяет относить эту, единичную среди поверхности депрессии Печорской ледниковой лопасти, мезоформу к разряду микрогляциоизостатических плато.

Печорская ледниковая лопасть благодаря уникальности мезо- и микрорельефа депрессии, его разнообразию и выразительности резко отличается от депрессий других ледниковых лопастей как восточнее, так и западнее Тиманского Кряжа. Исключительность ее заключается не только в специфике морфогенеза как такового самого по себе.

В строении поверхности депрессии Печорской ледниковой лопасти кроется ключ к точному пониманию сущности происходивших в это время процессов, и им, этим ключом, является аномальное гипсометрическое соотношение рельефа, созданного непосредственно массивами деградирующего ледника, и рельефа, обязанного своим происхождением возникновению водных бассейнов, в данном случае одного из озер Нижнепечорского интрагляциального бассейна — системы гидродинамически связанных интрагляциальных озер, отложения которых формируют нижнепечорскую интрагляциальную террасу.

Очень большое значение для правильного понимания, а, следовательно, точной и обоснованной фактами реконструкции обстановки, в которой происходила деградация краевой зоны, имеет сопоставление абсолютных высот ледникового рельефа левобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти с высотами фрагментов нижнепечорской интрагляциальной террасы — поверхностей лимнокамов и лимнокамовых террас правобережья Печоры, которые отражают положение уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна и ступени его снижения в процессе деградации оледенения.

Абсолютные высоты холмистого моренного рельефа левобережья р. Печоры, как и гребни друмлиноидных форм, размещаются в диапазоне 30–60 м. Днища ложбин стока в тылу левобережной части депрессии располагаются подчас еще ниже. Абсолютные высоты лимнокамов правобережья колеблются от 90–95 до 25 м, занимая в основном диапазон 50–70 м, где сосредоточена основная масса песчаных отложений, мощность которых, даже в случае равномерного распределения на площади не менее 15–20 м. При подобном соотношении абсолютных высот совершенно очевиден единственный логически обоснованный вывод: фрагмент Нижнепечорского интрагляциального бассейна на территории правобережной части депрессии Печорской ледниковой лопасти существовал одновременно с массивом мертвого льда, покрывавшего левобережную часть депрессии. В противном случае, развитые там ледниковые микроформы были бы неизбежно погребены под песчаной толщей ледниково-озерных отложений, которые, как и на правобережье, сформировали бы серию наледниковых лимнокамов или террасовую поверхность существенно песчаного состава. Более того, совершенно очевидно, что интрагляциальный бассейн, заливавший правобережную (восточную) часть депрессии Печорской ледниковой лопасти исчез до того, как растаял ледниковый массив, бронировавший и защищавший от затопления левобережную (западную) часть депрессии.

Второй не менее интересный вывод можно сделать, приняв во внимание отсутствие малейших признаков абразионной подработки краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти, их дистальных склонов, обращенных в сторону депрессии Печорской ледниковой лопасти. Этот факт имеет важнейшее значение в определении относительного возраста Нижнепечорского интрагляционного бассейна в депрессии Печорской ледниковой лопасти и ледникового массива Малоземельской ледниковой лопасти. Но для понимания и решения этих вопросов необходимо изложить комплекс данных, касающихся непосредственно Малоземельской ледниковой лопасти. Поэтому взаимоотношения краевых образований этого выступа ледникового края с фрагментом Нижнепечорского интрагляциального бассейна в пределах Печорской ледниковой лопасти рассматриваются в разделе «Малоземельская ледниковая лопасть».

Колвинская ледниковая лопасть. Краевые образования этой лопасти имеют вид огромного глубокого амфитеатра, раскрытого к северо-востоку, в сторону Пай-Хоя. Диаметр амфитеатра 120–130 км, глубина изгиба — 130–140 км. Весь массив Колвинской ледниковой лопасти плотно втиснут в пространство, ограниченное долинами рек Лаи (верхнее и среднее течение) и Адзьвы (среднее и нижнее течение). Центральная часть лопасти пересечена средним течением р. Колвы, что и обусловило ее название. Внешний контур, линия фронта Колвинской ледниковой лопасти, отличается от всех остальных простотой и плавностью очертаний.

Исследование Колвинской ледниковой лопасти началось в 1961 г., когда были обнаружены краевые образования фронтальной части лопастного амфитеатра (рис. 70,71), получившие название Лайско-Адзьвинской гряды (Лавров, 1966). В том же году был разбурен один из наиболее характерных участков краевого моренного вала и обнаружено, что его ядро сложено дислоцированными песчано-глинистыми отложениями, подстилающими верхнюю, рельефообразующую морену этого района, а сама она облекает дислокации ядра, образуя мощную покрышку. Если принять во внимание, что поверхность моренного вала осложнена характерным параллельно-грядовым микрорельефом (рис. 72), то становится весьма очевидным генетическое сходство валов Лайско-Адзьвинской гряды с валами субгляциальных компрессионных морен, вскрытых разрезом «Вастьянский Конь-1». Детальное описание морфологии и внутреннего строения разреза «Вастьянский Конь», его значение для палеогляциологии приведено выше, в разделе, посвященном типам маргинальных ледниковых образований. Результаты дальнейших исследований этого участка краевой зоны последнего оледенения опубликованы в ряде последовавших затем работ (Лавров, 1973$_2$,1977,1981; Лавров, Потапенко, 1984 и др.). В эти же годы авторами проведено детальное картирование этой области (Лавров и др., 1979; Лавров и др., 1987; Лавров, Потапенко, 1997) с использованием современных материалов аэро- и космосъемок, с проведением аэровизуальных и наземных исследований.

Маргинальный пояс Колвинской ледниковой лопасти, несмотря на упомянутую выше плавность очертаний, имеет достаточно сложную структуру, что представляет несомненный интерес как для понимания сути процесса исчезновения громадных объемов льда, так и для познания механизма дегляциация.

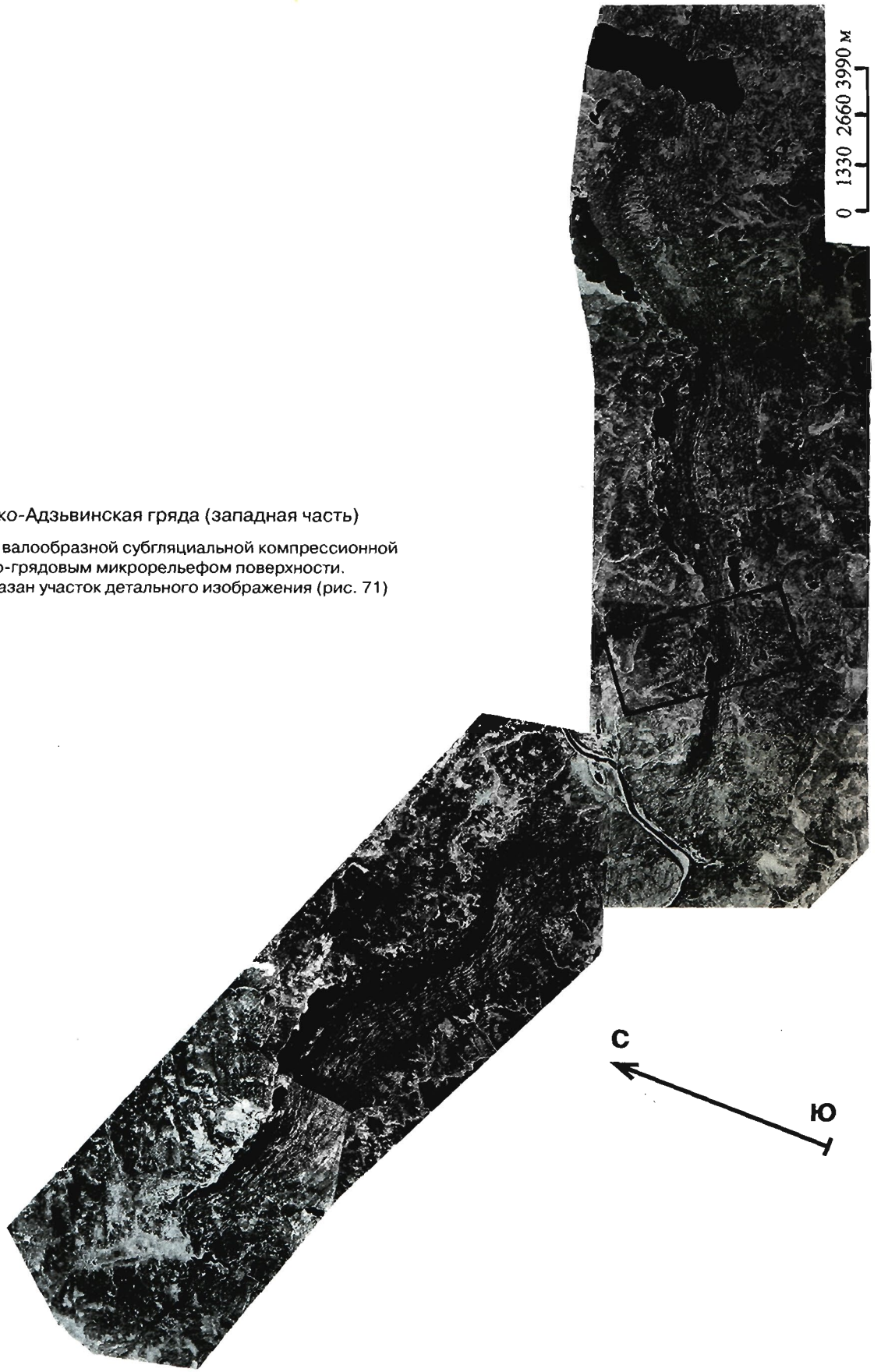


Рис. 70. Лайско-Адзьвинская гряда (западная часть)

Классический пример валообразной субгляциальной компрессионной морены с параллельно-грядовым микрорельефом поверхности. Прямоугольником показан участок детального изображения (рис. 71)

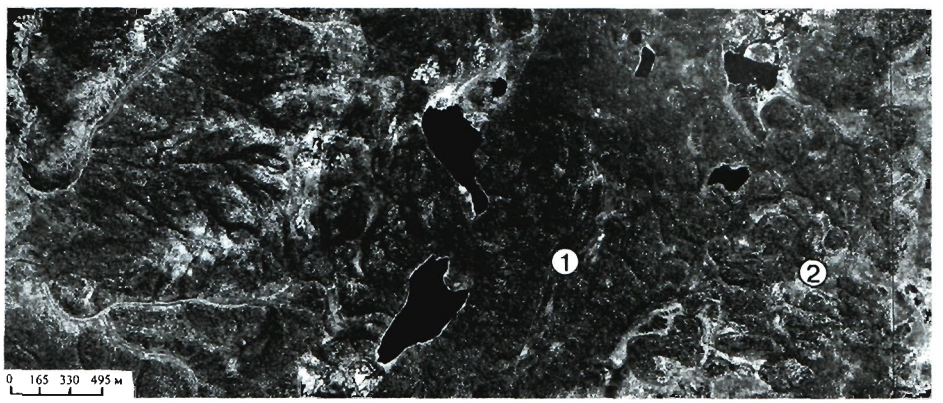


Рис. 71. Фрагмент вала субгляциальной компрессионной морены Лайско-Адзьвинской гряды (1) среди мелкохолмистого моренного рельефа (2)

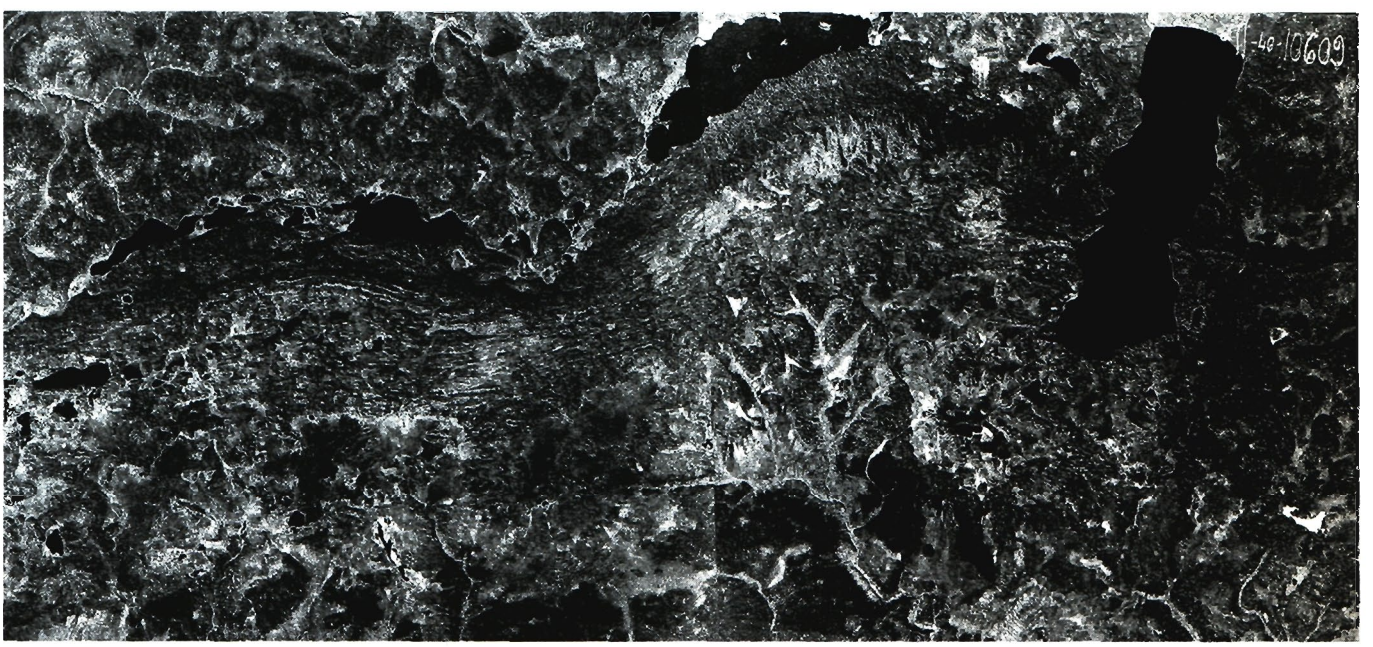


Рис. 72. Аэрофотоизображение вала субгляциальной компрессионной морены, рассеченного озером Возейты

Вдоль проксимального (северного) склона вала — ложбина стока талых вод с реликтовыми озёрами. Фрагмент Лайско-Адзьвинской гряды

Прежде всего, необходимо отметить, что Лайско-Адзьвинская гряда состоит из двух субпараллельных поясов, образованных валообразными краевыми моренами. На междуречье Лаи и Колвы внешний пояс валов довольно быстро исчезает, сменяясь разрозненными холмами, оконтуривающими языковый выступ, в депрессии которого располагается озеро Лысутей-То. Лысутейский ледниковый язык примыкает к дистальной стороне внутреннего пояса, образованного мощным валом субгляциальной компрессионной морены — возвышенностью Евся-Мусюр и серией более коротких форм (рис. 73) аналогичного генезиса (сопки Сяттей, Хасеймыльк и др.), которые прослеживаются далее к северо-востоку, сначала вдоль правого борта долины р. Харьяхи, после чего отклоняются к северу, замыкаясь на возвышенность Отвор-Мусюр.

Восточнее долины р. Колвы пояса моренных валов Лайско-Адзьвинской гряды отстоят друг от друга на 8–12 км. Поверхность внешнего вала лишена параллельно-грядовой морфоскульптуры, его относительная высота не превышает 15–20 м, абсолютная не более 116–119 м, ширина 3–5 км. Внутренний моренный вал — субгляциальная компрессионная морена с характерным параллельно-грядовым микрорельефом. Его относительные высоты достигают 70 м, в среднем составляя 40–60 м, ширина редко превышает 4–5 км, уменьшаясь местами до 2–3 км, абсолютные высоты колеблются от 148 до 177 м. Единый в целом вал рассечен на пять фрагментов крупными гляцигенными рытвинами, в которых расположены озера Возейты, Рогозинты, Веякоты и Салюкуты отчетливо удлиненной формы. Протяженность озер 5–7 км, ширина от 1,5 до 2,5–3,0 км, глубина достигает 20–30 м.

У подножья дистального склона внутреннего вала начинаются многочисленные небольшие ручейки, истоки которых теряются в болотцах среди мелкохолмистого

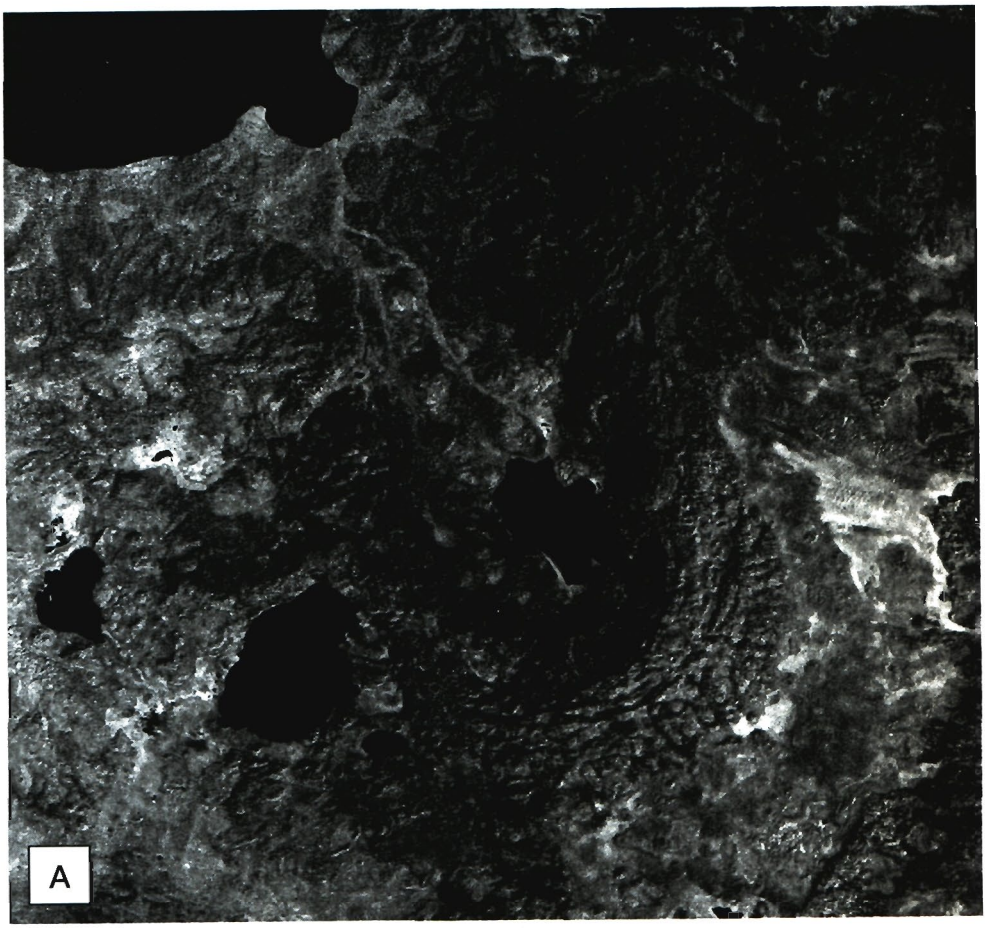




Рис. 73. Подковообразный вал субгляциальной компрессионной морены, сохранивший очертания ледникового микроязыка (р-н северо-западного окончания Лайско-Адзьвинской гряды)

А — аэрофотоснимок,
Б — панорамный снимок с самолёта

моренного рельефа полосы, разделяющей валы. Подойдя к подножью проксимального склона внешнего вала, все ручейки резко меняют направление, текут вдоль него, постепенно сливаясь в 3–4 речки, которые вновь, резко меняя направление течения, прорывают внешний вал, рассекая его на части, подобные фрагментам внутреннего вала, после чего выходят за пределы Колвинской ледниковой лопасти. Перед ее фронтом они вновь сливаются, образуя реки Хата-Яха и Лемью, впадающие в р. Колву.

В восточной половине Лайско-Адзьвинской гряды оба моренных вала — внешний и внутренний, сближаются. Здесь их разделяет только несколько широких маргинальных ложбин, которые дренируются истоками р. Бол. Макарихи. В целом оба вала образуют продолговатый массив общей шириной до 20–25 км, и в таком виде они достигают правого берега р. Адзьвы.

В этом районе внутренний пояс маргинальных валов раздваивается на две ветви. Одна из них образует резко выступающий вперед (на 10–15 км) хоседа-чегемский ледниковый язык, очерченный круто изогнутыми (в плане) валами с параллельно-грядовым микрорельефом поверхности. Хоседа-чегемский язык прорвал и полностью уничтожил в зоне прорыва вал внешнего пояса маргинальных образований. Другая ветвь внутреннего пояса, наоборот, с еще более крутым изгибом вдается на 30–40 км в депрессию Колвинской ледниковой лопасти, образуя две языкообразные дуги, выпуклостью, однако, обращенные не от, а к центру лопастной депрессии. В отличие от хоседа-чегемского языка, обе дуги образованы не сплошными моренными валами, а множеством валообразных возвышенностей, разделенных ложбинами или локальными понижениями, в которых, как правило, располагаются изометричные озера сравнительно небольшого размера (до 3 км — оз. Малваты) или узкие гляцигенные рытвинные озера длиной до 5–6 км (оз. Ичекояты). Внутренние области обеих языкообразных дуг представляют собой плоские сильно заболоченные поверхности с множеством термокарстовых озер, сливающиеся с абсолютно аналогичной по характеру микрорельефа и заболоченности поверхностью лопастной депрессии. Тем не менее, ручьи, дренирующие эти локальные депрессии, текут в дистальном направлении, пересекая все возвышенности поясов краевых образований Колвинской ледниковой лопасти (р. Малваю, притоки р. Хоседы).

Мы склонны полагать, что обе дуги внутренней ветви вала субгляциальной компрессионной морены представляют собой формы, характерные для начальных фаз образования аккумулятивных межъязыковых массивов, которое началось в результате снижения активности ледниковых масс всей Колвинской ледниковой лопасти вследствие ее отчленения от ледникового покрова.

Далее к северо-востоку оба пояса маргинальных валов вновь объединяются, но теряют при этом индивидуальность и в виде постепенно суживающейся полосы моренных валов различного размера тянутся до верхнего течения р. Адзьвы. Там, отклоняясь к востоку, они переходят на левый борт долины этой реки, огибают северное окончание гряды Чернышева и в верховьях р. Бол. Роговой сливаются с краевыми моренами Роговской ледниковой лопасти.

Депрессия Колвинской ледниковой лопасти состоит из трех частей примерно равных по площади, но совершенно различных по морфогенезу мезорельефа и литологии отложений, слагающих поверхность. Вдоль оси лопасти, симметрично делящей ее депрессию на северо-западную и юго-восточную части, расположена прямолинейная в плане группа возвышенностей (Лапта-Мусюр, Болбан-Мусюр, Лыза-Мусюр и Павадей-Мусюр). Юго-западное окончание группы имеет вид двух ветвей. Одна из них, западная, плавно отклоняется от южного окончания возвышенности Лапта-Мусюр к западу в сторону русла р. Колвы, у озера Кома-ты приближается вплотную к западной части пояса фронтальных субгляциальных компрессионных морен и далее в виде хребта Харьяха-Мусюр продолжается в северо-восточном направлении параллельно правому флангу Колвинской лопасти, образуя левый борт долины р. Харьяхи вплоть до ее истоков поблизости от озера Ошко-то. Долина р. Харьяхи — это крупная маргинальная ложбина стока, что подтверждается составом отложений, образующих ее днище (пески, гравий, галька, валуны). Другая ветвь, так же как и первая, начинается у южного окончания возвышенности Лапта-Мусюр, но отклоняется не к западу, а к востоку, сначала в виде крупной возвышенности Лыду-Мусюр, но затем размеры возвышенностей этой ветви уменьшаются и, сохраняя непрерывную последовательность, тянутся до озера Салюкуты, где, как и западная, эта ветвь сливается с валами субгляциальных компрессионных морен в центре маргинального пояса Колвинской ледниковой лопасти.

Таким образом, обе ветви маргинальных форм примыкают к проксимальным склонам субгляциальных компрессионных морен краевого пояса Колвинской ледниковой лопасти, образуя два крупных языка — харьяхинский и сандивейский (рис. 57).

Между фронтальными дугами этих языков и центральной частью маргинального пояса субгляциальных компрессионных морен располагается плоская, полого холмистая поверхность, образованная основной мореной с абляционной покрышкой. Морена прослеживается до проксимальных склонов субгляциальных компрессионных морен внутреннего вала краевого пояса Колвинской ледниковой лопасти и отделена от их подножья лишь ложбинами стока талых ледниковых вод с крупными реликтовыми озерами (оз. Евсяты, Писейты и др.). Абсолютные высоты этой части поверхности лопастной депрессии не превышают 103 м, в среднем составляя 80–90 м, но снижаясь нередко до 60–70 м и менее. Однако, несмотря на столь невысокие отметки, эта часть депрессии Колвинской ледниковой лопасти не перекрыта хотя бы тонким чехлом ледниково-озерных отложений, как это наблюдается на более высоких (95–100 м) поверхностях депрессий харьяхинского и сандивейского ледниковых языков.

Харьяхинская и сандивейская языковые депрессии сложены с поверхности преимущественно песчаными или глинисто-алевритовыми отложениями. Они залегают на основной морене последнего оледенения, выстилающей всю лопастную депрессию. На поверхности языковых депрессий развито бесчисленное множество мелких (2–5 м) термокарстовых озер. Их берега образованы торфяниками болот, покрывающих всю поверхность депрессий. Мощность торфяников достигает 3–4 м, они залегают на песках, суглинках или глинах ледниково-озерных отложений, изредка обнажающихся у самого уреза озер. Радиоуглеродный возраст базальных слоев торфа в депрессии сандивейского языка равен 8400±100 л. н. (ЛУ-1772). У подножья проксимальных склонов краевых морен харьяхинского ледникового языка и склонов возвышенностей межъязыкового массива на абсолютных высотах 95–100 м прослеживаются береговые линии Колвинского интрагляциального озера.

Возвышенности, образующие межъязыковый массив, отличаются прямолинейностью очертаний, что вызывает, конечно же, предположение о связи этих образований с глубинными разломами. К сожалению, детали их геологического строения неизвестны, но проведенное здесь целенаправленное изучение изменения концентраций углеводородов, растворенных в воде термокарстовых озер (Лавров и др., 1987) показало повышенное содержание углеводородов в озерах, расположенных непосредственно около прямолинейных участков склонов этих возвышенностей. Возможно, что локализованное таким образом увеличение количества растворенных в воде углеводородов в этой области Колвинского мегавала с его нефтегазоносными залежами можно рассматривать как результат активизации и увеличения проницаемости зон разломов при воздействии и последующем снятии ледниковой нагрузки.

Отложения Колвинского интрагляциального озера, выполняющие депрессии харьяхинского и сандивейского ледниковых языков, представлены песками, алевритами и глинами различной, иногда значительной (более 10 м) мощности. В целом эти отложения изучены весьма плохо, за одним исключением. В пос. Хорей-Вер они пройдены давно и хорошо известной скважиной СДК-80. Скважина под маломощными отложениями пойменной террасы вскрыла толщу темно-серых, песчанистых, оскольчатых глин, содержащих горизонты древесных стволов и пней.

Сторонниками антигляциалистической концепции плейстоцена эти глины были признаны в качестве одного из стратотипических разрезов средней части так называемой «роговской свиты» (Зархидзе, Семенов, 1972). «Роговская свита» объединяла, согласно общепринятым тогда представлениям, «верхнюю» морену, залегающую под ней песчано-глинистую толщу и подстилающий ее горизонт валунного суглинка (диамиктона). Естественно, антигляциалисты, не считая морены ледниковыми отложениями, относили всю трехчленную свиту к отложениям морской («роговской») трансгрессии. Возраст «роговской свиты» претерпевал во времени определенные изменения, от плиоцена до среднего плейстоцена (теперь неоплейстоцена), но никогда не был моложе. Камовые отложения, перекрывающие морену последнего оледенения в районе Вашуткиных озер, выделялись в «вашуткинскую» свиту, знаменовавшую собой регрессию «роговского» моря.

В результате проведенного нами тщательного изучения геоморфологических условий района пос. Хорей-Вер было выяснено, что глины и суглинки, отнесенные к «роговской» свите, слагают также и уступ правого берега р. Колвы в непосредственной близости от скважины СДК-80. Несколько ниже поселка в береговом обнажении около уреза р. Колвы в подобных глинах также был обнаружен и прослежен на расстоянии 70 м один из горизонтов пней и остатков древесной растительности (стволов, ветвей). Проведенное радиоуглеродное датирование позволило установить возраст органических остатков, оказавшийся равным 7830±80 л. н. (ЛУ-607). Возраст основания отложений наиболее древней аллювиальной террасы этого района — 7690±90 л. н. (МГУ-222).

Приведенный пример наглядно показывает, к каким последствиям может привести недооценка геоморфологического, в особенности морфогенетического метода изучения неоплейстоцена. На протяжении 2–3 десятков лет многочисленные коллективы геологов упорно занимались картированием «роговских» отложений, несмотря на своевременную и быструю публикацию (Лавров, 1973; Лавров, Арсланов, 1977, 1987 и др.) материалов, опровергающих право на существование самого понятия «роговская свита» как эклектической смеси разновозрастных отложений различного генезиса.

Таким образом, Колвинский интрагляциальный озерный бассейн в среднем течении р. Колвы был спущен ориентировочно 8,0–7,8 тыс. л. н., и только после этого р. Колва проложила свою долину по депрессии Колвинской ледниковой лопасти. В определенной мере такая молодость р. Колвы в этом районе подтверждается и характером ее долины. На отрезке от пос. Хорей-Вер, где локальное развитие получила голоценовая аллювиальная терраса, до прорыва через краевой пояс Колвинской ледниковой лопасти, долина р. Колвы представляет собой узкую трубу, ширина которой часто практически равна ширине русла самой реки, а вместо террас обычно наблюдается только обваловка берегов.

Центральная часть маргинального пояса Колвинской ледниковой лопасти рассечена долиной р. Колвы. Долина в месте пересечения узкая, каньонообразная, без каких-либо террас. Непосредственно к северу от краевого пояса она сопровождается реликтами типичных ложбин стока талых ледниковых вод с остаточными озерами в западинах неровного днища (рис. 70). Отложения ложбин стока, размываемые современной рекой, представлены косослоистыми песками, залегающими на гравийно-галечно-валунных отложениях с косослоистым, грубым песчаным заполнителем.

В разрезах этих отложений при исследованиях, проведенных по проекту PECHORA, были обнаружены позвонок и зубная пластина мамонта, возраст которых, определенный радиоуглеродным методом, оказался равным 27,1 тыс. л. н. и 36,5 тыс. л. н. (Mangerud et al., 1999). Полученные датировки В.И. Астахов и Я.Мангеруд считают, *соответствующими возрасту (времени отложения) галечников, вмещающих кости* и определяют, таким образом, возраст ледникового покрова, образовавшего Колвинскую ледниковую лопасть. Этот случай — один из характерных примеров недостаточно критического подхода к проблеме переотложения органических остатков.

Здесь следует вспомнить и о соотношении абсолютных высот поверхностей депрессий харьяхинского и сандивейского ледниковых языков (95–100 м) с располагающейся перед ними депрессией фронтальной части Колвинской ледниковой лопасти, имеющей меньшие (80–90 м) абсолютные высоты поверхности. Первые выстланы отложениями Колвинского интрагляциального озера, вторая — мореной, нигде не перекрытой отложениями какого-либо водного бассейна и прорезанная в тыловой части ложбиной стока талых ледниковых вод с реликтовыми озерами (оз. Евсяты, Писейты). Отмеченное неравенство абсолютных высот при столь существенных различиях генезиса этих элементов рельефа — наглядный пример ситуации, когда интрагляциальное озеро, подпруженное ледяным массивом или соседствующее с ним, исчезает прежде полного стаивания льда. Это прекрасный пример бронирующей роли мертвого льда, а время спуска Колвинского интрагляциального озера — это максимальная дата, определяющая время полной деградации ледника в среднем течении р. Колвы.

Малоземельская ледниковая лопасть. Впервые краевые образования Малоземельской ледниковой лопасти были выделены и закартированы авторами в 1971–75 гг. (Лавров и др., 1975), а описание морфологических особенностей опубликовано в 1973 и 1977 гг. (Лавров, 1973$_1$, 1977), хотя основные контуры ее границ были намечены еще С.А. Яковлевым (1956). Учитывая тот факт, что восточный фланг этой лопасти располагается на правобережье р. Печоры в ее приустьевой части, то есть на крайнем западе Большеземельской тундры, более правильным рассматриваемый ледниковый выступ было бы называть Нижнепечорской ледниковой лопастью, но, учитывая публикацию 1973 г., чтобы не вносить терминологической путаницы, мы оставляем первое название — Малоземельская ледниковая лопасть, несмотря на его некоторую неточность.

Пояс краевых морен Малоземельской ледниковой лопасти протянулся от восточного склона Северного Тимана, где им обрамлено среднее и нижнее течение р. Индиги, в юго-восточном направлении почти строго по прямой линии до пересечения с р. Печорой в районе смены ее меридионального отрезка на приустьевую часть северо-восточной ориентировки. По правобережью Печоры фронт лопасти, практически не меняя направления, тянется до нижнего течения р. Шапкиной, где резко, почти под прямым углом, меняет свое направление на северо-восточное. Далее краевой пояс прослеживается по правобережью р. Шапкиной до ее верховьев, фактически образуя правый борт долины этой реки. В истоках реки Шапкиной фронтальные краевые образования Малоземельской ледниковой лопасти заканчиваются громадным холмом — возвышенностью Отвор-Мусюр. В плане она имеет овальную форму. Длинная ось овала — порядка 16 км — ориентирована с юго-запада на северо-восток. Длина короткой оси — около 9 км. Относительная высота Отвор-Мусюра — 60–65 м, абсолютная — 214 м. Он рассечен сквозной долиной, имеющей отчетливо выраженный эпигенетический облик. В ее средней части расположено небольшое реликтовое озерко, из которого вытекает ручей — один из истоков р. Шапкиной. Отвор-Мусюр является, по-видимому, скоплением абляционной морены, напорно-надвиговых блоков, состоящих из морены и флювиогляциальных отложений. К сожалению, Отвор-Мусюр практически не разбурен, а естественные обнажения отсутствуют. Все предположения о строении Отвор-Мусюра сделаны, исходя из аналогии его морфологии с разбуренными возвышенностями Лым-Мусюр и Лая-Мусюр, расположенными юго-западнее на поверхности того же Лайского межлопастного массива (см. ниже). По размерам они превосходят Отвор-Мусюр: их относительные высоты достигают 70 м, абсолютные равны соответственно 242 и 206 м.

Пояс фронтальных краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти имеет весьма сложную структуру. Внешняя зона пояса обычно представлена мелкохолмистым умеренно контрастным моренным рельефом, который лишь в отдельных пунктах сменяется нечетким грядово-холмистым рельефом или образует выступ, который можно счесть за небольшой плохо оформившийся ледниковый язык. В непосредственной близости от долины Печоры на ее левобережье внешняя зона краевого пояса Малоземельской ледниковой лопасти представлена скоплением крупных моренных холмов (Будринские холмы), относительная высота которых над разделяющими их западинами достигает 20–30 м и более. С дистальной стороны к ним примыкает обширный массив мелкохолмистого моренного рельефа. Небольшой фрагмент этого массива расположен на правом берегу р. Сулы, где примыкает к проксимальному уступу маргинального пояса Печорской ледниковой лопасти, замыкая и изолируя, таким образом, северо-западную, Сулинскую часть депрессии этой лопасти от лево — и правобережной ее частей. Мелкохолмистый моренный рельеф перед основными сооружениями маргинального пояса Малоземельской ледниковой лопасти прослеживается и на правобережье Печоры, вплоть до р. Шапкиной. Далее по правобережью р. Шапкиной пояс мелкохолмистого рельефа встречается в виде небольших невыразительных по морфологии фрагментов.

Основу маргинального пояса Малоземельской ледниковой лопасти составляют валы субгляциальных компрессионных морен, ширина которых достигает 2–5 км, относительная высота — 50–70 м, протяженность измеряется десятками километров (рис. 57). Характерной особенностью валов является микрорельеф их поверхности — отчетливый параллельно-грядовый (рис. 74,75). Большая часть грядок относительной высотой до 10–15 м, шириной 20–50 м, длиной 0,1–0,5 км сложена моренными отложениями, реже песками с деформированной слоистостью. В понижениях встречаются небольшие озера удлиненной формы.

Специфической чертой фронтальных валов Малоземельской ледниковой лопасти являются их плановые очертания — почти все они очерчивают серию многочисленных (около 10) изящных и миниатюрных ледниковых языков, соприкасающихся своими боковыми моренами, которые, таким образом, являются в то же время и межъязыковыми массивами, разделяющими языковые депрессии (Лавров, 1974). Почти в каждой депрессии располагаются крупные конусовидные камы высотой до 30 м, которые в отдельных депрессиях приобретают размеры и морфологию близкую к проталинным лимнокамам: сопки Бол. Моховая, Юртимбей-Седа и др. (рис. 76,77). В то же время отмечаются ледниковые языки, депрессии которых заняты обширными, но неглубокими озерами, из которых, прорывая фронт краевого вала ледникового языка, вытекают небольшие речки (р. Хвостовая). Исключением является р. Индига. Зарождаясь в низине северо-западной (Сулинской) части депрессии Печорской ледниковой лопасти она течет к северо-востоку, и, прорывая фронтальные морены Малоземельской ледниковой лопасти, впадает в Баренцево море.

Строение валов морен подледного выдавливания удается наблюдать лишь в редких случаях, когда их прорезают достаточно глубокие овраги с естественными обнажениями в стенках. В них обычно с поверхности залегает морена с текстурами и литологическим составом характерными для основных морен. Ниже вскрываются пески аналогичные песчаной толще средней части разреза «Вастьянский Конь-1»: хорошо промытые и отсортированные, слоистые, с микродеформациями сбросо-взбросового типа. В редких случаях в основании овражных разрезов отмечены темно-серые пластичные глины, уходящие ниже тальвегов.

В особенностях микроморфологии валов морен подледного выдавливания на крупномасштабных аэрофотоснимках можно видеть следы кратковременной активизации движения льдов. В том случае, когда подвижка льда была незначительной, они не прорывали вала субгляциальной компрессионной морены, создавая в нем только вполне заметную вмятину с внутренней стороны (рис. 41). Если же энергии ледника было достаточно, то происходил локальный прорыв вала морены подледного выдавливания, при котором поток льда вырывался за пределы вала, оставляя перед его дистальным краем (после вытаивания) поле моренных холмов и камов высотой до 20–25 м. Вал субгляциальной компрессионной морены в месте прорыва либо уничтожался, либо от него оставались плоские небольшие повышения (рис. 34). Отложения уничтоженных частей валов морен подледного выдавливания служили для образования локальных морен. Впервые это явление было обнаружено авторами настоящей работы на правобережье нижнего течения р. Печоры у д. Мархида, где в береговом разрезе наблюдалось строение толщи отложений, образовавшейся вследствие подобной локальной активизации ледникового края. Многочисленные радиоуглеродные датировки установили, что локальные подвижки ледникового края произошли в самом начале голоцена.

Нами это явление в разное время называлось по-разному: деградационное наступление, локальные подвижки, пульсационные подвижки и т.п. В последние годы мы обозначаем подобные прорывы маргинальных валов субгляциальных компрессионных морен термином «сёрдж». Но под любым названием всегда подразумевалась только последняя активизация отдельных участков ледникового края, находящегося в необратимо пассивном состоянии в конце деградации оледенения.

Подробно, во всех деталях, условия возникновения сёрджа «Мархида» и строение оставленной им толщи локальных морен и краевого рельефа рассматриваются в разделе «Сёрджи» данной работы. В заключение отметим, что это явление в финальную фазу деградации последнего ледникового покрова получило широкое распространение, которое, однако, было вовсе не повсеместным, а подчинялось строгой закономерности. Помимо маргинального пояса Малоземельской ледниковой лопасти сёрджи отмечены только в более западных районах — в краевом поясе Чёшской ледниковой лопасти. Сёрджи полностью отсутствуют на востоке в Большеземельской тундре.

Малоземельская ледниковая лопасть не имеет лопастной депрессии. Область, расположенная к северу от маргинальных образований, простирается вплоть до тыловых швов террас, полосой переменной ширины тянущихся вдоль побережья Баренцева моря от мыса Святой Нос на западе до Пай-Хоя на востоке. Рекой Печорой она разделена на две части, резко отличные по своему строению и морфологии поверхности: собственно малоземельскую (левобережную) и большеземельскую, занимающую правобережье приустьевой Печоры до долины р. Северной, впадающей в Болванскую губу.

Рельеф Малоземельской части этой территории представлен возвышенной (абсолютные высоты до 200 м и более) холмистой моренной поверхностью, усеянной камами двух типов. Первый представлен множеством изолированных мелких камов (высотой по 10–15 м), обычно конической формы. Но в ряде случаев их размеры достигают внушительных величин: до 50–60 м высотой и 0,5–1,3 км в диаметре у основания (сопки Анорга, Лебединое гнездо, Сенгарыседа и др.). Склоны камов имеют четкую подошву. Нередко наблюдается несколько (2–3) вершин, имеющих

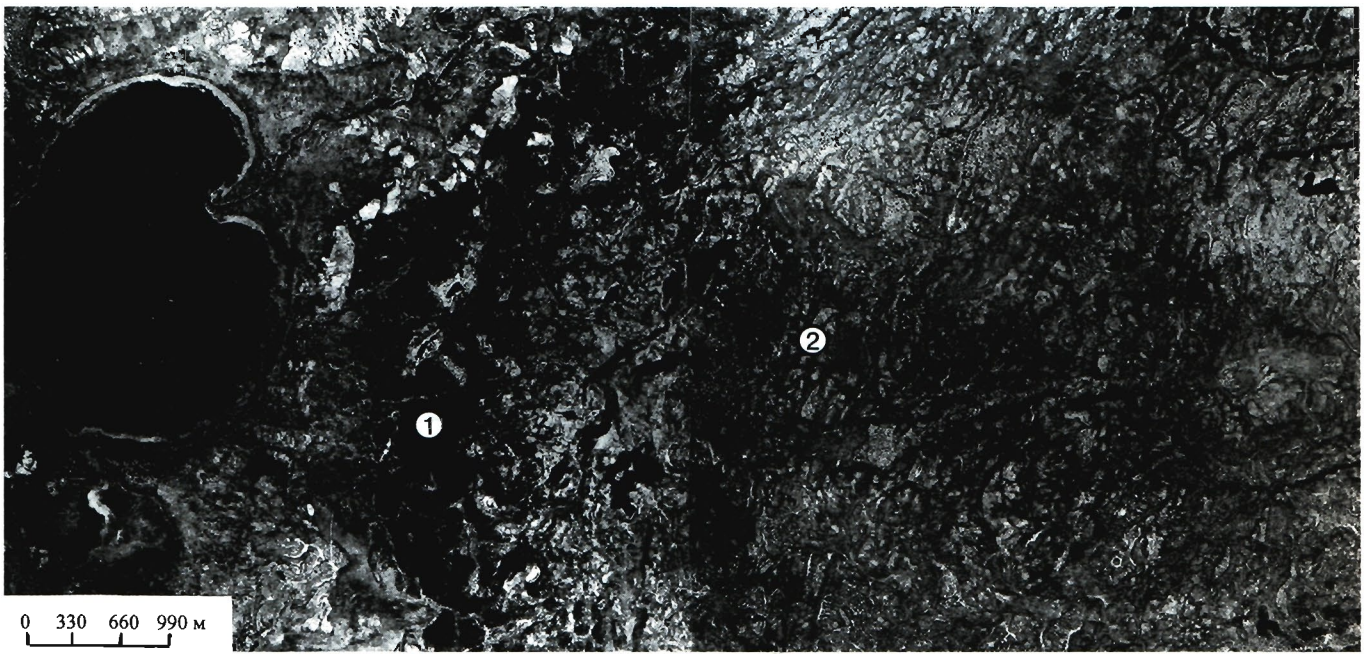


Рис. 74. Фрагмент вала субгляциальной компрессионной морены

Хорошо видна асимметрия вала: крутой проксимальный склон (1) и полого снижающаяся в дистальном направлении поверхность с параллельно-грядовым микрорельефом (2)

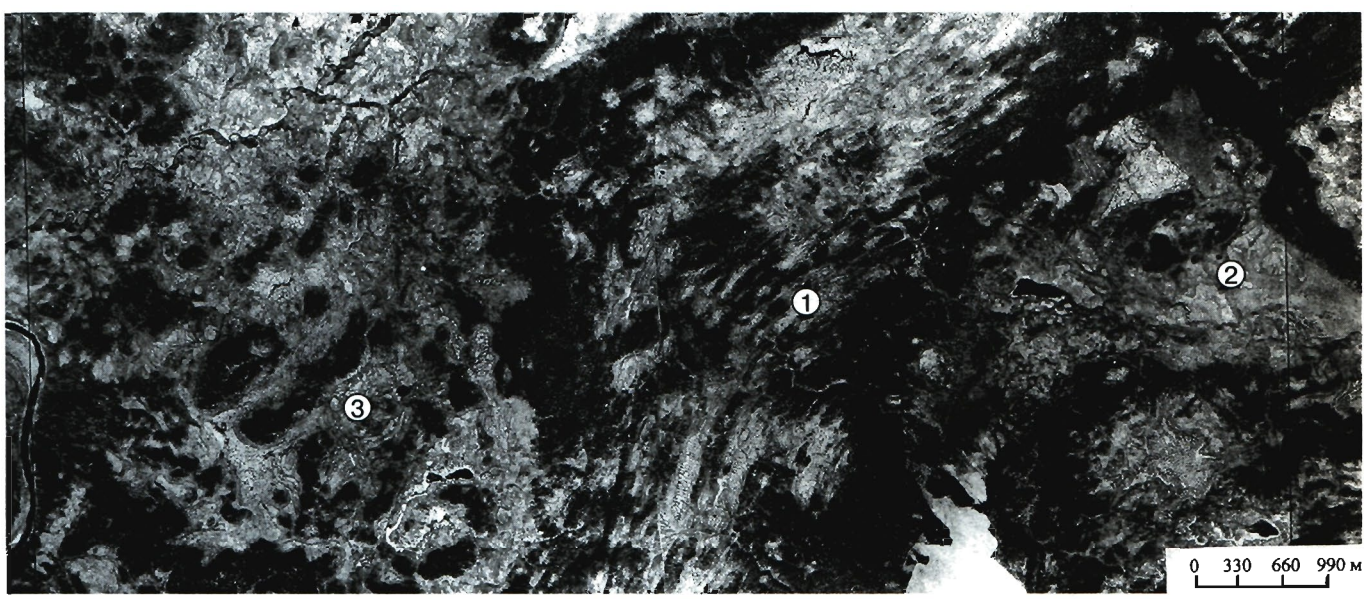


Рис. 75. Фрагмент вала субгляциальной компрессионной морены (1)

Справа, перед фронтом, понижение — негативный след глыбы мертвого льда (2); слева, за проксимальным склоном вала — изогнутые моренные холмики и мелкохолмистый рельеф (3) среди заболоченной депрессии ледникового языка



Рис. 76. Сопка Б. Моховая — небольшой проталинный лимнокам диаметром около 1,0 км, высотой до 30 м



Рис. 77. Морфология склона сопки Б. Моховая, сложенного песками и окруженного полого-холмистой моренной поверхностью

различную высоту, но всегда остроконечную форму. Камы сложены песками, как правило, хорошо отсортированными, с горизонтальной или наклонной слоистостью, с довольно многочисленными включениями крупнообломочного материала вплоть до валунов. В основании камов нередко залегает темно-серая основная морена, а на склонах — бурая, абляционная.

Второй тип камовых холмов: плосковершинные, лепешкообразные, округлой или овальной в плане формы. Как правило, они образуют поля, площадью в несколько квадратных километров. Камы разделены многочисленными столь же плоскими западинами, часто занятыми озерами, нередко бессточными. Этот тип камов, очень близок по своим морфологическим особенностям и литологическому составу отложений к наледниковым лимнокамам Печорской ледниковой лопасти. От последних их отличает отсутствие закономерностей в изменении абсолютных высот и размеров. Тем не менее, эти образования, вероятнее всего, представляют собой разновидность наледниковых лимнокамов.

Заканчивая краткий обзор морфоскульптуры малоземельской части Малоземельской ледниковой лопасти, следует отметить два коротких вала морен подледного выдавливания, располагающихся в северной части области. Морфологически они подобны валам маргинального пояса, но маркируют только края небольших массивов пассивного, а возможно, уже и мертвого льда. В пользу такого предположения свидетельствует то, что среди параллельно-грядового рельефа одного из двух валов расположен весьма крупный конический кам — кам первого типа — сопка Евота-Седа (рис. 78). Он мог возникнуть и сохраниться только в условиях полной неподвижности ледниковых масс в финальную фазу их деградации. Этот факт подтверждает нашу точку зрения (Лавров, 1981) о пассивном состоянии ледникового края, образовавшего фронтальные валы субгляциальных компрессионых морен Малоземельской ледниковой лопасти.

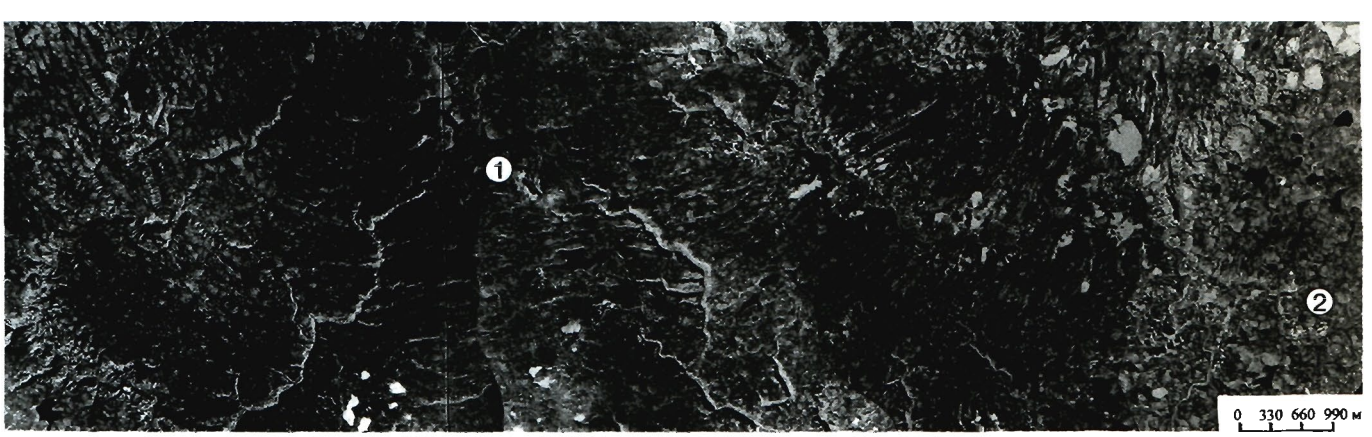


Рис. 78. Параллельно-грядовый микрорельеф вала субгляциальной компрессионной морены

Конусовидный кам Евото-Седа (1), холмистый моренный рельеф (2)

На правобережье р. Печоры внутренняя область Малоземельской ледниковой лопасти представлена в южной и средней частях холмисто-западинным моренным рельефом. В понижениях — множество ледниковых озер с причудливой береговой линией, с многочисленными маленькими островками. В северо-восточной части располагается громадный сложный по морфологии трещинный маргинальный кам Усер-Мусюр протяженностью около 30 км, относительной высотой — 60 м. Он сложен плохо сортированными песками, содержащими редкие валуны. Песчаная толща мощностью 20–30 м образует гребневидную верхнюю часть хр. Усер-Мусюр, основание которого (20–40 м) сложено темно-серой основной мореной.

В центре большеземельской части внутренней области Малоземельской ледниковой лопасти расположено своеобразное маргинальное образование — Нарьянмарская дуга (рис. 79). Она образована многими десятками небольших округлых, равновеликих (высота 10–15 м, диаметр 30–60 м) камов, сложенных преимущественно пылеватыми плохо сортированными песками и алевритами. Внутренняя область Нарьянмарской дуги представляет собой ровную, сильно заболоченную поверхность.

В заключение следует особо рассмотреть поставленный ранее вопрос о соотношении фронтальных краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти с рельефом депрессии Печорской ледниковой лопасти. Это необходимо для решения вопроса о синхронности или асинхронности существования Нижнепечорского интрагляциального бассейна и формирования краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти.

Основной метод решения этого вопроса — палеогидрологический: выявление отсутствия или существования береговых линий вдоль дистальной части краевого пояса Малоземельской ледниковой лопасти. В опубликованной литературе (Astakhov et al., 1999) утверждается, что следы абразии на внешней стороне краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти имеются. В качестве доказательства приводится аэрофотоснимок вала морены подледного выдавливания на правобережье Печоры в районе оз. Терпей (там же, стр. 30, фиг. 6). Если бы, как это утверждают упомянутые авторы, следы береговых линий существовали, то это означало бы, что Малоземельская ледниковая лопасть есть образование более древнее, чем Нижнепечорский интрагляциальный бассейн, существовавший в депрессии Печорской ледниковой лопасти, и что формирование краевых морен Малоземельской ледниковой лопасти закончилось прежде регрессии Нижнепечорского интрагляциального бассейна.

Однако, нашими детальнейшими наблюдениями по всему фронту краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти, включая рельеф фронтальной морены сёрджа «Мархида» (рис. 80), установлено, что в действительности следов абразии нигде не существует. Их не видно ни на вышеупомянутом снимке, ни на ана-

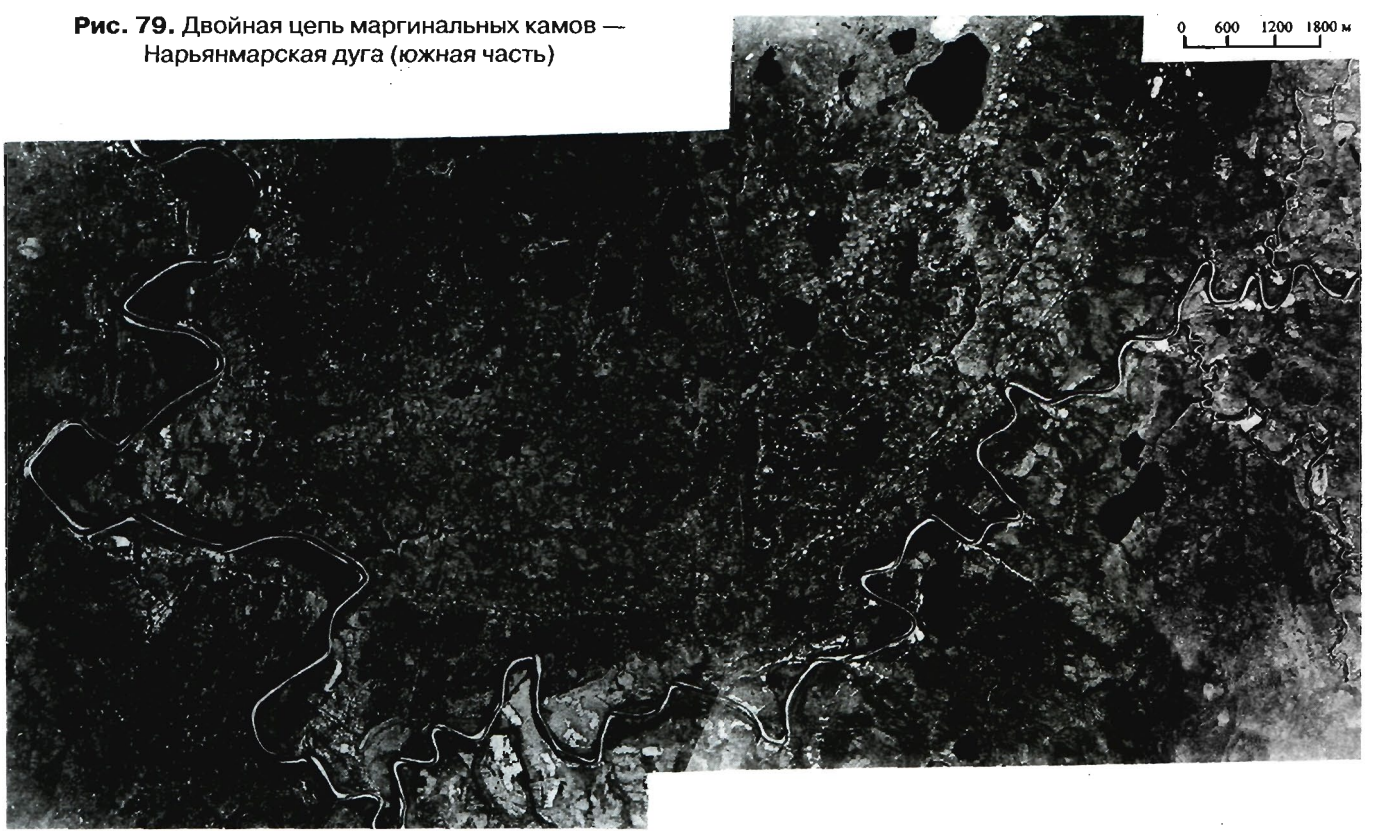


Рис. 79. Двойная цепь маргинальных камов — Нарьянмарская дуга (южная часть)

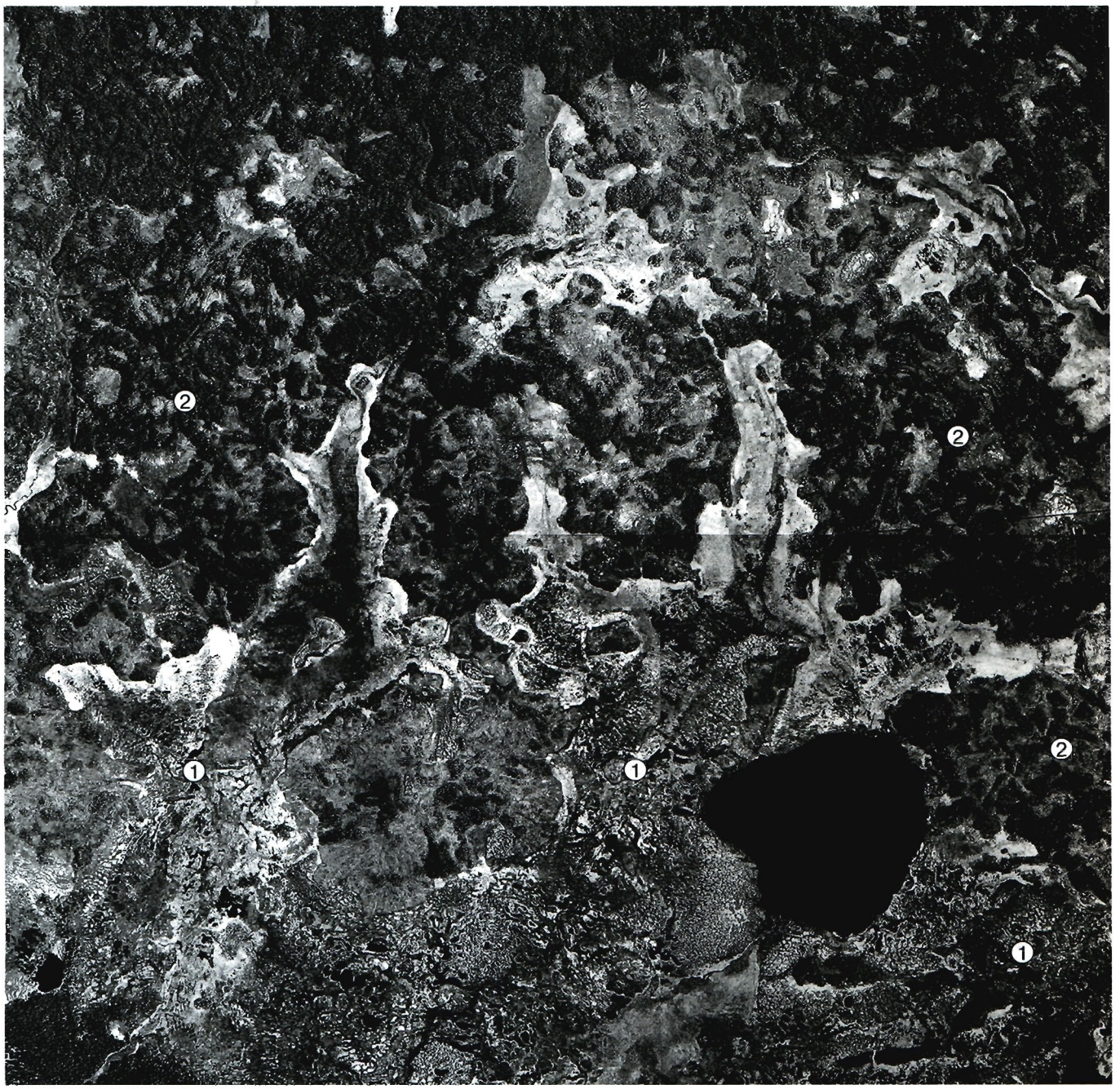


Рис. 80. Соотношение террасы Нижнепечорского интрагляциального наледникового озера (1) с холмистым моренным рельефом фронтальной части сёрджа «Мархида» (2) (диаметр озера около 1 км)

логичном нашем (рис. 81). Их нет и в натуре. Это установлено нами при картировании. Отсюда следует вывод, согласно которому краевые образования всего фронта Малоземельской ледниковой лопасти — языковая гирлянда валов субгляциальных компрессионных морен — окончательно оформились как реликт уже после исчезновения Нижнепечорского интрагляциального бассейна. Не только они, но и контрастный холмистый моренный рельеф сёрджа «Мархида», абсолютные высоты которого значительно ниже уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна, не несет ни малейших признаков контакта с водной средой. В то же время вдоль восточного берега этой части Нижнепечорского интрагляциального бассейна, вдоль подножья проксимального уступа восточной части пояса краевых образований Печорской ледниковой лопасти, береговая линия прослеживается достаточно легко и уверенно. Следы контакта с водами Нижнепечорского интрагляциального бассейна не наблюдались ни в мас-

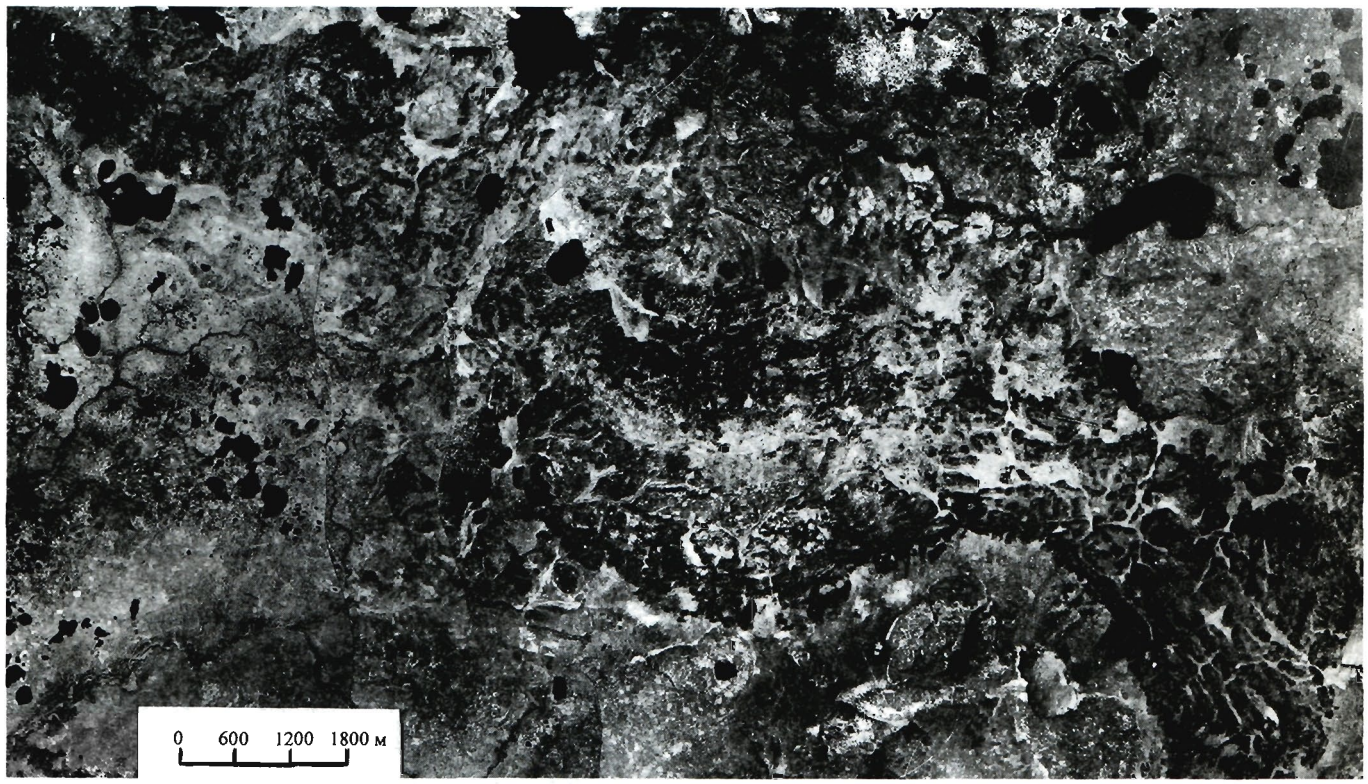


Рис. 81. Вал субгляциальной компрессионной морены среди террасы Нижнепечорского интрагляциального озера

сиве Будринских моренных холмов, ни в расположенном южнее холмистом моренном рельефе, абсолютные высоты которого редко превышают 40–50 м.

Из комплекса приведенных фактов следует, что Нижнепечорский интрагляциальный бассейн прекратил свое существование ранее, чем краевые морены Малоземельской ледниковой лопасти перешли в ископаемое, реликтовое состояние.

Ответ на вопрос: когда, почему и как исчез Нижнепечорский интрагляциальный бассейн, был получен при изучении террасового комплекса северной части Печорской низменности и побережья Баренцева моря, который рассматривается ниже.

Большеземельская ледниковая лопасть. Пояс краевых образований Большеземельской ледниковой лопасти представлен формами различного генезиса, начиная от аккумулятивно-насыпных и кончая субгляциальными компрессионными моренами. На западе он морфологически почти не выражен, его условной границей можно считать озеро Ошко-то. Почти прямолинейный и маловыразительный в морфологическом отношении, пояс краевых морен Большеземельской ледниковой лопасти образует некое подобие языкового выступа (хорейверский язык) только в западной части между оз. Ошко-то и р. Колвой. К востоку от последней прослеживается лишь группа небольших моренных гряд слабо изогнутой формы. Их длина достигает 40–50 км, ширина 3–7 км, высоты: абсолютные – 130–200 м, относительные – 30–50 м. Основная часть их сложена преимущественно песчано-гравийно-галечным материалом и пакетами валунного суглинка. В верховьях текущей к северу р. Сяма-Ю, левого притока р. Море-Ю, располагается короткий, но широкой вал субгляциальной компрессионной морены (гряда Изьямусюр), восточнее которого маргинальный рельеф практически отсутствует.

В обширной области, расположенной к северу от краевого пояса Большеземельской ледниковой лопасти, не обнаружено сколько-нибудь заметных маргинальных форм, которые могли бы свидетельствовать даже о незначительной и кратковременной активизации или стабилизации положения ледникового края.

К северу от краевого пояса почти всю территорию занимают три крупные возвышенности – наклонные плато Вангурейское, Янейское и Вашуткинское, между которыми располагаются две менее обширные депрессии: Паханческая (Хорейверская) и Хайпудырская.

Как плато, так и разделяющие их депрессии имеют отчетливо выраженные геометричные очертания. Вангурейское плато – почти правильный прямоугольник. Вашуткинское тоже имеет прямоугольную форму, но больших, по сравнению с Вангурейским, размеров. Янейское – вытянутый с севера на юг удлиненный треугольник. Паханческая депрессия – это клин, острием обращенный к югу и глубоко вдающийся в территорию Большеземельской тундры – почти до пос. Хорей-Вер; Хайпудырская – име-

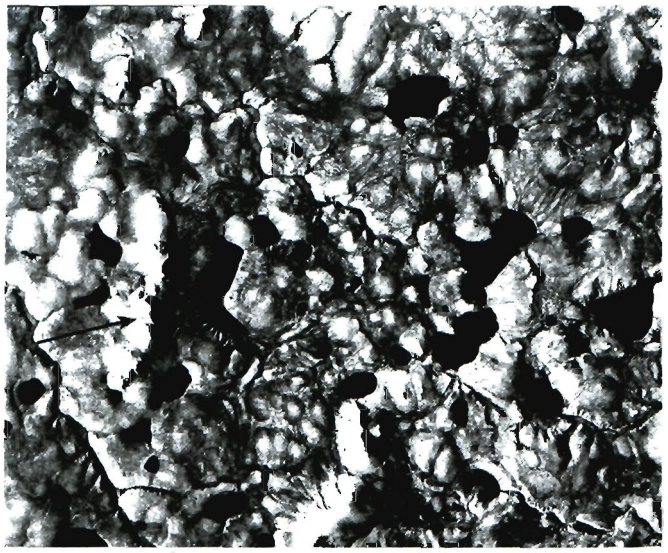


Рис. 82. Аэрофотоснимок сопки Няндук (указана стрелкой)



Рис. 83. Сопка Няндук — крупный одиночный кам с гребневидной вершиной, высотой более 40 м среди холмистого моренного рельефа (северная часть Янейского плато)

На переднем плане —
частично спущенное гляциокарстовое озеро

Рис. 84. Аэрофотоизображение камовой террасы



ет четко выраженные прямоугольные очертания. Все мегаформы — и плато, и депрессии, ограничены прямолинейными склонами, скорее уступами, относительной высотой до 100 м и более. Склоны сопрягают поверхности соседних положительных и отрицательных мегаформ и все ориентированы либо по диагональной, либо по ортогональной сетке глобальных зон разломов.

Плато, все без исключения, характеризуются четко выраженным общим наклоном поверхности, который легко заметен, несмотря на усеивающие их морфоскульптурные формы — камы, моренные холмы, лимнокамы и т.п. Наклон направлен к югу и составляет не менее 2–5°. Поэтому южные окончания всех трех плато не ограничены уступами, а постепенно сливаются с прилегающими участками поверхности.

Морфогенетическое исследование установило устойчивую закономерность размещения морфоскульптурных форм по отношению к различным частям поверхностей наклонных плато. Камы и их поля в целом группируются ближе к их северным окраинам с абсолютными высотами до 200 м и более. Здесь же наибольшие относительные высоты имеют и уступы, сопрягающие плато с разделяющими их депрессиями. Большое количество камов сосредоточено в районе Вашуткиных озер. Их песчаные отложения, содержащие остатки морских моллюсков (раковины и их обломки, в большинстве сильно окатанные), были в свое время отнесены антигляциалистами к морским отложениям вашуткинской свиты (Зархидзе, 1972). Значительная часть камов, в том числе крупных конусо- и гребневидных с относительными высотами до 40–50 м (соп. Большой Няндук и др.) усеивают северную оконечность Янейского плато (рис. 82,83). На поверхности самого западного — Вангурейского плато преобладают небольшие камы (сопки Пензер-Мыльк и др.) и камовые поля. Типичным для центральных по высоте частей плато является



Рис. 85. Аэрофотоизображение проталинного лимнокама Табров - Мусюр и окружающего его холмисто-западинного моренного рельефа

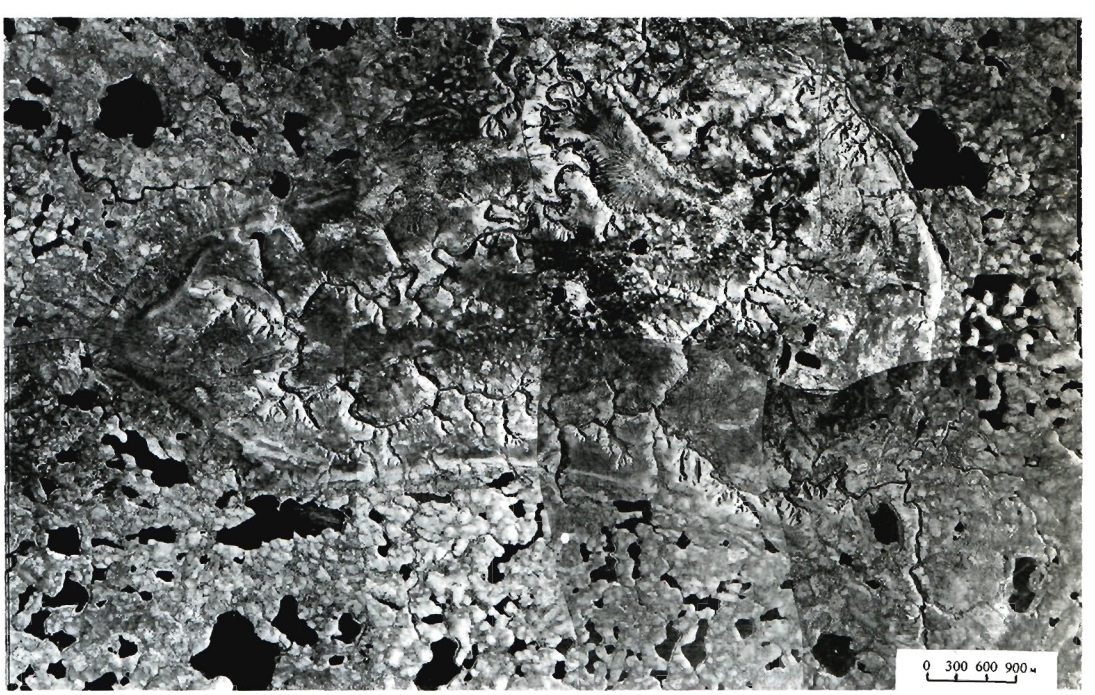


Рис. 86. Аэрофотоизображение проталиннного лимнокама Ярчеяха и окружающего его холмисто-западинного моренного рельефа

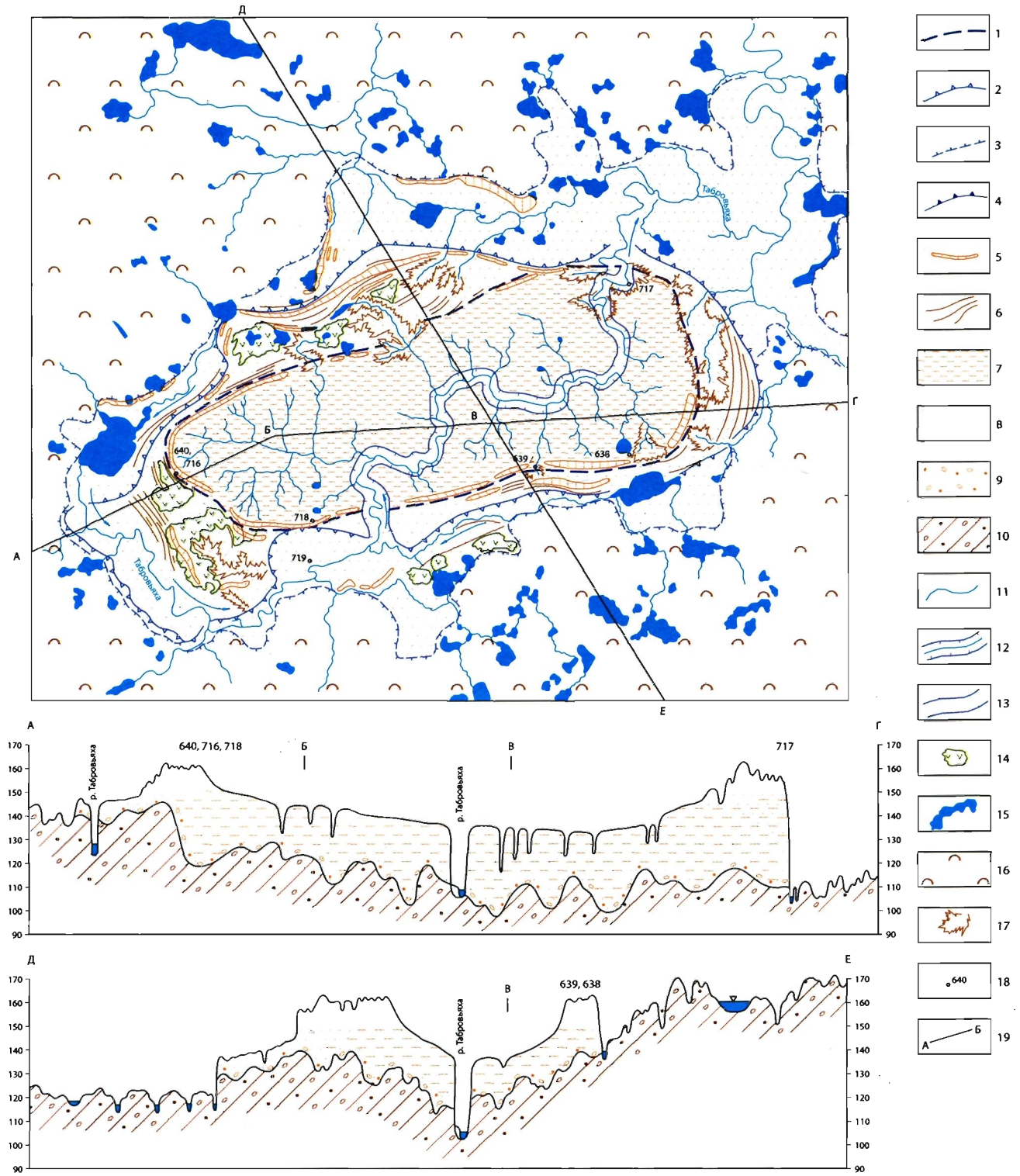


Рис. 87. Проталинный лимнокам Табров-Мусюр

Условные обозначения: I — Деградирующий ледниковый массив и проталинное озеро. 1–4 — край льда – берег озера: 1 — перед началом раскрытия проталины (фаза IV, рис. 90), 2 — в конечный этап (фаза V, рис. 90) существования замкнутой проталины (подошва уступа лимнокака после инверсии), 3 — непосредственно после раскрытия проталины и спуска озера (фаза VI, рис. 90), 4 — в течение всего процесса раскрытия проталины (фазы IV, V, VI, рис. 90); II — Проталинное озеро (дно) — поверхность лимнокама. 5 — береговые валы и отмели, 6 — береговые линии проталинного озера, отражающие этапы снижения его уровня; 7–11 — литология отложений: 7 — алевриты и глины, 8 — пески, 9 — гравий и галька, 10 — диамиктон (морена), 11 — литологическая граница; III — Гидросеть. 12–13 — водотоки (ручьи, речки): 12 — транзитные, пересекающие лимнокам по эпигенетическим долинам, 13 — каналы стока вод в период осушения дна озера; 14 — болота с зарастающими озерцами, 15 — озера; IV — Прочие обозначения. 16 — холмисто-западинный моренный рельеф, 17 — интенсивно растущие овраги, 18 — точка наблюдения и ее номер, 19 — геолого-геоморфологические разрезы.

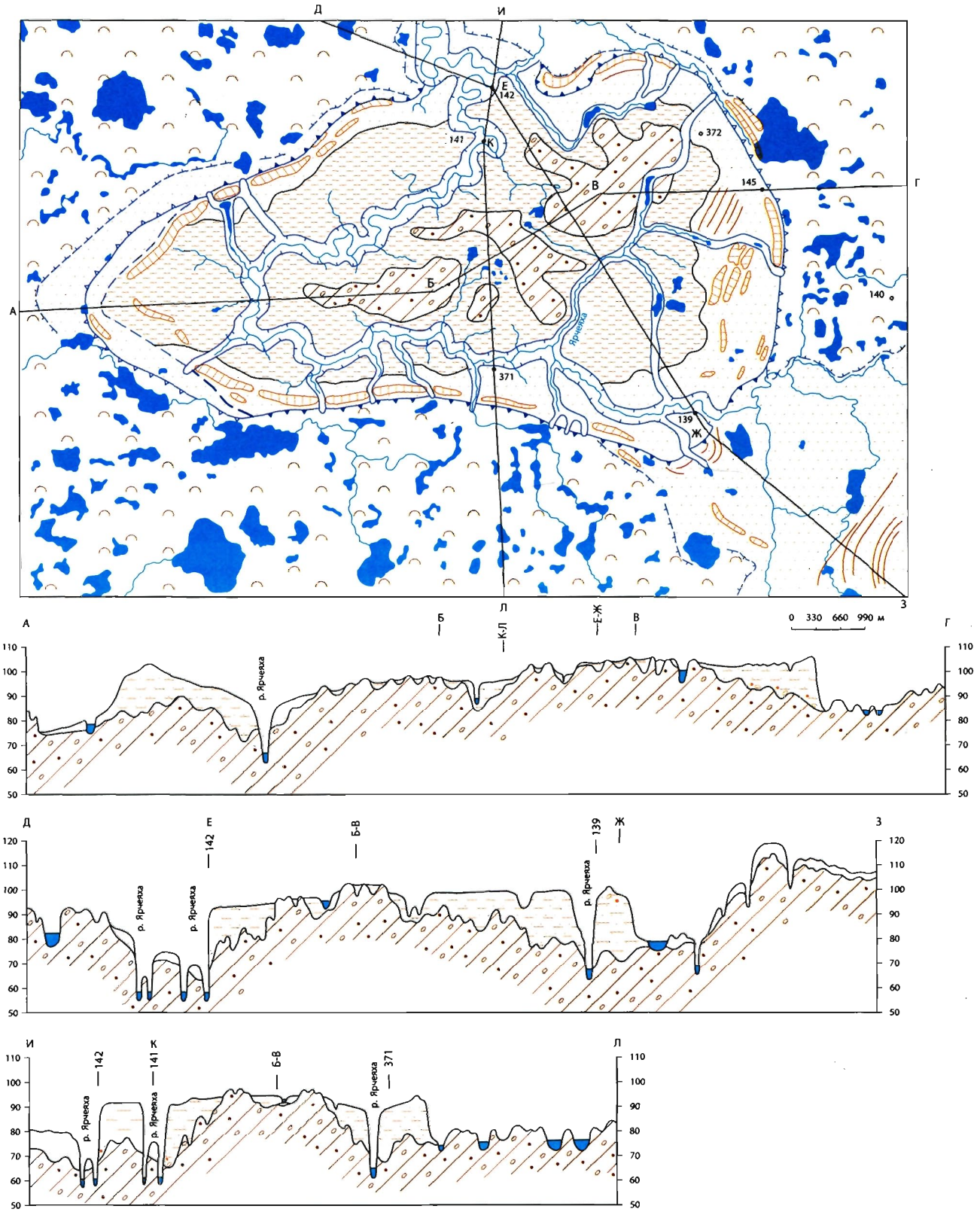


Рис. 88. Проталинный лимнокам Ярчеяха

(условные обозначения см. на рис. 87)

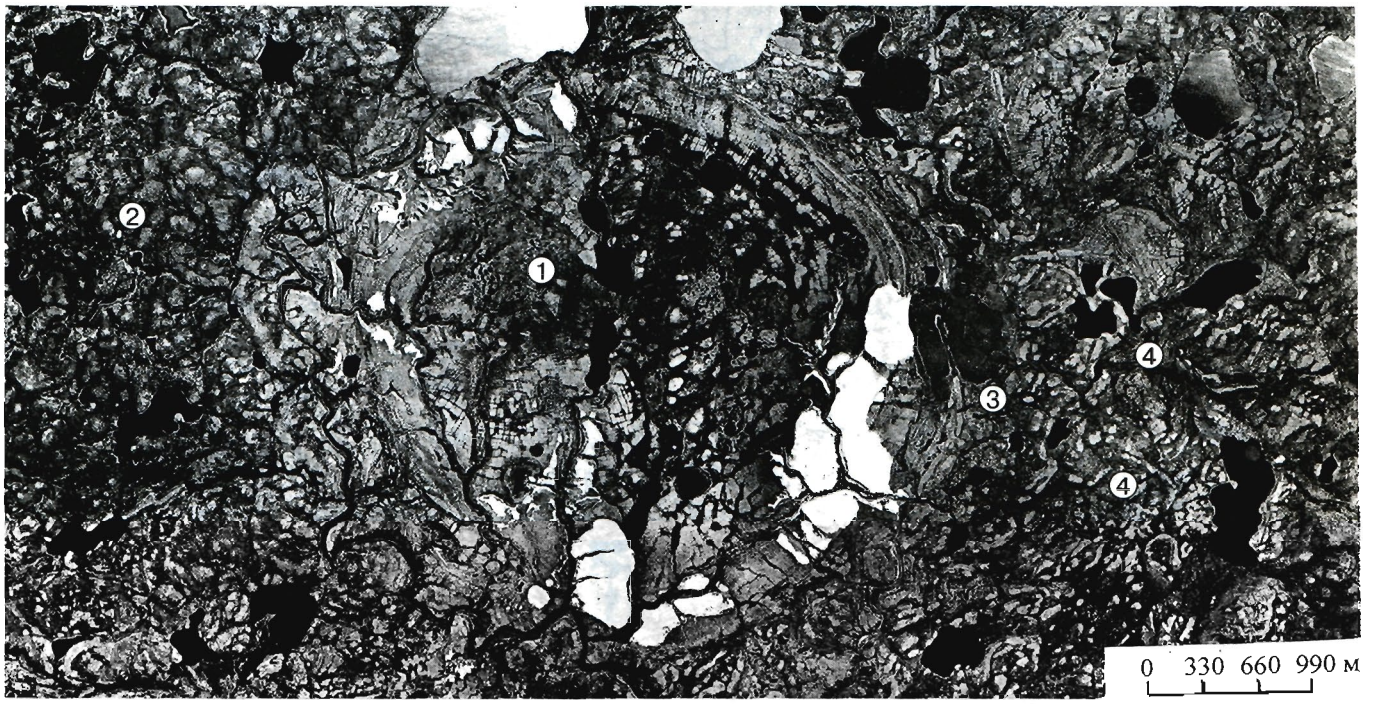


Рис. 89. Проталинный лимнокам (1) среди холмистого моренного рельефа (2). Концентрический валик (3) и небольшие озовые грядки (4)

холмисто-западинный и полого-холмистый моренный рельеф, осложненный значительным количеством камов, реже камовыми полями. К бровке западного уступа Янейского плато приурочены обширные камовые террасы, сложенные песками с гравием, реже галькой. Очертания уступов террас, обращенных к западу — к наклонной поверхности уступа Янейского плато, имеют округлую конфигурацию, изгибы которой фиксируют форму края мертвого льда — ледниковый контакт, вызвавший их образование (рис. 84).

В целом размеры и количество камов уменьшаются к югу по мере снижения абсолютных высот поверхности плато. Их место постепенно занимают единичные, но относительно гораздо более крупные формы — ***проталинные лимнокамы***.

Эти формы, обнаруженные и изученные авторами при проведении аэрофотогеологического картирования, представляют собой столообразные плоские возвышенности с крутыми бортами — уступами. Названные авторами проталинными лимнокамами, они описаны в публикациях (Лавров, 1978; Лавров, Потапенко, 2002, и др.) и в геологических отчетах (Лавров и др., 1979, 1987).

В плане проталинные лимнокамы имеют обычно округлую форму или форму неправильного овала; реже встречаются удлиненные, слегка угловатые или какой-либо неправильной формы. Величина варьирует от 0,5–1,0 км до 8,0–9,0 км (Табров-Мусюр — рис. 85, 87; Ярчеяха — рис. 86, 88), площадь наиболее крупных достигает 30–35 км², относительная высота до 30–40 м. Склоны слабо выпуклые, крутизна их 10–20° остается весьма постоянной вдоль всего периметра лимнокамовой возвышенности. Бровка четкая, подошва резко выражена.

Морфология поверхности проталинных лимнокамов различна и зависит от их размеров. Небольшие по площади (2–5 км²) имеют плоскую, реже слабовыпуклую поверхность, прорезанную по краям лишь несколькими короткими долинками истоков небольших ручьев или оврагами, радиально расходящимися от центра лимнокама к его краям. С увеличением размеров проталинных лимнокамов их поверхность становится слабо вогнутой внутрь. Благодаря этому центральная часть крупных проталинных лимнокамов заметно снижена относительно бровки склона. Наибольшие высоты поверхности сосредоточены в узкой полосе, примыкающей к бровке склона, которая таким образом трансформируется, приобретает значение местного водораздела, имеющего кольцевую конфигурацию (рис. 85, 86, 87, 88).

У относительно небольших по площади проталинных лимнокамов в центре пониженной части поверхности нередко наблюдаются каналы глубиной 3–5 м, пересекающие лимнокам от края до края (рис. 89). В каналах иногда сохраняются реликтовые озера. На поверхности более крупных проталинных лимнокамов развивается в различной степени оформившаяся система ручейков. При этом ручейки, текущие от кольцевого локального водораздела к центру проталинного лимнокама, образуют автономную сеть центростремительного типа. Они сливаются в единый ручей, вытекающий за пределы лимнокама и уходящий в понижения окружающей местности (рис. 87, 88).

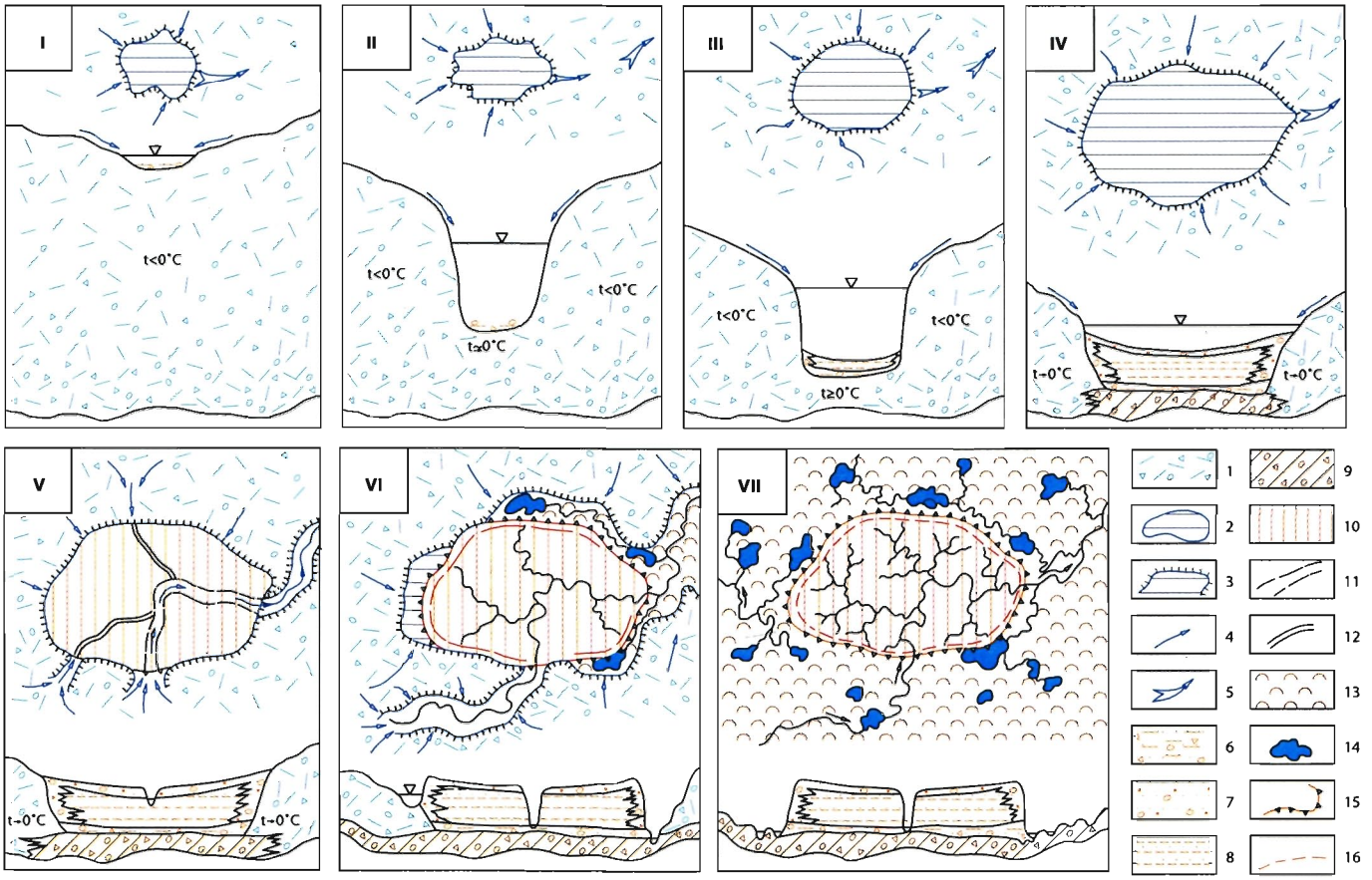


Рис. 90. Фазы образования проталинных лимнокамов (комментарий см. на стр 146 — 147)

Условные обозначения: 1 — мореносодержащий лед; 2 — наледниковое озеро; 3 — ледниковый берег наледникового озера; 4–5 — направление стока талых ледниковых вод: 4 — в наледниковое озеро, 5 — из наледникового озера; 6–8 — ледниково-озерные отложения: 6 — несортированные из мореносодержащего льда, 7 — пески, пески с гравием и галькой, 8 — ритмично-переслаивающиеся (ленточного типа) глины, алевриты, пески; 9 — основная морена; 10 — днище спущенного наледникового озера; 11–12 — каналы транзитного стока талых ледниковых вод: 11 — основного, 12 — второстепенные; 13 — моренный рельеф; 14 — озера в западинах моренного рельефа; 15 — склон-уступ проталинного лимнокама; 16 — бровка уступа проталинного лимнокама — локальный водораздел.

В поверхности крупных проталинных лимнокамов кроме центростремительной, вырабатывается и центробежная система стока. Склоны таких хорошо развитых форм рассечены оврагами. Вытекающие из них водотоки сливаются в ручьи, обычно текущие вдоль подножья склонов, не отходя от них в пределы окружающего холмистого моренного рельефа, а, наоборот, принимая вытекающие оттуда притоки. Превращаясь в крупные ручьи, охватывающие значительную часть периметра проталинного лимнокама, такие водотоки, нередко круто меняя свое течение, врезаются в склон обтекаемого ими проталинного лимнокама, входя в его внутреннюю, пониженную часть и принимая в себя ручейки центростремительной системы дренирования поверхности (рис. 87, 88). Сделав несколько спокойных крупных изгибов, полностью пересекая при этом проталинный лимнокам, такие ручьи, уже превратившись в небольшие речки, также уходят за пределы рассеченного ими проталинного лимнокама с его противоположной стороны.

Проталинные лимнокамы сложены тонким материалом — светлыми песками, хорошо отсортированными, тонкозернистыми, с прослоями темных глинистых песков и алевритов. Верхние части некоторых лимнокамов образованы пачками глинистых отложений. Весьма обычны разрезы ритмично переслаивающихся тонких песков и авритов. Мощность пар прослоев увеличивается вверх по разрезу и в среднем составляет 2–3 см. Если считать такой ритм годичным, то, принимая во внимание общую мощность толщи (30–40 м), продолжительность накопления ее можно оценить в одну, максимум 1,5–2,0 тысячи лет. При этом следует учитывать, что проталинные лимнокамы нередко сложены неясно слоистыми песками, скорость отложения которых весьма высока и может достигать несколько десятков сантиметров в год. Поэтому время, необходимое для образования некрупных проталинных лимнокамов, особенно тех, приповерхностные слои которых содержат хоть и редкий, но все же грубообломочный

материал — гравий, редкую гальку и т.п., может быть и значительно более коротким, например, несколько десятков, первые сотни лет.

Изучение практически всех развитых в Большеземельской тундре проталинных лимнокамов, от самых малых до таких грандиозных, какими являются возвышенности Табров-Мусюр и Ярчеяха (рис. 87, 88), позволило составить весьма полное представление о том как, каким образом видоизменяются эти формы в зависимости от их размеров, то есть в зависимости от стадии их развития, от момента зарождения до полного завершения процесса формирования и наметить основные фазы их развития.

На серии рисунков — мультипликаций (рис. 90), отражены выделенные нами основные фазы образования проталинных лимнокамов и приводится краткий комментарий к рисункам*. Помимо этого, считаем необходимым обратить внимание на весьма любопытное обстоятельство. Практически все проталинные лимнокамы встречены только в северных зонах центральной и восточной частей Большеземельской тундры. Подобная локализация феномена, несомненно, имеет свои причины, о чем мы и предполагаем изложить свои соображения при анализе закономерностей процесса дегляциации северо-востока Русской равнины.

Рельеф Вашуткинского наклонного плато помимо проталинных лимнокамов и камовых полей представлен обширными плоскими участками. Они сложены песчаными отложениями послеледниковых бассейнов, ныне уже исчезнувших. Террасовидные поверхности, образованные их отложениями, развиты фрагментарно, но большинство их тяготеет к пониженной части Вашуткинского плато, пересекаемого средним течением р. Море-Ю.

Наиболее полно изученный разрез осадков одного из послеледниковых бассейнов расположен в 1,5 км от устья р. Вэснию, правого притока р. Море-Ю. Изучение разреза «Вэснию» (рис. 91) показало, что им вскрывается сложно построенная толща озерных отложений, залегающая на неровной поверхности темно-серой морены (слой 1). Петрографическое исследование (3 валунные пробы) установило ее поздненеоплейстоценовый возраст.

Толща озерных отложений состоит из трех пачек, разделенных четко выраженными контактами со следами размыва различной интенсивности. Наиболее древняя пачка озерных отложений (слои 2 и 3) представлена в основании песками с валунами и галькой, выстилающими неглубокую (4–5 м) депрессию в кровле морены. Характерно, что валуны вдоль контакта сосредоточены в нижней части депрессии, по бортам которой следы размыва выражены только редкой галькой и гравием.

Выше залегает пачка тонких песков (слой 3), содержащая линзы супесей и алевритов и венчающаяся хорошо выдержанным по простиранию горизонтом автохтонного торфа с остатками белоствольной (по хорошо сохранившейся коре) березы (слой 4). Возраст древесины в нижней части торфа составил 9190±60 л. н. (ЛУ-684), в верхней — 8840±70 л. н. (ЛУ-657). Таким образом, время существования болота на месте исчезнувшего озера первой генерации около 350 лет.

Вторая, также существенно тонкопесчаная пачка озерных отложений (слой 5) залегает на горизонте торфа практически без каких-либо следов размыва. Более того, на некоторых участках на торфяники ложатся прослои алевритов. Вторая пачка озерных отложений повсеместно, кроме прослоев и линз супесей и алевритов, содержит тонкорассеянный в песках растительный детрит — вероятно, результат размыва нижележащего торфа где-то за пределами разреза «Вэснию» в прибрежной части акватории озера второй генерации.

Как и первое, второе озеро закончило свое существование, превратившись в болото. Образовавшийся слой торфа (слой 6), менее мощный и менее выдержанный по простиранию, как и нижележащий торфяник, содержит остатки белоствольной березы, возраст которой по ^{14}C был определен равным 8060±60 л. н. (ЛУ-656).

* Комментарий к рис. 90

Фазы образования проталинных лимнокамов.

Фаза I. Образование наледникового озера в локальном понижении поверхности мертвого льда. Начало образования проталины — эквивалента талика в многолетнемерзлых породах. **Фаза II.** Поверхность ледника, не залитая водами озера, протаивает только в летнее время и замерзает зимой. Вытаивание моренного материала и его накопление на поверхности мертвого льда не ускоряет, а, наоборот, замедляет процесс таяния, т.е. снижения поверхности. Минеральная составляющая мореносодержащего льда невелика, особенно в его верхней части (порядка 1–2% от объема). Вследствие этого повышение температуры у дна озера до 0°С и более приводит к быстрому и значительному опусканию дна озерной ванны и углублению проталины. Глубина озерной ванны резко увеличивается, начинают увеличиваться и размеры проталины в плане. Поступление талой воды в наледниковое озеро с поверхности ледника до некоторого предела повышает его уровень. Однако, затем избыток вод неизбежно начинает по какому-либо понижению отводиться прочь. **Фаза III.** Скорость таяния льда вглубь и вширь определяется в основном теплоемкостью льда и интенсивностью прогрева озерной воды летом. В соответствии с законами теплообмена, происходит постоянное округление периметра озера, то есть сокращение отношения длины его береговой линии к площади. Вместе с талыми водами в озеро сносится моренный материал, который образует на дне слой осадка. В начальный период сортировка его сравнительно невелика. Невелико и количество поступающего материала как вследствие ограниченного размера водосборной площади, так и невысокого содержания его в верхней части толщи мореносодержащего льда. **Фаза IV.** Интенсивно выравнивается береговая линия, не менее интенсивно идет увеличение акватории наледникового озера. Проталина углубляется, растет площадь водосбора и увеличивается поступление осадка из мореносодержащего льда. Появляются условия для возникновения сортировки осадка по латерали, а вследствие сезонного замерзания поверхности ледника и наледникового проталинного озера возникает ритмичность в процессе отложения осадка в центральных частях озерного бассейна. В конце фазы IV проталина практически достигает ледникового ложа. Толща ледниково-озерных отложений ложится на уже сформированную основную морену ледникового покрова. **Фаза V.** Несколько увеличивается площадь озера. Продолжается накопление толщи ледниково-озерных отложений, дифференцированной в фациальном и сезонном отношениях: ритмичность типа ленточной слоистости в центральных частях озера, нарастание грубости осадка в прибрежных, увеличение мощности в кольцевой периферической зоне. Как следствие этого процесса дно озера становится отчетливо вогнутым. В конце фазы V начинается прогрессирующее обмеление озера, связанное со снижением порога стока талых вод. Происходит постепенное огрубление верхней части ледниково-озер-

Судя по характеру залегания третьей озерной пачки (слой 7 и 8), вскоре после указанной даты произошел энергичный эрозионный врез, вследствие которого обе уже отложившиеся озерные пачки (первой и второй генерации) были местами нацело уничтожены, так как третья озерная пачка залегает в довольно узком, но глубоком (не менее 10–12 м) врезе. Дно вреза, как и под пачкой озерных отложений первой генерации, устлано крупными валунами с песчано-галечным заполнителем. По бортам вреза валуны отсутствуют, сменяясь сначала галькой, затем гравием, а в верхних участках вреза на контакте с мореной крупнообломочный материал почти не встречается.

Подобное распределение крупнообломочного материала при развитии эрозионных процессов в толще диамиктонов — морен является весьма характерным для всего региона и отмечалось нами неоднократно, свидетельствуя о том, что, во-первых, именно морены являются основным источником крупнообломочного материала, попадающего в отложения иного генезиса и, во-вторых, транспортировка грубого материала после деградации ледников практически прекращается. Размыв морен разнообразными водотоками, как при таянии ледника, так и в периоды межледниковий приводит лишь к препарированию крупнообломочного материала, извлечению его из глинистой массы морен и образованию перлювиальных накоплений в виде базальных горизонтов аллювия, флювиогляциальных отложений или абразионных накоплений вдоль береговых линий водных бассейнов.

В озерном бассейне третьей генерации отложилась наиболее мощная пачка осадков, к сожалению, лишенная органических остатков. Однако, ее возраст устанавливается детальным и тщательным палинологическим анализом, опирающимся на датировки по ^{14}C, полученные из озерных (болотных) отложений двух более древних пачек. Третье озеро, судя по литологическому составу нижней части его отложений — преимущественно песчаных, местами со следами косой слоистости, характеризовалось периодически возникающим проточным режимом, что отражалось на смене литологического состава отложений. Чередование песчаных и глинистых прослоев (слой 8) имеет характер годичного. Пары прослоев хорошо выдержаны по простиранию, мощность их равномерна, ритмичность ощутима и вверх по разрезу учащается. Подсчет годичных пар позволяет оценить время существования третьего озера в 300–400 лет. Спуск третьего озера, обусловленный, вероятно, прогрессирующим развитием послеледниковой гидросети происходил на фоне общей аридизации и ухудшения климата. Исчезновение древесного покрова привело к развитию эоловых процессов, в результате которых был отложен покровный слой песков (слой 9) разреза «Вэснию». Эоловые процессы продолжаются и сейчас, о чем свидетельствуют многочисленные яреи.

Основные этапы развития растительности в период существования озерных бассейнов «Вэснию» можно проследить по результатам палинологического и диатомового анализов, проведенных Л.Д. Никифоровой, Р.В. Никитиной и В.М. Смирновой.

I этап (трансгрессивный, 10000–9200 л. н.). Обводнение котловины приходится на пребореальный период и связано с таянием поздневалдайского ледника. Первоначально в озеро поступал плохо перемытый материал с комплексом пыльцы и спор характерным для морен (обилие палеозойско-мезозойской пыльцы, углистых частиц, спикул губок) и единичными обломками морских палеогеновых диатомей. Во вторую половину пребореала (РВ-2) условия осадконакопления становятся более устойчивыми, акватория водоема увеличивается. В составе растительности окружающей территории господствуют тундровые формации и травянистые сообщества из злаков, осок и полыней.

II этап (регрессивный, 9200–8300 л. н.). В начале бореального времени (зона ВО-1) происходит обмеление и зарастание озера. В мелководном низкоминерализованном водоеме господствуют золотистые водоросли. Среди диатомей преобладают виды обрастания. Количество планктона — 5%. В составе растительности широкое распространение получают березовые леса. Их северная граница

ной толщи не только по периферии, но и по всей акватории. Исчезает годичная ритмичность осадка в верхней части толщи. Даже в центральную часть озера заносится крупнообломочный материал. Фаза V завершается спуском наледникового проталинного озера вследствие далеко зашедшей дегляциации. Полное осушение озера сопровождается эрозией его днища талыми ледниковыми водами, продолжающими поступать с окружающих проталину уже сильно сниженных участков ледника.

На поверхности осушенного озерного дна образуются каналы транзитного стока талых вод. Чаще всего доминирует один канал, в который открываются второстепенные. Начинается процесс глубинной эрозии — прорезание толщи ледниково-озерных отложений транзитным потоком талых вод, чего не наблюдалось в предыдущие фазы. **Фаза VI.** Постепенный распад ледово-минерального рельефа. Стаивание льда вокруг осушенного проталинного озера приводит к началу процесса инверсии. Днище озера — первоначально пониженная часть единого ледово-минерального рельефа, превращается в возвышенность с уплощенной, нередко слабовогнутой поверхностью, которая обрывается к появляющемуся из-под льда моренному рельефу крутыми склонами-уступами с четкой бровкой и подошвой. Происходит частичное разъединение толщи осадков проталинного озера от массива окружающего льда. Ледяные борта проталины местами отступают от края линзы ледниково-озерных осадков, обнажая поверхность основной морены с западинами, занятыми озерами. Наряду с транзитным стоком талых вод развивается система водотоков в пределах осушенного днища проталинного озера, а также начинает формироваться система стока, охватывающая периферию массива отложений проталинного озера, превращающегося в положительную форму рельефа — проталинный лимнокам. **Фаза VII.** Практически полное стаивание мореносодержащего льда, полная инверсия рельефа. Массив ледниково-озерных отложений проталинного озера преобразуется в положительную форму рельефа — проталинный лимнокам, платообразную, округлую возвышенность, со склонами-уступами, четкой кольцевидной бровкой, служащей одновременно локальным водоразделом. Этот водораздел оконтуривает столь же локальную систему поверхностных водотоков лимнокама — небольших ручейков, либо впадающих в транзитный водоток, либо, в случае его отсутствия, образующих собственную автономную систему с единым выходом в виде ручья за пределы локального водораздела. Окружающая местность, как правило, представлена мелкими невысокими моренными холмами, западинами с озерками, в целом расположенными на 10–30 м ниже бровки проталинного лимнокама.

В конкретных условиях дегляциации формирование проталинных лимнокамов, как правило, не успевает проходить полного цикла — всех семи фаз, так как спуск наледного проталинного озера происходит ранее и развитие лимнокама прекращается.

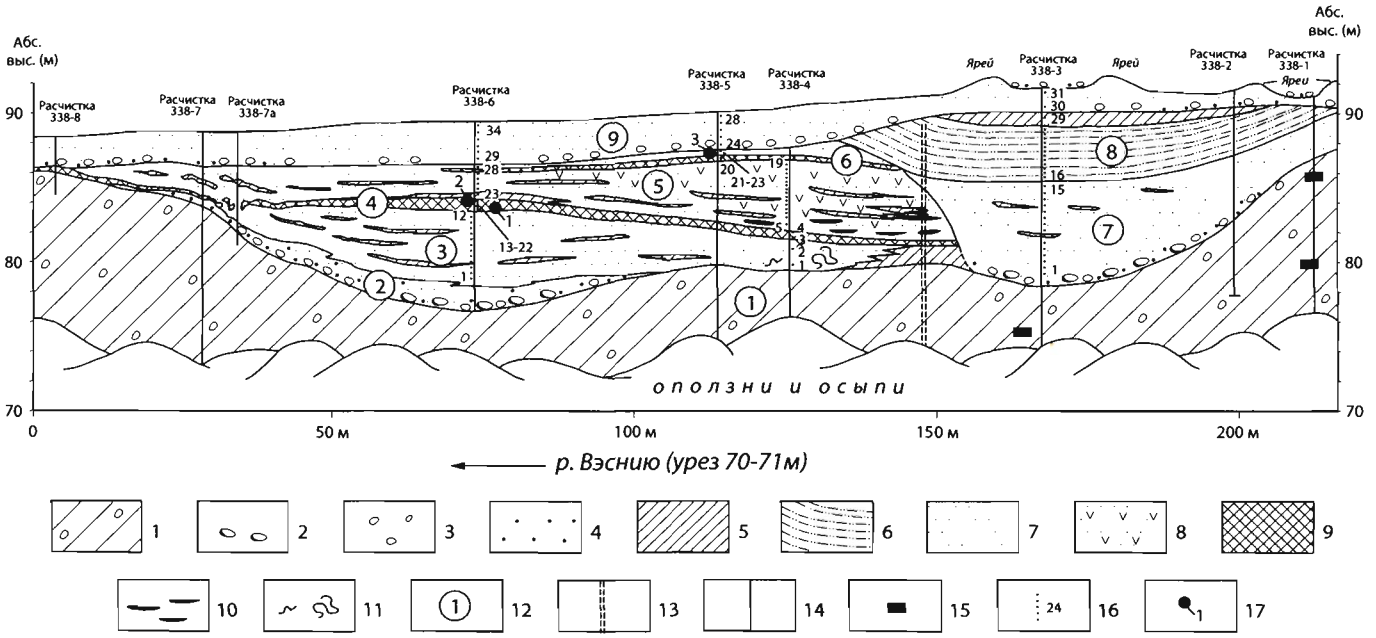


Рис. 91. Строение разреза Вэснию

Условные обозначения: 1–10 — литологический состав: 1 — основная морена поздненеоплейстоценового оледенения (суглинки и супеси с крупнообломочным материалом), 2 — валуны, 3 — галька, 4 — гравий, 5 — суглинки, 6 — супеси и алевриты, переслаивающиеся с песками, 7 — пески, 8 — пески оторфованные, 9 — торф со стволами берёзы и ветками кустарника, 10 — линзы торфа; 11 — криотурбации; 12 — номера слоёв; 13–14 — расчистки: 13 — по В.С. Зархидзе и И.Н. Семёнову (1972), 14 — по авторам; 15–17 — места отбора образцов проб: 15 — петрографический анализ крупнообломочного материала, 16 — палинологический анализ и номер пробы, 17 — радиоуглеродный анализ и номер пробы. Список радиоуглеродных датировок: 1 — 9190±60 л. н. (ЛУ-684), 2 — 8840±70 л. н. (ЛУ-657), 3 — 8060±60 л. н. (ЛУ-656)

находилась на 150 км севернее, чем в настоящее время. Зарастание озера связано с резко возросшим испарением с поверхности водоемов в условиях теплого лета. Около 500 лет (между 8800 и 8300 лет назад) осадконакопление на большей части котловины Мореюского озера отсутствовало.

III этап (трансгрессивный, 8300–8000 л. н.) связан со второй половиной бореального периода (зона BO-2). Обводнение котловины происходит очень быстро. В составе диатомовой флоры господствует планктон (69%). Широкое развитие получают виды, характеризующие начальную стадию осадконакопления, предпочитающие чистые и прозрачные воды крупных олиготрофных озер. В составе растительности происходят изменения, связанные с ухудшением климата — сокращается роль лесных фитоценозов за счет расширения площадей, занятых тундровыми сообществами.

IV этап (регрессивный, 8000–7000 л. н.) приходится на бореально-атлантическую границу (BO/AT). В озере резко сокращается численность видов и разновидностей диатомей, количество планктона уменьшается до 16%. В начале атлантического периода (зона AT-1) озеро спускается временным водотоком. В долине р. Море-Ю распространяются березово-еловые леса северотаежного типа.

V этап (трансгрессивный, 7000–4300 л. н.). Новое заполнение котловины (зона AT-2). Появившееся озеро мелководное, небольшое по площади. Диатомовая флора отсутствует. В конце атлантического времени (зона AT-3, 6000–5000 л. н.) озеро увеличивается по глубине и площади. Количество планктона остается невысоким (4%). В это время отмечается максимальное продвижение еловых лесов в зону современной тундры. В начале суббореального времени (зона SB-1, 5000–4300 л. н.) продолжается повышение уровня озера. Количество планктона увеличивается в нем до 31%. В составе растительности господствуют тундровые формации.

VI этап (регрессивный, около 4300 л. н.). Озеро мелеет, расширяется зона прибрежных макрофитов. Уменьшается количество планктона (до 8%). На рубеже зон SB-1/SB-2 происходит спуск озера.

Разрез «Вэснию» может служить примером, когда пренебрежение изучением морфогенеза, недооценка значения геоморфологических условий приводит к очень крупным ошибкам в стратиграфических построениях.

Сторонники антигляциалистической концепции при разработке своей стратиграфической схемы отнесли (вероятно, по гипсометрическому положению) разрез «Вэснию» к средней части роговской свиты. Более того, они придали ему статус одного из важнейших опорных обнажений (Зархидзе, Семенов, 1972). Именно это возбудило у нас повышенный интерес к разрезу «Вэснию». Проведенный нами геоморфологический анализ указывал на высокую степень вероятности не средненеоплейстоценового (роговская свита), а поздне-послеледникового возраста отложений,

вскрываемых разрезом «Вэснию» — осадков, судя по характеру рельефа, локальных озерных бассейнов, развивавшихся во множестве в период деградации поздневалдайского оледенения в южной, сниженной части Вашуткинского наклонного плато. Присутствие в разрезе прослоев торфа и остатков древесины с корой березы давало надежду на возможное применение радиоуглеродного анализа.

Как видно из приведенных выше материалов детального изучения как разреза «Вэснию», так и рельефа окружающей его местности, наши предположения оправдались. Антигляциалистами отложения голоценового возраста были признаны стратотипом «роговской свиты» — рельефообразующих отложений среднеплейстоценового возраста. Эта ошибка была внедрена в практику геологосъемочных работ на несколько десятков лет.

10.1.2. Север Западного Притиманья

10.1.2.1. Ледниковые лопасти

Кулойско-Мезенская ледниковая лопасть. Краевые ледниковые образования бассейна р. Мезень известны со времен работ А.А. Корчагина (1937) и Ю.Л. Рудовица (1947). Их изучение на современном уровне с применением высококачественных МАКС, высокоточных топографических карт, аэровизуальных и наземных исследований впервые было начато в 1971 г. при проведении АФГК. В первых публикациях комплекс краевых форм был соотнесен с развитием Мезенской и Варшской ледниковых лопастей Беломорского ледникового потока (Лавров, 1973$_1$). Впоследствии, название ледникового потока было изменено на Кольско-Мезенский (Лавров, 1977). Но в обеих публикациях развитие оледенения северной части Западного Притиманья, по независящим от авторов причинам, связывалось с деятельностью Скандинавского ледникового щита. К настоящему времени фактический материал, собранный авторами за многие годы исследования, заставил изменить представления о ходе развития оледенения этого региона и об этапах его дегляциации.

Прежде всего, это отразилось на выдел ении совершенно иной очень крупной структуры ледникового края — Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти, являющейся, согласно обширному комплексу новых данных, морфологическим выражением окончания одного из ледниковых потоков не Скандинавского, а Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового покрова. Все факты, говорящие об этом, приводятся сразу же вслед за изложением основных сведений о морфологических особенностях краевых ледниковых образований Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти.

Маргинальный пояс этой лопасти отличается весьма сложным строением. В максимум развития восточный фланг лопасти ограничивался структурами Тиманского Кряжа, а западный располагался в пределах Кулойского плато (рис. 57). Маргинальный пояс лопасти очерчивает несколько четко оформившихся языковых выступов, разделенных столь же четкими межъязыковыми массивами.

Непосредственно в западный склон Северного Тимана вдается косминский язык, южнее — рочугский язык, западнее которого располагается цемский язык. В своей фронтальной части он раздвоен небольшой глыбообразной возвышенностью с абсолютными высотами 209 м, которая, по сути, является не краевым образованием, а локальным ледоразделом, так как сложена породами верхнепермского возраста. Восточный фланг цемского языка образует кымский языковый выступ, а западный — цебьюгский. Подлинно межъязыковым является ирасский массив, представленный серией положительных форм — небольших гряд, валов, холмов и холмистых массивов, вытянутых по обоим бортам долины р. Ирасы — правого притока р. Мезени. Массив имеет сложную внутреннюю структуру, при этом удлиненные мезоформы вытянуты вдоль р. Ирасы, а холмы основной части межъязыкового массива, его ядра, расположены севернее истоков р. Ирасы, где образуют общий водораздел радиально стекающих с него притоков рек Цемы, Пёзы и Мезени. На левобережье р. Мезени чуть ниже впадающей в нее слева р. Вашки располагается овальный тафорский межъязыковый массив с абсолютными высотами до 156 м. Между ним и ирасским массивом поперек долины р. Мезени прослеживается несколько рядов концентрически расположенных дугообразных моренных гряд. Они образуют мезенский язык, правым крылом опирающийся на тафорский межъязыковый массив. От последнего с западной стороны отходят такие же дугообразные моренные гряды, полоса которых вытягивается к юго-западу вдоль сквозной долины рек Пинежской и Мезенской Ежуг, где вскоре прерывается фронтальной частью Кулойского сёрджа — образованием более молодым.

Западная часть Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти занимает восточную половину Кулойского плато. Краевые образования выражены широким и сложно построенным поясом вало- и грядообразных возвышенностей, вытянутых в субмеридиональном направлении и делящих изометричную в целом территорию Кулойского плато на две части: восточную и западную. Эта часть краевых образований отчетливо дифференцирована и образует два полукруглых выступа, обращенных к западу (рис. 92). Они фиксируют положение фронтов двух довольно крупных ледниковых языков. Южный — соткинский язык своим левым крылом выходит к р. Сев. Двине. Сопряженный с ним с севера полтинский язык, очень похожий на соткинский по размерам, ориентировке и характеру краевых образований, отделен от него глубоко вдавшимся межъязыковым массивом, всего лишь 15–20 км не доходящим до восточного уступа Кулойского плато. Краевые морены и соткинского и полтинского языков — это хорошо выраженные в рельефе и прекрасно видные на МАКС (рис. 92) моренные гряды и валы, разделенные ложбинами. Ширина краевых морен достигает 7–10 км и более, абсолютные высоты составляют

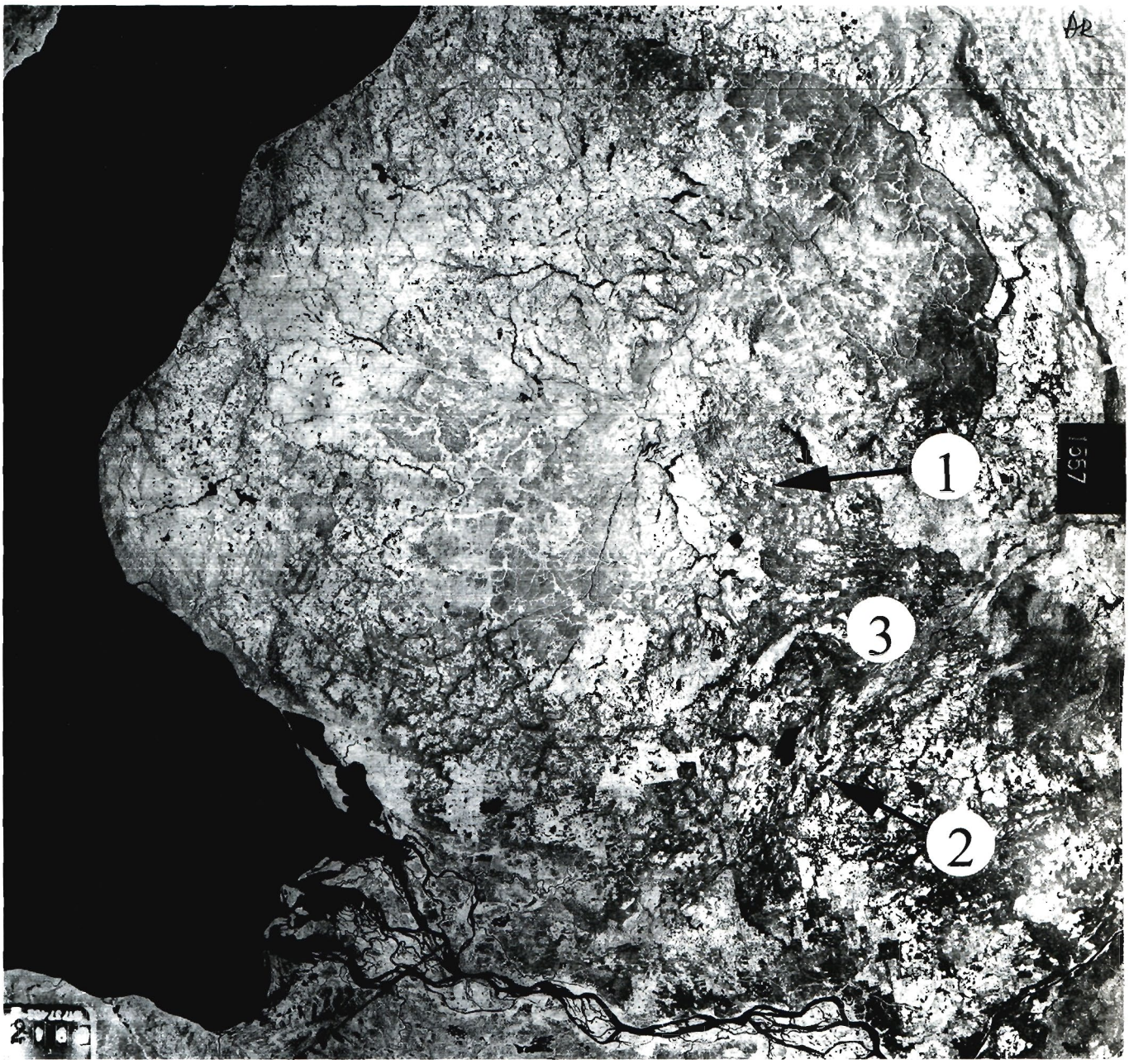


Рис. 92. Краевые морены западного фланга Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти

Морены ледниковых лопастей (см. рис.): 1 — соткинского, 2 — полтинского; 3 — межъязыковый массив

130–150 м, относительные 25–30 м. Это достаточно мощные скопления ледникового материала. Они пересечены ложбинами стока талых ледниковых вод, образующими две основные системы. Ложбины одной пересекают краевые пояса, другой — заложились в межгрядовых понижениях краевых морен. Ложбины стока изобилуют реликтовыми озерами, нередко довольно крупными (Тельдозеро, Полтозеро и др.). Перед фронтом ледниковых языков развита целая система маргинальных рытвинных гляцигенных озер сильно удлиненных и прихотливо изогнутых. Нередко озера переходят одно в другое, образуя цепь, протяженность которой превышает несколько десятков километров. Вся система озер дренируется рекой Сояной. Краевые морены, как и система маргинальных озер, располагаются над узким и глубоким понижением в поверхности дочетвертичных пород. Понижение — так называемая Мегринская зона, вытянуто строго в субмеридиональном направлении и, несомненно, связано с системой разломов, пересекающих сравнительно маломощный здесь осадочный чехол и уходящих в кристаллический архей-протерозойский фундамент.

Краевые образования северного крыла полтинского ледникового языка, доходя до долины р. Сояны, продолжаются на ее противоположном берегу, почти не меняя ни своего направления, ни слабо выпуклого к западу изгиба. Меняется, однако, их морфологическое выражение. Маргинальные валообразные моренные гряды сменяются полосой мелкохолмистого рельефа, рассеченной в поперечном направлении множеством рытвинных гляцигенных озер. Вдоль проксимальной границы полосы этого рельефа проходит значительная часть среднего течения р. Сояны, а обращенные к ней окончания рытвинных озер очень близко подходят к бровке левого борта ее долины. Тем не менее, основная часть озер не дренируется в долину р. Сояны. Наоборот, сток озерных вод осуществляется в противоположном направлении, давая начало истокам р. р. Мегры и Коптяковки, текущим на север. Подобное соотношение гляцигенной морфологии и гидрографии позволяет достаточно обоснованно полагать, что р. Сояна возникла вследствие прорыва краевых образований полтинского ледникового языка водами большого подпрудного озера, образовавшегося перед его фронтальными моренами при деградации оледенения.

Анализируя морфологию рельефа, рисунок гидросети и направление течения водотоков современного поверхностного стока Кулойского плато, явно унаследовавшего положение потоков талых ледниковых вод, можно предположить существование еще одного, самого северного, ледникового языка Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти — чернореченского. Фронт чернореченского ледникового языка, также обращенный выпуклостью к западу в сторону горла Белого моря, отмечен полосой холмистых валообразных массивов, разделенных системой маргинальных ложбин стока с множеством небольших реликтовых озер. В отчетливо удлиненной форме озер, в их ориентировке и взаиморасположении без особого труда распознается край былого ледникового выступа языкового ранга. Депрессию этого языка дренирует р. Черная, которая прорывает его краевой пояс и уходит (через озеро Бол. Чубальское) за пределы этого ледникового языка. На правобережье р. Черной в районе, расположенном непосредственно к западу от озер Кривых, наблюдается фрагмент своеобразного параллельно-грядового рельефа. Еще один, точно такой же фрагмент параллельно-грядового рельефа расположен к юго-западу от первого и имеет точно такую же ориентацию, практически являясь двойником первого. Возможно, эти образования маркируют две позиции кратковременной приостановки деградации чернореченского языка Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти.

Депрессия Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти состоит из трех частей. Восточная — плоская, однообразная, сильно заболоченная равнина с десятками термокарстовых озер. Абсолютные высоты ее поверхности колеблются от 40 до 75 м. Основная часть депрессии ограничена с севера долиной р. Пёзы. Поверхность депрессии выстлана маломощным слоем песчаных ледниково-озерных отложений Пёзского интрагляциального озера. Его уровень зафиксирован береговыми линиями южного края озера, четко прослеживающимися вдоль проксимальных склонов краевого пояса на абсолютных высотах 80–90 м. Однако, на правобережье р. Пёзы, в области моренного рельефа внешней зоны краевого пояса расположенной севернее Чёшской ледниковой лопасти, береговые линии северного края Пёзского бассейна полностью отсутствуют. Такое же отсутствие береговых линий было отмечено ранее и в моренном рельефе внешнего пояса краевых образований Малоземельской ледниковой лопасти. На границе краевого пояса Чёшской ледниковой лопасти и Пёзского интрагляциального озера мы вновь встречаемся с ситуацией, когда ледниковый рельеф, не затронутый процессами абразии, контактирует с ледниково-озерной террасой, имеющей значительно большие абсолютные высоты. В этом случае, как и в предыдущих, возможен только один вариант развития событий: интрагляциальное озеро существовало в условиях ледниковой подпруды, и спущено оно было до того, как исчезли контактировавшие с озерными бассейнами ледниковые массивы, а ледниковые краевые формы в результате полной деградация ледниковых масс перешли в ископаемое, реликтовое состояние.

Средняя часть депрессии Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти в финальную фазу распада краевой зоны была заполнена ледовыми массами Кулойского сёрджа, буквально протаранившего стагнирующие ледовые массивы Чёшской и Кулойско-Мезенской лопастей и пронзившего их с севера на юг, в меридиональном направлении. Кулойский сёрдж прорвал краевые образования фронта Чёшской и частично Кулойско-Мезенской лопастей.

Западная часть депрессии Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти приурочена к восточной половине Кулойского плато. В целом это субгоризонтальная поверхность, полого поднимающаяся к востоку, где она отграничена крутым структурным (экзарационно-тектоническим) уступом от низины р. Кулоя, по которой проходил Кулойский сёрдж. Депрессия покрыта маломощным слоем основной и абляционной морены. Покров носит прерывистый характер. На многих участках, особенно на севере плато и у его восточного уступа моренный чехол практически отсутствует, вследствие чего в карбонатных породах пермского возраста интенсивно развивается карст.

В рельефе западной части депрессии значительную роль играют глубокие ложбины стока, преимущественно субширотного направления. Многие из них унаследованы современными реками: Соткой, Полтой, Сояной, прорезавшими глубокие долины, но только в пределах Кулойского плато. После пересечения его восточного уступа борта речных долин резко снижаются, а русла начинают меандрировать среди заболоченной поверхности левобережья р. Кулой. Небольшая северо-западная часть депрессии, ограниченная горлом Белого моря, Мезенской губой, а с юга северным уступом Кулойского плато, представлена холмистой моренной равниной, сильно заболоченной, среди которой возвышаются отдельно расположенные крупные моренные холмы. На северной ок-

раине у стыка берегов Белого моря и Мезенской губы развито не очень значительное по площади поле камов.

Отложения Пёзского интрагляциального озера получили две радиоуглеродные датировки. Образцы для анализа взяты З.Г. Корольковой из обнажений по р. Пёзе. Возраст прослоев торфа, включенного в толщу ледниково-озерных отложений, составил 10150±100 л. н. (ЛУ-556-А) и 10160±90 л. н. (ЛУ-556-В). Под ними почти повсеместно вскрывается основная морена, подстилаемая дельтовыми отложениями с растительным детритом запредельного радиоуглеродного возраста — разрез «Елкино» ≥ 53 т. л. н. (ЛУ-1050), или отложениями бореальной микулинской трансгрессии. Все береговые разрезы неоднократно посещены и изучены, результаты исследований опубликованы (Девятова, Лосева, 1964; Девятова, 1982 и др.).

Долина нижнего течения р. Мезени в пределах депрессии Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти врезана в отложения пермского возраста. Слой перекрывающих пермские породы четвертичных отложений, как правило, весьма невелик, редко превышает первые метры. Обычно это либо обрывки основной морены, либо тонкий слой песчаных отложений Пёзского интрагляциального озера, либо, в единичных случаях, — морские микулинские отложения. Морфологически долина нижнего течения р. Мезень представляет собой каньонообразную промоину в толще пермских красноцветов, практически лишенную террас.

В самом начале данного раздела было сказано, что Кулойско-Мезенская ледниковая лопасть связана не со Скандинавской, а с Баренцевоморско-Новоземельско-Карской областью питания (ледниковыми центрами). Этот вывод в корне противоречит существующим представлениям об оледенении Кулойского плато, в том числе и мнению исследователей проектов PECHORA и QUEEN (Svendsen et al., 1999; Астахов и др., 2000). Считается, что этот район — область влияния Скандинавского ледникового покрова. Но объективные данные, как морфологические, отражающиеся на материалах аэро- и космических съемок, так и факты, полученные при наземных исследованиях, ставят вопрос о решительном пересмотре сложившихся представлений.

Во многих районах депрессии Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти обнаружены участки изборожденных поверхностей и друмлиноидный рельеф (рис. 30). Их ориентировка, в сочетании со следами экзарационного воздействия на поверхность скальных пород на п-ове Канин (рис. 28), на северной оконечности Тиманского Кряжа и на дне Чешской губы (рис. 30), указывает на юго-западное направление движения льдов, то есть со стороны Баренцева шельфа. Ориентировка многочисленных экзарационных форм восточной половины Кулойского плато и рытвин изборожденных поверхностей в верховьях р. Кулой и в нижнем течении р. Пинеги также подтверждает сделанное предположение. Даже ориентировка форм экзарационного рельефа Карелии к югу от Кандалакшской губы Белого моря (рис. 30), образованных последним оледенением, отчетливо показывает, что Кулойское плато располагалось севернее скандинавского ледникового потока. Может быть, здесь будет позволительно вспомнить и давно известную гипотезу о существовании пассивного, малоподвижного Понойского щита, занимавшего центр Кольского полуострова и, вполне возможно, препятствовавшего растеканию льдов Скандинавского центра на восток (Н.Н. Арманд, 1973; Арманд, Романова, 1977 и др.).

С фактическим материалом, полученным при изучении экзарационного рельефа, хорошо согласуются данные кинетостратиграфического исследования крупнообломочной фракции основной морены последнего оледенения (рис. 31,32). В ней содержатся обломки девонских пород, развитых на возвышенностях Северного Тимана, палеозоя Новой Земли и мезозойских отложений, по-видимому, захваченных на Баренцевом шельфе. Ориентировка обломков, изменение их количества, не говоря уже о петрографическом составе, все это вместе вполне однозначно свидетельствует о Баренцевоморском шельфе и возвышенности Северного Тимана как областях, откуда ледниковые потоки поступали в северные районы Западного Притиманья, где и образовали Кулойско-Мезенскую ледниковую лопасть. Редкие находки кристаллических пород, судя по всему, захвачены ледником из более древних морен. В северной части п-ова Канин, как показало изучение петрографического состава верхней, рельефообразующей морены (материалы В.М. Смирнова), обломки кольско-скандинавских пород вообще не обнаружены. О том же свидетельствуют и данные О.Г. Эпштейна (Лаврушин, Эпштейн, 2001).

На территории восточной половины Кулойского плато кинетостратиграфические исследования не проводились. Однако и для этого района имеются данные, свидетельствующие о переносе крупнообломочного материала (ростры белемнитов) в северной части Кулойского плато с востока на запад (Прокопчук, 1985).

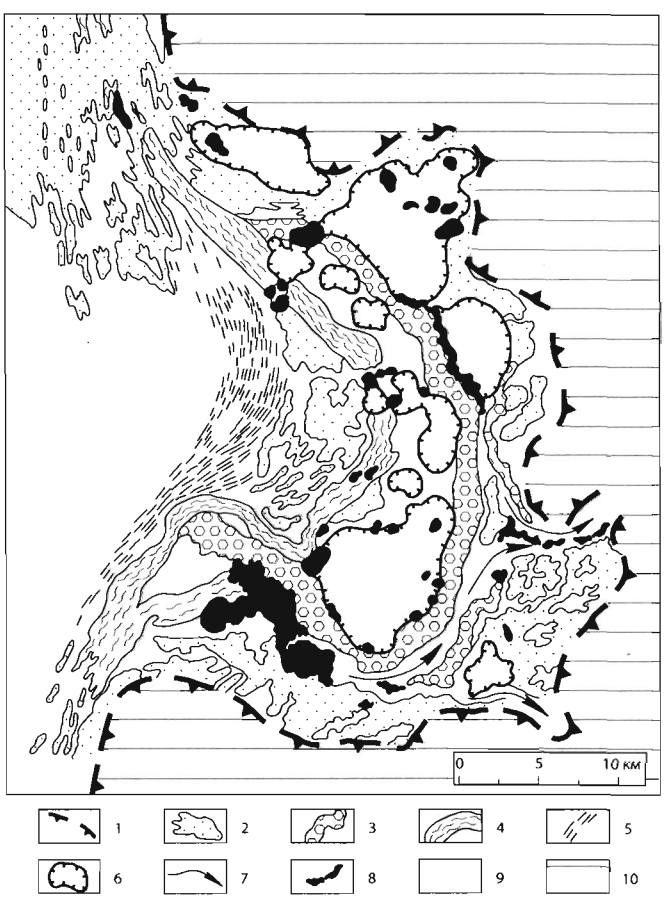
На местоположение области, питавшей Кулойско-Мезенскую лопасть, убедительно и точно указывает также пространственная ориентация краевых образований соткинского и полтинского ледниковых языков (рис. 92) и направление регрессии ледникового края от краевого пояса Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти к краевым образованиям Чёшской лопасти. Даже деградационное наступление — ледниковый поток гигантского Кулойского сёрджа, исходило из депрессии Чешской губы (рис. 57).

Чёшская ледниковая лопасть. Маргинальный пояс Чёшской ледниковой лопасти располагается на правобережье р. Пезы в непосредственной близости к ее долине. Основу краевого пояса составляют валообразные формы субгляциальных компрессионных морен, во многом сходные с аналогичными моренами Малоземельской ледниковой лопасти. Здесь, на севере Западного Притиманья, как и в Малоземельской тундре, перед поясом валов субгляциальных компрессионных морен расположена полоса мелкохолмистого контрастного моренного рельефа.

На востоке, перед склонами Северного Тимана моренные валы, огибая с юга группу озер Варш, меняют свою ориентировку с субширотной на субмеридиональную и, глубоко вдаваясь в локальное понижение Северного Тимана, образуют второй эшелон краевых морен косминского ледникового языка (рис. 93). Далее, вдоль склонов северной оконечности Тиманского Кряжа положение левого, восточного фланга Чёшской ледниковой лопасти совпадает с восточным флангом Кулойско-Мезенской. В северном направлении валообразные формы маргинального пояса постепенно уменьшаются в размерах и переходят в узкую полосу холмистого моренного рельефа, осложненного местами скоплениями камов. Мощность ледниковых отложений здесь резко снижается, они уже не образуют сплошного чехла, на дневную поверхность часто выходят породы девонского и каменноугольного возраста.

Рис. 93. Гляциоморфологический комплекс Косминского ледникового языка

Условные обозначения: 1 — граница Косминского ледникового языка, 2 — моренный мелкохолмистый рельеф, 3 — вал напорно-аккумулятивной краевой морены, 4 — вал субгляциальной компрессионной морены, 5 — морены Де-Геера, 6 — контуры растаявших остаточных массивов мёртвого льда, 7 — направления стока талых вод, 8 — озёра, 9 — болота и заболоченные участки, 10 — территория вне рисунка (out land)



За цепью валов субгляциальных компрессионных морен субширотной части краевого пояса обычно простирается обширная, ровная, заболоченная поверхность, нередко с группами крупных, но сравнительно неглубоких озер (оз. Варш, Косминские). Довольно часто вдоль проксимального склона моренных валов на небольшом расстоянии от них располагаются дуги узких невысоких, но протяженных аккумулятивных морен, повторяющих конфигурацию моренных валов краевого пояса.

В отличие от гирлянд микроязыков субгляциальных компрессионных морен Малоземельской ледниковой лопасти, аналогичный пояс Чёшской расчленен на части многочисленными сёрджами. В восточной части Чёшской ледниковой лопасти вдоль склонов Тиманского Кряжа сёрджи развивались дважды. Но особенно крупные сёрджи имели место в западной части лопасти. Депрессия одного из них унаследована рекой Вижас, которая, начинаясь от проксимальных склонов фронтальной морены сёрджа «Вижас» (рис. 57), течет на север, последовательно рассекая его небольшие поперечные морены, образовавшиеся при деградации.

Наибольший интерес вызывает гигантский сёрдж «Кулой» (рис. 57) — ледниковый язык, прорвавший маргинальный пояс Чёшской ледниковой лопасти, выдвинувшийся из глубины этого ледникового выступа далеко к югу, достигнув нижнего течения р. Пинеги и перекрыв его в районе истоков р. Кулой. Фронтальные образования этого ледникового сёрджа впервые упоминаются в работе А.А. Корчагина (1937) как конечные морены. Нами он назывался ранее (Лавров, 1973, 1977) ледниковой лопастью только благодаря его огромным размерам. Фронт сёрджа обозначен редкой цепью холмов весьма невыразительных очертаний. В западной части фронта они отсутствуют. На их месте располагается полоса известняков, обнаженных от четвертичных отложений и покрытых многочисленными экзарационными бороздами. Большинство их благодаря близости русла р. Пинеги уже превращены в глубокие овраги.

Сёрджем «Кулой» оставлена прекрасно выраженная в рельефе боковая морена, причем только одна — левая (восточная). Именно она была обнаружена еще А.А. Корчагиным (1937), но с тех пор это уникальное образование почти не изучалось. Северная часть боковой морены — на правобережье р. Мезени, в месте прорыва сёрджем «Кулой» маргинального пояса Чёшской ледниковой лопасти, представлена группой невысоких удлиненных валов и холмов, отходящих от холмистого массива, огибаемого рекой Несь. На левобережье р. Мезени боковая морена сёрджа имеет форму узкого валика с удивительно ровными параллельными краями. На значительной части своей длины (около 80 км) этот неширокий вал разделяется продольной ложбиной на два еще более узких валика.

Плоская поверхность депрессии переходит в дно Чёшской губы. Переход через нулевую абсолютную отметку осложнен только невысоким абразионным береговым усту-

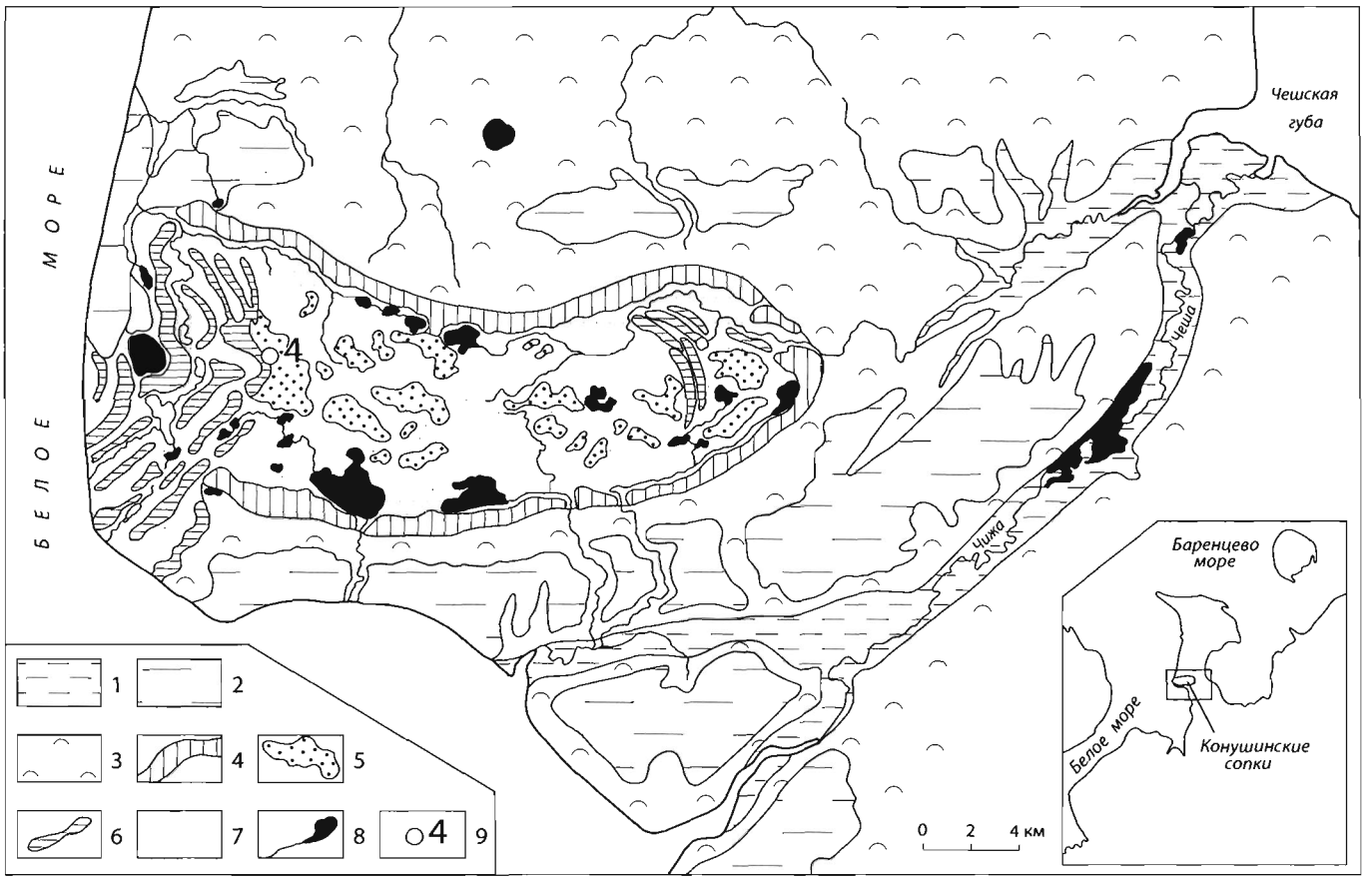


Рис. 94. Геоморфологическая схема района Конушинских сопок (п-ов Канин)

Условные обозначения: 1 — аллювиально-морские отложения, выполняющие Чижа-Чёшскую ложбину стока талых ледниковых вод, 2 — озёрно-морские позднеледниковые отложения, 3 — ледниковые отложения (морена), 4 — конуса выноса флювиогляциальных отложений, 5 — крупные моренные холмы и камы, 6 — краевые морены, 7 — ледниковые, флювиогляциальные и ледниково-озёрные отложения центральной части Конушинского вала, 8 — озёра и ручьи, 9 — буровая скважина и её номер

пом. Генетически дно Чёшской губы, несомненно, является центральной частью депрессии одноименной ледниковой лопасти. Нами был проведен всесторонний анализ рельефа дна Чёшской губы с использованием точнейших батиметрических данных и материалов специальных исследований (Гуревич, Тарасов, 1974; Гопчак, Суздальский, 1990; Гопчак и др., 1997 и др.). Результаты анализа и синтеза всех доступных сведений отражены на рис. 30. Рельеф дна Чёшской губы представлен формами ледниковой эрозии и аккумуляции, которые по своим морфологическим параметрам вполне соответствуют ложбинам ледникового выпахивания, сочетающимися с друмлиноидными образованиями. Эти формы, их ориентация и взаиморасположение легко и естественно сочетаются с экзарационным рельефом, оставленным последним ледником на скальных породах п-ова Канин и Северного Тимана, и столь же органично вписываются в общую схему движения ледникового покрова (рис. 30, 107).

Отдельного рассмотрения заслуживает «кадык» на «горле» п-ова Канин — район «Конушинских сопок». Рельеф этого небольшого участка представлен цепью песчаных холмов, образующих почти правильный овал, вытянутый с запада на восток (рис. 94). Высота холмов достигает 15–20 м и несколько более; они обычно сливаются своими основаниями. Их склоны выровнены по внешней стороне периметра овала, в то время как внутренняя имеет свободные очертания. Вдоль подножья внутренних склонов Конушинского овала заложены ложбины стока, разделяющие и дренирующие внутреннюю зону, рельеф которой представлен моренными холмами различной величины. В западной и в меньшей степени в восточной частях внутренней области Конушинского овала наблюдается не совсем четко выраженный мелкогрядовый рельеф. Бурением (Черемхина и др., 1996) установлено, что морена последнего оледенения под Конушинским овалом изогнута вверх и образует крутой свод, возможно, купол, ядро которого заполнено песчаными, по-видимому, морскими отложениями. К сожалению, бурение документировалось в соответствии с постулатами антигляциалистической концепции, основная морена была отнесена к ледниково-морским отложениям, а ее аномальному залеганию не было уделено достаточного внимания.

По нашему предположению, Конушинский овал есть не что иное, как «гляциовал», проявление «гляциодиапиризма» (по генетической классификации Ю.А. Лаврушина, 1985).

10.1.3. Ледоразделы, межлопастные массивы, гляциоизостатические плато и депрессии

Взаимоотношения маргинальных поясов ледниковых лопастей краевой зоны Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледника показывают, что в процессе деградации последовательно отделились сначала Кожвинская, Лыжская и Лайско-Ижемская лопасти. Оставшаяся часть ледникового края распалась на три пары ледниковых лопастей: Кулойско-Мезенскую и Чешскую; Печорскую и Малоземельскую; Колвинскую и Большеземельскую (рис. 57).

Эти три пары ледниковых лопастей разделены двумя морфоструктурами: ледоразделом, которым служили древние тектонические структуры Тимана, и Лайским межлопастным массивом — образованием, возникшим во время оледенения благодаря рельефообразующей деятельности самого ледникового покрова.

10.1.3.1. Ледоразделы (Северный Тиман и гряда Чернышева)

Северный Тиман как в период наступления Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледника, так и в первые этапы его деградации играл роль крупного ледораздела, изменявшего направление ледниковых потоков. Средний Тиман — Четлаский Камень, в эту ледниковую эпоху лишь слегка охватывался ледниковым фронтом даже в максимум оледенения. Северный Тиман, так же как и возвышенная часть п-ова Канин, являлись областями интенсивной экзарации. Это выразилось в незначительной мощности ледниковых отложений, часто в их полном отсутствии, но, главное, в прекрасном экзарационном рельефе, широко представленном как на возвышенных, так и на очень низких (р-н мыса Микулкин) участках п-ова Канин (рис. 28). Впервые следы экзарации на Северном Тимане были обнаружены еще Л.С. Коссовым (1969), а на п-ове Канин — авторами данной работы (Гросвальд, 1994).

Несомненно, к категории ледоразделов следует отнести и гряду Чернышева, отделяющую от центральной части севера Печорской низменности впадину Косью-Роговской депрессии. Самые северные выходы скальных пород гряды Чернышева на дневную поверхность расположены в среднем течении р. Адзьвы. Здесь, непосредственно в районе местонахождения палеолитических артефактов и костей млекопитающих «Пымва-Шор» (Mangerud et al., 1999; Pavlov, Indrelid, 2000) развиты обширные поля пород карбона, на обнаженной поверхности которых ледником выпаханы многочисленные и глубокие экзарационные борозды, ориентированные с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Глубина экзарационного воздействия поздневалдайского ледника увеличивается здесь за счет многочисленных карстовых полостей и пещер в массивных известняках пымвашорских слоев карбона (Воллосович, Князев, 1954). Палеолитическое местонахождение «Пымва-Шор» находится в центре обширной экзарационной полосы. Основываясь на этих фактах, мы полагаем, что ледник обрушил потолок одной из пещер, в которых находили укрытие древние люди. Слой «коллювия» мощностью 1,5 м, перекрывающий культурный слой, представляет собой остатки потолка пещеры, в которой обитал палеолитический человек. Из этого следует, что местонахождение «Пымва-Шор» не является стоянкой открытого типа, а принадлежит к категории пещерных стоянок, о чем вполне ясно сказано и в работе В.П. Павлова (Pavlov, Indrelid, 2000).

Подводя итог, констатируем, что крупные тектонические структуры являлись устойчивыми выступами ледникового ложа, подвергаясь при этом интенсивной экзарации и становясь источником той составляющей комплекса крупнообломочного материала основных морен, которую принято называть группой пород транзитного захвата. Но так как толщина снесенного ледником слоя была сравнительно небольшой (15–20 м), эти структуры практически не изменялись под воздействием ледниковых покровов.

10.1.3.2. Лайский межлопастной массив

Две крупные ледниковые лопасти, Печорскую и Колвинскую, связывает столь же крупная мегаформа современного рельефа, которую мы предлагаем называть Лайским межлопастным массивом. Выбор названия определяется тем, что этот участок поверхности, зажатый с запада и востока краевыми образованиями обеих лопастей, на 80–90% дренируется р. Лаей и ее притоками. Поэтому для понимания общих закономерностей строения поверхности Лайского межлопастного массива совершенно необходим гидрографический анализ системы поверхностных водотоков.

Река Лая течет в южном направлении, от истоков до устья тесно прижавшись к западному флангу краевого пояса Колвинской ледниковой лопасти. Своими длинными правыми притоками (р. р. Лая-Вож, Серчей-Ю и Юръ-Яха) она дренирует все пространство огромного водораздела, отделяющего краевые морены западного фланга Колвинской ледниковой лопасти от восточного фланга краевого пояса Печорской ледниковой лопасти. Левые притоки р. Лаи, в отличие от правых, представлены лишь одной очень небольшой речкой Хасейю, дренирующей ложбину между внешним и внутренним поясами маргинальных образований западного фланга Колвинской ледниковой лопасти. Асимметрия бассейна р. Лаи объясняется общим наклоном поверхности Лайского межлопастного массива с северо-запада на юго-восток. Наиболее заметные возвышенности, осложняющие рельеф, расположены вдоль высокого севе-

ро-западного края межлопастного массива или в его так же высокой северо-восточной части. Это возвышенности Отвор-Мусюр (абс. высота 226 м), Лая-Мусюр (абс. высота 206 м) и Лым-Мусюр (абс. высота 242 м). Все они представляют собой морфологически очень сложные образования в целом изометричные, но обычно с несколькими ответвлениями и выступами, направленными большей частью к юго-востоку. По данным бурения (Жмаев и др., 1978), мусюры сложены скоплениями диамиктона — морены мощностью до 100 м и более, включающими пакеты песчаных отложений или отторженцы песчаников нижнего мела.

Центральная и юго-восточная части Лайского межлопастного массива отличаются более спокойным рельефом. Здесь плоские поверхности, покрытые маломощным слоем отложений локальных интрагляциальных озер, чередуются с массивами холмистого моренного рельефа или с валообразными краевыми моренами (возвышенности Бол. Командир-Мусюр, Мал. Командир-Мусюр и др.). Моренные валы группируются, образуя серию прерывистых, но, тем не менее, хорошо заметных поясов, вытягивающихся с северо-запада на юго-восток. Северо-западными концами краевые пояса причленяются к возвышенностям Лым-Мусюр и Лая-Мусюр. Слегка выпячиваясь, выгибаясь к юго-западу, они образуют подобие неправильных дуг, юго-восточные окончания которых почти под прямым углом подходят вплотную к западному флангу маргинального пояса Колвинской ледниковой лопасти, точнее к долине р. Лаи, которая и отделяет их от внешнего вала краевого пояса Колвинской ледниковой лопасти, в частности, от краевых морен уже упоминавшегося выше лысутейского ледникового языка. Согласно с простиранием поясов моренных валов, пересекающих по диагонали Лайский межлопастной массив и заложились все правые притоки р. Лаи.

Наибольшая концентрация маргинальных форм наблюдается в непосредственной близости от долины р. Печоры на правобережье восточной части ее широтного колена, начиная от устья р. Лаи до устья р. Лебедь у д. Денисовки. На этом же участке правобережья р. Печоры располагается упоминавшаяся выше широкая ложбина стока. От д. Захар-Вань она тянется субпараллельно р. Печоре до р. Лебедь и отделяет депрессию Лайско-Ижемской ледниковой лопасти от южного окончания Лайского межлопастного массива.

Основная часть поясов краевых морен Лайского межлопастного массива пересекается р. Лаей, начиная от метеостанции Миш-Вань и далее к югу. В многочисленных береговых обнажениях вскрываются громадные отторженцы юрских и нижнемеловых пород и сложно дислоцированные толщи песчаных плейстоценовых отложений. В частности, несколько ниже устья р. Юръ-Яхи, протекая вдоль фронтальной части лысутейского ледникового языка Колвинской ледниковой лопасти, русло р. Лаи делает три глубоких излучины, в которых в интенсивно эродируемых береговых обрывах высотой по 30–40 м на протяжении сотен метров прекрасно видны круто падающие, смятые и разорванные песчано-глинистые отложения, перекрытые мореной последнего оледенения.

Анализ мезоформ Лайского межлопасного массива, их генезиса, пространственных соотношений с краевыми образованиями Колвинской и Печорской ледниковых лопастей, и, конечно же, рисунок гидросети позволяет, по нашему мнению, сделать вполне определенные и обоснованные выводы о ходе дегляциации этого участка краевой зоны ледника.

1) дегляциация Лайского межлопастного массива шла (по сравнению с Колвинской и Печорской ледниковыми лопастями) опережающими темпами. Мощность льда непрерывно снижалась во времени, сила его напора была почти полностью утрачена к моменту образования Малоземельской и Большеземельской ледниковых лопастей;

2) область Колвинской ледниковой лопасти под тяжестью ледника была продавлена сильнее, чем область Печорской, о чем свидетельствуют правые притоки р. Лаи, заложившиеся по ложбинам стока талых ледниковых вод. Этим же обстоятельством объясняется, по-видимому, и общий перекос поверхности Лайского межлопастного массива в юго-восточном направлении, в сторону Колвинской ледниковой лопасти;

3) разрушение ледяного массива Печорской ледниковой лопасти шло опережающими темпами по сравнению с разрушением Колвинской ледниковой лопасти, что и обусловило появление крутого изгиба русла зарождающейся р. Печоры, известного как «широтное колено» этой реки, ибо выход к освобождающемуся от ледника Баренцеву морю был возможен только таким путем, то есть в западной части Печорской низменности;

4) относительно более быстрое освобождение ото льда Лайского межлопастного массива, вероятно, обусловило общее поднятие этого участка поверхности, наложившееся на ее перекос. Прямым подтверждением этого могут служить результаты петрографического изучения морен, слагающих область Печорской ледниковой лопасти и западной части Лайского межледникового массива, о чем говорилось выше (рис. 61).

10.1.3.3. Гляциоизостатические плато и депрессии

Помимо округлых, языковатых, фестончатых, дугообразных и т.п. мезо- и мегаформ характерных именно для ледниковых образований, в рельефе севера Печорской низменности обращают на себя внимание положительные и отрицательные мегаформы с отчетливо прямолинейными очертаниями контуров, стороны которых ориентированы почти строго ортогонально или диагонально относительно стран света.

К положительным мегаформам этого типа относятся платообразные возвышенности Тобышская, Сосьвинская, Баганская, Вангурейская, Янейская и Вашуткинская, к отрицательным — депрессии: Паханческая, Хайпудырская и депрессия Печорской ледниковой лопасти. Наибо-

лее крупной мегаформой этого типа является, несомненно, и Лайский межлопастной массив, уступы которого сильно замаскированы краевыми образованиями флангов Печорской и Колвинской ледниковых лопастей.

На поверхности всех платообразных возвышенностей развит обычный ледниковый рельеф — моренные холмы, ложбины стока талых вод, многочисленные камы и протолинные лимнокамы, озы, гляцигенные рытвинные озера, параллельно-грядовый рельеф морен подледного выдавливания и т.п. Однако, несмотря на разнообразие и многочисленность этих мезоформ, отчетливо заметен общий наклон поверхностей всех перечисленных возвышенностей к юго-западу, югу или юго-востоку, то есть в дистальном направлении относительно направления движения ледника и положения центров оледенения. Поверхности депрессий также наклонены, но в сторону, противоположную наклонам поверхностей сопряженных с ними плато. С проксимальных и латеральных сторон платообразные возвышенности ограничены прямолинейными уступами высотой 50–150 м. Но очень редко эта высота сохраняется на всем их протяжении. Так как поверхности плато наклонены, высота уступов, сопрягающих их поверхности с днищами депрессий, плавно снижается в сторону наклона плато, обычно вплоть до исчезновения самих уступов. В этих случаях поверхности плато и днища депрессий сливаются: происходит морфологическое выклинивание мегаформ.

Детальные кинетостратиграфические исследования крупнообломочного материала показали, что горизонты средне- и поздненеоплейстоценовых морен под проксимальными и латеральными уступами наклонных плато изогнуты, возможно, разорваны и образуют подобие флексур, высокие крылья которых располагаются под плато, а низкие — под депрессиями. Даже поверхность дочетвертичных пород в пределах плато располагается обычно несколько выше, чем в прилегающих депрессиях (рис. 61). Установлено, что амплитуды деформаций вдоль уступов мегаформ не зависят от возраста деформированных горизонтов.

Прямолинейность и ориентировка уступов в сочетании с характером пограничных деформаций приводит к мысли о приуроченности вертикальных движений, благодаря которым были образованны наклонные плато и депрессии, к зонам разломов фундамента. Время последнего этапа вертикальных движений определяется возрастом наиболее молодого деформированного горизонта. В нашем случае — это морена поздневалдайского ледника. Таким образом, устанавливается пространственная и временная связь вертикальных движений с последним ледниковым покровом. В сочетании со значительными амплитудами относительных смещений слоев, свидетельствующими о весьма высоких скоростях вертикальных движений, вся совокупность фактов позволяет полагать, что процесс образования наклонных плато и депрессий (природа вертикальных движений) связан с нарушением изостазии при появлении ледниковой нагрузки и с ее восстановлением во время дегляциации. Исходя из этого, мегаформы типа наклонных плато и депрессий мы предлагаем называть гляциоизостатическими плато и гляциоизостатическими депрессиями (Лавров, 1978; Самойлюк, Лавров, 1980).

С целью проверки справедливости высказанных предположений были проанализированы карты магнитного и гравитационного полей, результаты их трансформаций, а также структурные карты по различным горизонтам осадочного чехла. При анализе тектоники фундамента основное внимание уделялось выявлению зон разломов, разделяющих мегаблоки и блоки земной коры. Разломы уверенно трассировались по набору известных признаков в морфологии магнитного и гравитационного полей и их трансформант, а также по материалам сейсморазведочных профилей КМПВ. В результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных были выявлены ортогональная и диагональная системы разломов фундамента добайкальских и байкальских по времени заложения.

Сопоставление гляциоморфологических данных на уровне ледниковых мега- и мезоформ с дизъюнктивными структурами фундамента выявило обилие конкретных корреляционных связей. Впервые это было показано на примере Паханческой (Хорейверской) депрессии (Самойлюк, Лавров, 1980).

В качестве другого примера рассмотрим субмеридиональный (восточный) участок проксимального уступа Тобышского гляциоизостатического плато, ограничивающий депрессию Печорской ледниковой лопасти с запада.

О флексурообразном перегибе горизонтов средненеоплейстоценовых и поздневалдайской основных морен, совпадающем с этим и подобными уступами, говорилось выше и ранее (Лавров, 1976). В осадочном чехле меридиональному уступу Тобышского гляциоизостатического плато также соответствует флексура, по которой проводятся границы Тобышской, Ижемской и Крестовской ступеней. Приподнятое западное крыло флексуры располагается в пределах Тобышского гляциоизостатического плато под маргинальным поясом Печорской ледниковой лопасти, а опущенное, восточное, под лопастной депрессией. В магнитном поле уступу соответствуют положительные субмеридионально ориентированные максимумы ΔT_a, обусловленные магнитными массами, верхние кромки которых располагаются на глубине порядка трех километров, что совпадает с глубиной до поверхности фундамента. В гравитационном поле (схема трансформант Δg) уступ коррелируется с локальными субмеридиональными аномалиями, занимающими секущее положение относительно общего субширотного простирания зон поля Δg, а на севере также с характерными изгибами Δg и перепадами амплитуды аномалий. Установленный набор геологических и геофизических признаков однозначно указывает, что восточный, субмеридиональный фрагмент проксимального уступа Тобышского гляциоизостатического плато расположен над зоной разломов.

Анализ взаимосвязи поздневалдайского ледникового рельефа со структурами фундамента и осадочного чехла показал, что гляциоморфологические комплексы Печорской и Колвинской ледниковых лопастей располагаются над слабо дислоцированными областями фундамента — Ижма-Печорским и Хорейверским мегасинклинориями, весьма полно совпадая с отрицательными структурами осадочного чехла: Ижма-Печорской и Хорейверской впадинами. Лайский межлопастной массив пространственно коррелируется с центральной частью Печоро-Кожвинской зоны активизации байкалид, выраженной в осадочном чехле системой инверсионных и унаследованных структур. Таким образом, поздневалдайский гляциоморфогенез на уровне ледниковых лопастей был, по-видимому, в определенной мере связан с мобильностью земной коры и в некоторой степени с общей тенденцией ее блоков к погружению или воздыманию.

Подмечено, что в целом реакция зон разломов Печорской низменности на ледниковую нагрузку зависела от их ориентировки. Дизъюнктивные нарушения северо-западного направления, игравшие основную роль в формировании байкальских структур фундамента и структурного плана осадочного чехла, под воздействием ледниковой нагрузки за редким исключением не испытали омоложения. А структурные разломы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, напротив, были обновлены, что повсеместно отразилось на процессах и закономерностях формирования рельефа краевой зоны поздневалдайского ледника.

Приведенные факты доказывают существование весьма тесных зависимостей между динамикой и рельефообразующей деятельностью ледникового покрова, с одной стороны, и тектоническими особенностями фундамента и (в меньшей мере) осадочного чехла, с другой. Наиболее вероятным процессом, связывающим столь разнородные факторы, представляется нарушение изостазии при появлении ледниковой нагрузки в фазу активного продвижения ледникового покрова и ее поэтапное восстановление в период деградации краевой ледниковой зоны. Особый интерес представляют дифференцированные гляциоизостатические движения, при которых посредством относительных вертикальных движений блоков фундамента (литосферы) особенности глубинного строения отображались в последовательности возникновения и в расположении зон разрушения сплошности ледникового покрова, что фиксировалось в специфике его рельефообразующей деятельности и возрождении поверхностного стока (современных рек) на север в бассейн возрождающегося после оледенения Баренцева моря.

К уступам гляциоизостатических плато приурочены, как правило, пояса краевых морен, которые образованы скоплениями диамиктонов — морен, перемежающихся с деформированными пакетами слоистых (межледниковых) отложений, нередко включающими глыбы пород дочетвертичного возраста. Такие краевые формы мы выделяем в особый тип и связываем их образование с тангенциальным давлением активного ледника на выступы ледникового ложа, которые начали появляться вследствие активизации дифференцированных вертикальных движений литосферных блоков при частичном уменьшении ледниковой нагрузки в этап рассекающей дегляциации краевой зоны.

Напорно-аккумулятивные краевые образования этого типа развиты вдоль проксимальных и латеральных уступов Тобышского, Сосьвинского и Лайского наклонных гляциоизостатических плато. Но их нет вдоль уступов Вангурейского, Янейского и Вашуткинского плато, которые расположены севернее краевых поясов ледниковых лопастей, уже в области развития рельефа мертвого льда. По-видимому, именно этим обстоятельством — полной неподвижностью остаточных массивов деградирующего ледника, полным отсутствием горизонтальной составляющей его давления объясняется отсутствие напорных структур в ледниковых отложениях вдоль уступов гляциоизостатических плато Вангурей и Яней.

К северному (проксимальному) уступу Вашуткинского гляциостатического плато приурочено скопление песчаных и суглинистых отложений. Образованная ими гряда Яран-Мусюр (абс. отм. 221 м) представляет собой в морфологическом отношении крупный маргинальный кам или вал абляционно-насыпной морены. Это скопление и нижележащие породы пройдены скважиной ПМ-1 (Афанасьева, 1993). Их общая мощность превышает 80 м. Описание керна излишне детализировано (нередко до слоев мощностью всего в несколько сантиметров), что затрудняет восприятие фактического материала, не позволяя составить четкого представления о строении описанной толщи. Но, судя по литологическому составу и отсутствию указаний на деформированность слоев, вся толща представляет собой флювиогляциальные отложения, чередующиеся с прослоями глинистых отложений, и не является напорным образованием.

10.2. Скандинавский ледниковый покров (Северодвинский сектор)

Краевые ледниковые образования последнего оледенения, расположенные к югу от фронта Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти, также имеют достаточно отчетливо выраженную лопастную структуру. Тем не менее, по своей морфологии и общему строению они существенно отличаются от рельефа краевой зоны Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового щита, что и послужило одним из оснований для выделения их в самостоятельную часть краевой зоны последнего оледенения.

Граница последнего оледенения на участке от западных склонов Среднего Тимана (Четласский Камень) до долины р. Сев. Двины выражена цепью валообразных мегаформ — аккумулятивно-напорных конечных морен.

На их проксимальных склонах берут начало истоки рек Мезени, Вашки и Пинеги. Аналогичные валообразные конечные морены отделяют истоки р. Сев. Двины (р.р. Юг и Сухона) от бассейна р. Волги.

10.2.1. Ледниковые лопасти

Анализ общего плана краевых образований Северодвинского сектора позволяет за поясом конечных морен выделить краевые морены пяти ледниковых лопастей: Верхнемезенской, Вашской, Пинежской, Северодвинской и Важской. Все лопасти, за исключением Важской, ориентированы с северо-запада на юго-восток. Вдоль их осевых зон текут реки Мезень, Вашка, Пинега, Сев. Двина и Вага — реки, давшие названия ледниковым лопастям (рис. 57).

Лопасти разделены межлопастными массивами — однотипными по своей природе и морфологии поверхностей водоразделами с отчетливо выраженной геометричностью плановых очертаний. Верхнемезенская лопасть с востока ограничена возвышенностью Среднего Тимана, а Важская своим западным (правым) флангом примыкает к краевым массивам ледниковых лопастей Онежского сектора Скандинавского ледникового покрова. Основным структурным стержнем всего Северодвинского сектора служит Северодвинская ледниковая лопасть.

По целому ряду особенностей геологического строения и морфологии рельефа ледниковые лопасти делятся на две группы. Верхнемезенская, Вашская и Пинежская ледниковые лопасти образуют северо-восточную группу, а Северодвинская лопасть, тесно связанная с Важской, — юго-западную. Можно сразу же отметить, что такое деление экзогенных образований обусловлено вполне конкретными особенностями глубинного строения: тектоникой архей-протерозойского кристаллического фундамента и структурами осадочного чехла. Поверхность фундамента осложнена серией узких прогибов северо-западного простирания. К наиболее крупному — Онежскому, приурочена депрессия Северодвинской ледниковой лопасти — узкая, длинная, с прямолинейными субпараллельными бортами — латеральными склонами Пинежско-Северодвинского и Северодвинско-Важского межлопастных массивов.

Параллельно глубинным разломам северо-западного простирания ориентированы и осевые зоны северо-восточной группы ледниковых лопастей, которая расположена в северо-западной части Мезенской синеклизы — в районе моноклинального залегания пород осадочного чехла, полого погружающихся в юго-восточном направлении. В этом же направлении понижается и поверхность межлопастных массивов. Ось Важской ледниковой лопасти ориентирована вдоль юго-восточного склона Балтийского щита, а ее фронт вытянут параллельно оси Рослятинского грабена — северо-восточного окончания Средне-Русского авлакогена. Учитывая все эти факты — совпадения экзогенных форм с особенностями глубинного строения, с большой долей уверенности можно полагать, что все межлопастные массивы Северодвинского сектора есть не что иное, как наклонные гляциоизостатические плато, аналогичные плато северной части Печорской низменности.

10.2.1.1. Северо-восточная группа (Верхнемезенская, Вашская и Пинежская ледниковые лопасти)

10.2.1.1.1. Краевые морены

В отличие от краевых образований Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледника, фронтальные части Верхнемезенской, Вашской и Пинежской ледниковых лопастей обозначены некрупными, короткими и узкими, часто прихотливо изогнутыми моренными валами, а фронт Пинежской лопасти вообще представлен лишь группой крупнобугристых моренных массивов. Рельеф довольно широкой полосы, разделяющей пояс конечных морен последнего оледенения от фронтальных краевых морен ледниковых лопастей, представлен преимущественно пологохолмистой моренной равниной.

Краевые морены всех трех лопастей пересечены долинами одноименных рек, в береговых обнажениях которых и в нескольких карьерах, вскрывающих краевые образования, отмечены дислокации плейстоценовых отложений, а также крупные отторженцы пород нижнетриасового и юрского возраста, нередко принимавшиеся ранее за коренные выходы.

10.2.1.1.2. Лопастные депрессии

Депрессии всех трех ледниковых лопастей имеют вид клинообразных понижений, плоские поверхности которых, расширяясь к северо-западу, к основанию лопастей сливаются друг с другом, образуя обширную общую депрессию, примыкающую к фронту Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледника. Исключением является депрессия Верхнемезенской ледниковой лопасти. Она отсечена от общей депрессии фрагментами краевых морен кымского и ирасского языков, но, главным образом, блоком дочетвертичных пород.

Большая часть рельефа лопастных депрессий представлена террасами интрагляциальных озер, имевших различные уровни, что свидетельствует об их изоляции, по крайней мере, в начальный этап деградации краевой зоны. Долины рек Пинеги, Вашки и Мезени сравнительно узкие, слабо террасированные, почти на всем протяжении врезаны в поверхности ледниково-озерных террас, которые образуют обширные днища лопастных депрессий. Участок общей части депрессии, соединяющий основания Вашской и Пинежской лопастей, был практически полностью перекрыт Кулойским сёрджем, который оставил свободным только узкий коридор,

по которому заложилась прямолинейная сквозная ложбина стока талых ледниковых вод, ныне унаследованная реками Ежуга Мезенская и Ежуга Пинежская. Рельеф депрессии основания Пинежской лопасти представлен фрагментами маргинальных моренных валов среди заболоченной поверхности террасы лопастного интрагляциального озера.

Мощность основной морены в депрессиях весьма незначительна. Обычно это первые метры, но нередко моренные отложения просто отсутствуют. В этих случаях в рельефе поверхности депрессий можно видеть маловыразительные, но все же весьма заметные следы ледниковой экзарации — борозды выпахивания, чередующиеся с плоскими друмлинами. Резко сниженная мощность, а чаще просто отсутствие основной морены, особенно характерны для депрессий в основании ледниковых лопастей там, где сливаются реки Вашка и Мезень и в низовьях р. Пинеги.

Боковые морены всех трех лопастей, представленные крупными валообразными мегаформами протяженностью в десятки километров, располагаются уже на склонах межлопастных массивов, образуя сложную морфоскульптуру их поверхности. Изгибы боковых морен достаточно ясно отражают процесс последовательного сокращения массивов льда, заполнявшего лопастные депрессии.

10.2.1.1.3. Межлопастные массивы

Клиновидные депрессии ледниковых лопастей северо-восточной группы разделены широкими межлопастными массивами (рис. 57), поверхность которых представляет собой сложное сочетание валообразных латеральных морен и крупных моренных холмов, разделенных ложбинами стока. Валообразные моренные мезоформы, осложняющие склоны и поверхности межлопастных массивов, обычно образуют отчетливо выраженные фестоны, выпуклостью обращенные в дистальном направлении, фиксируя края небольших ледниковых языков периода деградации краевой зоны.

Геология межлопастных массивов изучена весьма слабо вследствие отсутствия хороших естественных обнажений и ограниченного количества буровых скважин. Имеющиеся сведения позволяют полагать, что в их пределах увеличиваются как абсолютные высоты поверхности дочетвертичных отложений, так и мощности неоплейстоценовых, главным образом, ледниковых отложений (морен). Обычно в строении четвертичной толщи межлопастных массивов принимает участие не менее двух горизонтов морен. Однако не исключено, что разделяющие эти горизонты межморенные отложения в действительности являются не межледниковыми, а просто крупными ледниковыми отторженцами, образовавшимися в результате многократного ледникового надвига при формировании боковых морен. Согласно принятой нами терминологии, подобные краевые образования относятся к аккумулятивно-напорным моренам уступов гляциоизостатических плато, которыми по сути дела и являются все межлопастные массивы Северодвинского сектора. Но для окончательного и обоснованного фактами решения этого вопроса необходимы целенаправленные исследования по заранее продуманному плану и надежным методикам, что требует значительных материальных затрат и времени. Положение осложняется и тем, что все межлопастные массивы располагаются в области развития скандинавских ледниковых покровов, и разделение морен по возрасту может оказаться весьма затруднительным. В ряде случаев разновозрастные горизонты морен, по-видимому, налегают друг на друга, образуя толщи мощностью в несколько десятков метров. Вероятно, межлопастные массивы были областями интенсивного накопления моренного материала не только в период последнего, но и предыдущих оледенений.

10.2.1.2. Юго-западная группа (Северодвинская и Важская ледниковые лопасти)

10.2.1.2.1. Краевые морены

Северодвинская ледниковая лопасть, зажатая с боков Устьянским и Пинежско-Северодвинским межлопастными массивами, выдвинута далеко к юго-востоку, образуя крупный выступ ледникового фронта. Восточным флангом Северодвинской ледниковой лопасти была перекрыта долина р. Вычегды, где вследствие этого образовалось огромное Озъягское подпрудное приледниковое озеро с обращенным на юг стоком вод. Отложения этого озера формируют озъягскую террасу с абсолютными высотами тыловых швов 130–135 м (Потапенко, 1971, 1975, и др.). В пределы депрессии Северодвинской ледниковой лопасти озъягская терраса не проходит, резко обрываясь у ее восточного фланга.

Краевые образования фронтальной части Северодвинской ледниковой лопасти образуют фрагмент пояса конечных морен последнего оледенения. Они пересекают верховья р. Лузы, где вследствие этого образовалось небольшое приледниковое подпрудное озеро с инверсированным сбросом вод по узкому сквозному понижению в долину р. Сысолы.

В среднем течении р. Лузы конечные морены делают крутой изгиб и уходят на юго-запад, где образуют водораздел между рекой Юг, истоком р. Сев. Двины, и р. Моломой — притоком р. Вятки, впадающей в р. Волгу. Долины р. р. Юга и Моломы соединены узким спиллвеем, абсолютные высоты днища которого (порог стока) близки к 140–150 м. Не исключено, что в этом районе конечные морены последнего оледенения сливаются с краевыми образованиями предыдущего, которое большинство исследователей связывают со вторым средненеоплейстоценовым (московским) оледенением.

В рельефе южной части депрессии Северодвинской ледниковой лопасти отмечена группа наледниковых лимнокамов аналогичных развитым в депрессии Печорской

ледниковой лопасти. Абсолютные высоты их поверхности колеблются от 50 до 65 м. Наледниковые лимнокамы развиты локально, их общее количество не превышает 40–50, они не образуют обширных полей, лишь осложняя поверхность гамской террасы (Потапенко, 1975_1), занимающей значительную часть депрессий Северодвинской и сливающейся с ней Важской ледниковых лопастей. Береговые линии Гамского бассейна прослеживаются на уровне 80–100 м абсолютной высоты. Они проходят по подножью латеральных уступов Пинежско-Северодвинского и Устьянского межлопастных массивов, подтверждая тем самым, что озъягская терраса не входит в пределы депрессий этих ледниковых лопастей.

В подобном соотношении конечноморенного пояса последнего оледенения и озъягской террасы — отложений Озъягского подпрудного приледникового озера с обращенным стоком, заключена возможность прямого и обоснованного определения возраста последнего ледникового покрова путем датирования отложений озъягской террасы, что и удалось осуществить 25 лет назад. В 1978 г. по сведениям, предоставленным авторам данной работы К.К. Воллосовичем, был детально изучен опорный разрез озъягской террасы, получивший название «Кылтовка» (Арсланов, Лавров и др., 1979).

По полноте стратиграфической летописи, четкости геоморфологической позиции, качеству и детальности палинологического и диатомового анализов, дополненных серией из четырех прекрасно согласующихся радиоуглеродных дат, этот разрез вполне может считаться стратотипическим. Появившиеся позже результаты изучения разрезов аналогичных отложений (Гуслицер, Дурягина, 1983; Арсланов, Левина и др., 1987; Дурягина, Коноваленко, 1993) лишь подтверждают сведения, полученные в разрезе «Кылтовка», не внося каких-либо существенных дополнений или уточнений. Детальное рассмотрение разрезов приводится несколько ниже.

В депрессии Северодвинской ледниковой лопасти гамская терраса прослеживается почти до устья р. Пинеги. У поселка Челмохта поверхность гамской террасы исчезает. Она сменяется холмистым моренным рельефом с множеством некрупных камов, с озами протяженностью до 10 км и более, с ложбинами стока талых ледниковых вод, с гляцигенными озерами в западинах между положительными формами и в ложбинах стока. Этот тип рельефа развит далее к северу непрерывно вплоть до дельты р. Сев. Двины. Более того, долина реки на этом отрезке врезана в холмисто-моренный рельеф. На отдельных участках практически не наблюдается даже пойменной террасы, а среди рукавов и проток р. Сев. Двины возвышаются весьма крупные массивы моренных холмов. Здесь расположено с. Холмогоры — родина М.В. Ломоносова.

Точно такой же рельеф типичен для слившихся депрессий Северодвинской и Пинежской ледниковых лопастей, примыкающих к южному краю Кулойского плато. Примечательно, что абсолютные высоты ледникового рельефа здесь, как правило, редко превышают 50–60 м, в то время как ограничиваемая им гамская терраса имеет абсолютные высоты 80–100 м. Подобные соотношения ледникового и бассейнового рельефа отмечались нами и в системе краевых образований Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового покрова, в частности в депрессии Печорской ледниковой лопасти. Как и там, в депрессии Северодвинской ледниковой лопасти это может означать лишь одно: «Гамский» бассейн возник, и некоторое время существовал только благодаря наличию ледниковой плотины в низовьях современной р. Сев. Двины. Но, в отличие от Озъягского подпрудного приледникового озера, имевшего обращенный сток в бассейн Каспия, Гамский бассейн такого стока не имел, как и Нижнепечорский интрагляциальный бассейн. Наибольшие абсолютные высоты гамской террасы, наблюдавшиеся как в верховьях р. р. Локчима и Сысолы, так и в долине р. Вычегды, не превышают 110–115 м даже в кутовых частях водоема. Они значительно ниже абсолютных высот днищ сквозных долин, пересекающих водораздел р. Сев. Двины и р. Волги. В каньонообразной долине среднего и нижнего течения р. Сухоны обрывки гамской террасы прослеживаются лишь в приустьевой части и рассматривать долину р. Сухоны в качестве спиллвея нет никаких оснований.

Детальное описание разрезов гамской террасы и условий ее формирования приводятся ниже, сразу же после рассмотрения разрезов озъягской террасы. Целесообразность этого диктуется тем, что образование озъягской террасы связано с началом и с периодом активного развития последнего оледенения, а гамская терраса — продукт деградации ледникового покрова.

Важская ледниковая лопасть, тесно связанная с Северодвинской основаниями депрессий, отделена от нее крупным Устьянским межлопастным массивом и весьма сильно отличается рядом специфических особенностей. Прежде всего, это одна из немногих ледниковых лопастей, гидрография которой имеет автономный характер. Важская ледниковая лопасть не пересекается транзитными водотоками, как это имеет место почти во всех других случаях, за исключением Кожвинской и Лыжской ледниковых лопастей. Фронтальная краевая морена Важской ледниковой лопасти выражена грядой плоских возвышенностей, вытянувшихся вдоль левобережья р. Сухоны и служащих водоразделом между длинными и водообильными реками, дренирующими депрессию Важской ледниковой лопасти, и короткими ручейками — левыми притоками р. Сухоны. Абсолютные высоты фронтальных краевых морен колеблются от 140–145 м до 207 м, в среднем составляя 170–175 м. Днища нескольких узких сквозных ложбин стока, пересекающих пояс краевых морен, расположены не менее чем на 160–165 м выше уровня моря и явно не служили ни для сброса значительного объема воды за пределы депрессии Важской ледниковой лопасти, ни тем более

не являются долинами каких-либо водотоков, проникавших в лопастную депрессию извне. Точно такими же барьерами служат и краевые морены, отделяющие депрессию Важской ледниковой лопасти от аналогичных образований в бассейне р. Онеги.

Восточный фланг лопасти образован узким (4–5 км) субмеридионально ориентированным моренным валом с пологими склонами. Высота его не превышает 15–20 м, но ни один водоток его не пересекает. Напротив, вдоль дистального склона вала, вплотную к его подножью на всем его немалом протяжении (более 75 км) текут р. р. Сулонга и Уфтюга. У них нет ни одного даже короткого притока справа, со стороны боковой краевой морены Важской ледниковой лопасти, в то время как слева, из области Устьянского межлопастного массива в них впадает несколько крупных притоков. Аналогичная картина наблюдается и с проксимальной стороны восточной боковой морены. Там вдоль ее подножья буквально навстречу друг другу направлены два истока р. Кокшеньги, сразу же после слияния под прямым углом меняющие направление своего течения вглубь Важской лопастной депрессии.

Южная часть лопастной депрессии, примыкающая непосредственно к фронтальным краевым моренам, представляет собой полого снижающуюся к северу (в проксимальном направлении) пологохолмистую моренную равнину. Поверхность ее осложнена системой ложбин стока, как маргинальных, вытянутых вдоль проксимальных склонов краевых морен и унаследованных истоками рек Кокшеньги и Кулоя, так и радиальных, центростремительных. К одной из радиальных ложбин стока приурочен крупный оз, скорее, озовая гряда — почти прямолинейная, шириной 0,3–0,5 км, длиной более 22 км.

Абсолютные высоты поверхности южной (моренной) части депрессии Важской ледниковой лопасти снижаются к северу от 160 м у подножья проксимальных склонов краевых морен до 130 м. Ниже этого уровня поверхность депрессии образована не мореной, а отложениями ледниково-озерного бассейна, терраса которого по абсолютным высотам (110–130 м) ни коим образом не коррелируется с гамской террасой в депрессиях Северодвинской и Важской ледниковых лопастей. Более того, с севера она отрезана от гамской, развитой в основной части Важской депрессии, четко выраженным в рельефе моренным валом, пересекающим депрессию от западного края до восточного в субширотном направлении. Именно по этому валу проходит участок железной дороги Москва-Воркута, и на нем расположен г. Вельск. Вельский вал сложен мореной, покрытой нередко скоплениями флювиогляциальных гравийно-валунных и песчаных отложений. Местами они образуют конусы выноса, фиксируя тем самым кратковременную осцилляцию деградирующего ледникового края.

Вельский вал прорван в двух местах — там, где сейчас текут реки Вага и Кокшеньга. Все притоки этих рек сливаются с ними непосредственно перед местами прорывов. Особенно характерны в этом отношении р. р. Кулой, Вель и Пежма, русла которых круто изгибаются в сторону русла Ваги и впадают в нее непосредственно перед Вельским валом. Подобный рисунок гидросети абсолютно точно воспроизводит гидродинамику прорыва гидротехнических сооружений (плотин) при переполнении верхнего бьефа водохранилищ и катастрофическом сбросе огромной массы воды в нижний бьеф. В данном случае — в северную часть депрессии Важской ледниковой лопасти.

Севернее Вельского вала в депрессии Важской ледниковой лопасти на многие километры простирается поверхность гамской террасы. Небольшой фрагмент ее через узкий прорыв заходит и южнее Вельского вала по долине р. Кокшеньги. В одном из правобережных обнажений этой реки вскрыт разрез гамской террасы, имеющий двучленное строение: аллювиальные косослоистые пески перекрыты толщей бассейновых отложений, представленных типичными ленточными глинами. Вверх по разрезу слоистость становится более грубой, ленточность постепенно затушевывается и исчезает. Произведенный подсчет годичных пар показал, что в этом месте бассейн существовал не более 200 лет.

Геоморфологическая обстановка в северной части депрессии Важской ледниковой лопасти достаточно сложна. Основная площадь депрессии представляет собой плоскую заболоченную поверхность с абсолютными высотами 70–80 до 100 м, сложенную песчаными или супесчано-суглинистыми отложениями обширного, но неглубокого водного бассейна. Морфологически и гипсометрически — это типичная гамская терраса, прослеживающаяся к северу в депрессию Северодвинской ледниковой лопасти, а через нее и к югу за пределы конечноморенного пояса последнего оледенения в долины р. Вычегды и ее притоков.

В то же время, среди этой монотонной обширной террасовой равнины наблюдаются формы, генезис которых связан не с водным бассейном, а с массивами деградирующего ледника. К ним следует отнести, в первую очередь, довольно значительное поле некрупных, но морфологически весьма выразительных камов, расположенное на левобережье р. Ваги в ее нижнем течении. В состав этого поля входит крупный изогнутый трещинный маргинальный кам. Его подробное описание приводится В.Е. Останиным с соавторами (Останин и др., 1979). Следует отметить чрезвычайную свежесть камового рельефа и отсутствие каких-либо следов воздействия на него водной массы Гамского бассейна, несмотря на то, что абсолютные высоты даже наиболее крупных камов не превышают 83 м, в среднем составляя 60–65 м. В центральной части слившихся воедино депрессий Важской и Северодвинской ледниковых лопастей наблюдается несколько небольших участков мелкохолмистого моренного рельефа, также не затронутого волновой обработкой водами Гамского бассейна, несмотря на весьма незначительные абсолютные высоты вершин моренных холмов.

Особый интерес представляет серия дугообразных концентрических краевых морен на левобережье р. Ваги в ее приустьевом отрезке. Каждая дуга представлена несколькими удлиненными валиками. Моренные дуги к периферической зоне серии постепенно уменьшаются по высоте и ширине и, перейдя на правобережье р. Ваги, быстро исчезают среди равнины гамской террасы, как бы тонут в покрывающих ее поверхность обширных верховых болотах. И в этом случае поражает свежесть ледникового рельефа, абсолютно не затронутого волновым воздействием Гамского бассейна. К изложению сведений о мезо- и микрорельефе депрессий Северодвинской и Важской ледниковых лопастей мы еще вернемся при описании террасы Гамского бассейна.

10.2.1.2.2. Лопастные депрессии и связанные с ними проблемы

Депрессия Важской ледниковой лопасти — один из наиболее изученных районов благодаря большому количеству естественных обнажений в бортах долины р. Ваги и ее притоков. На протяжении почти всего XX столетия они привлекали внимание исследователей. Полученные ими результаты, опубликованные в многочисленных статьях и монографиях (Девятова, 1982), послужили основой для реконструкции событий позднего неоплейстоцена этого района.

В настоящее время практически все исследователи достаточно единодушны во взглядах на строение отложений, образующих депрессию Важской ледниковой лопасти. В общих чертах разрез неоплейстоцена этого региона таков. На дочетвертичных породах залегает сильно размытая морена второго (?) неоплейстоценового оледенения (московская), перекрытая ледниково-озерными отложениями конца этой же ледниковой эпохи. Далее вверх по разрезу следуют отложения бореальной трансгрессии, продолжавшейся все микулинское межледниковье. В разрезе у с. Пасьва, по данным диатомового анализа, устанавливается достаточно точное положение границы бореальной морской трансгрессии: разрез «Пасьва» принимается за практический предел распространения морского залива вглубь территории. В расположенном неподалеку от разреза «Пасьва», ниже по течению р. Ваги, разрезе «Осиновская» морские отложения уже содержат остатки фауны морских моллюсков и перекрыты мореной. В разрезе «Пасьва» эта морена отсутствует. Ее место занимает многометровая песчаная толща. В основании она представлена косослоистыми песками с гравием, с размывом залегающими на торфяниках, венчающих толщу отложений бореальной трансгрессии микулинского возраста. Глубина размыва весьма значительна: мощность торфа под горизонтом гравелистых песков меняется от 5 см до 75 см (Девятова, 1982). Толща косослоистых песков содержит в основном переотложенную пыльцу размытых торфяников, а ее слоистость деформирована мерзлотными процессами.

Таким образом, ясно, что судить о том была ли перекрыта толща микулинских отложений в разрезе «Пасьва» мореной, аналогичной морене разреза «Осиновская» только по данным этих двух разрезов невозможно. Тем не менее, согласно единодушному мнению всех исследователей, разрез «Пасьва» принят за рубеж, определяющий максимальное продвижение ледникового покрова последнего для этого района оледенения. Такому выводу не препятствует и отсутствие краевых ледниковых образований на месте предполагаемого прохождения границы оледенения. Она проводится по плоской, заболоченной поверхности депрессии Важской ледниковой лопасти, поперек оси последней. Огибая Устьянский межлопастной массив с севера, эта граница входит в депрессию Северодвинской ледниковой лопасти, делает в ее пределах крутой изгиб, очерчивая подобие языка, и затем поднимается по правому борту долины Северной Двины на водораздел.

К сожалению, только в одной из известных нам работ (Останин и др., 1979) приводится анализ геоморфологического строения депрессии Важской ледниковой лопасти. Более того, само существование этой гляциоморфогенетической структуры ускользало от внимания исследователей, о чем говорит хотя бы общепринятый вариант положения границы последнего оледенения, рассекающий на части однородные поверхности и соединяющий абсолютно несхожие по морфологии и генезису формы рельефа (Карта..., 1966, 1971, 2001). Основным и единственным критерием, использованным для определения положения границы максимального продвижения ледникового покрова последнего оледенения, было наличие морены на отложениях бореального моря или его заливов. Априорно исключался вариант залегания морены на отложениях иного генезиса. Все горизонты морен южнее постулированной границы столь же априорно относились к моренам средненеоплейстоценовых (днепровского или московского) оледенений. Однако здесь, в Северодвинском секторе Скандинавского центра оледенения, объективные критерии для определения возраста морен по их вещественному составу (гранулометрии, минералогии и даже петрографии крупнообломочного материала) до сих пор не разрабатывались и не установлены, а сделанные попытки (Останин и др., 1979) грешат серьезными методическими ошибками. Не принимались во внимание и факты, противоречащие устоявшемуся мнению. Отметим лишь два из них.

На левом берегу р. Сев. Двины в 5,5 км ниже г. Красноборска Т.Н. Каплиной (Савинов, 1971, стр. 74, 75) в 1960 г. обнаружен торфяник, залегающий в средней части пачки озерно-болотных отложений между двумя моренами. Мощность торфа — черного, слабо разложившегося, с обломками веточек — 0,6 м. Анализ пыльцы и спор, содержащихся в межморенных отложениях, проведенный В.П. Гричуком, позволил установить закономерность последовательности кульминации основных лесообразующих пород, а также широколиственных (дуб—вяз—

орешник–липа–вяз), которая характерна для микулинского межледниковья (Савинов, 1971, стр. 74, 75). Но далее Ю.А. Савинов делает совершенно неожиданный вывод о том, что нижняя морена относится к днепровскому оледенению (почему?), а верхняя является мореной последнего (какого?) оледенения. Это яркий пример стратиграфических построений, базирующихся на изучении разрезов без привязки их к жесткой координирующей сетке — стратиграфическому скелету, основанному на комплексе независимых методов исследования.

О втором, аналогичном разрезе с мощным погребенным торфяником у д. Усть-Канза на левом берегу р. Сев. Двины в 20 км выше г. Красноборска в 1988 г. авторам сообщил В.П. Мотин. Изучение разреза показало, что торф темно-бурый, травянистый, с редкими веточками и сучками кустарников мощностью 0,9–1,0 м залегает на песках с гравием и галькой (4,5–5,0) и перекрыт слоем глин жирных буровато-коричневых с горизонтальной слоистостью, спокойно залегающих на поверхности торфяника (2,5–3,0 м). Вся пачка отложений (пески — торф — глины) залегает также между двумя горизонтами морен, содержащих большое количество крупнообломочного материала, в том числе валуны скандинавских гнейсов и гранитов. Нижняя морена ложится непосредственно на поверхность нижнетриасовых песчаников, верхняя — формирует поверхность депрессии Северодвинской ледниковой лопасти. Она повсеместно видна в распаханных полях, но ее мощность, судя по превышению поверхности пашни над бровкой берегового обрыва, не превышает 5–6 м, что весьма характерно для всех депрессий ледниковых лопастей, особенно их осевых частей. По мере удаления от бровки берегового уступа и повышения поверхности на верхней морене появляется чехол песчаных отложений.

Радиоуглеродные датировки торфяника: в основании — 49850±2150 л. н. (ЛУ-2376), в верхней части ≥52860 (ЛУ-2373) не противоречат предположению о его микулинском возрасте и вполне согласуются с данными В.П. Грачука и Т.Н. Каплиной (Савинов, 1971). Однако, в отличие от Ю.А. Савинова, мы считаем, что эти данные не дают никаких оснований для столь категоричного суждения о возрасте нижней из двух морен. Что же касается верхней, рельефообразующей морены, то доказанным можно считать лишь ее связь с поздненеоплейстоценовым оледенением, одним из двух, о границах которых до сих пор идет дискуссия. Во всяком случае, разрезы у г. Красноборска и д. Усть-Канза способны поставить под серьезное сомнение обоснованность границы действительно последнего, поздневалдайского оледенения, проводимой поперек депрессии как Важской, так и Северодвинской ледниковых лопастей.

Не внесли сколько-нибудь существенных или хотя бы интересных дополнений в дело изучения последнего оледенения бассейна р. Сев. Двины и Ваги работы неогляциалистов IV этапа истории изучения плейстоцена севера Европейской части России. Маршрутные исследования, проведенные в самом конце XX столетия (Larsen et al., 1999) свелись к повторному посещению многократно изученных разрезов (Пасьва, Колешка, Усть-Паденьга, Осиновская, Райбола, Смотраковка, Красная Горка, Челмохта, Липовик и др.). Полученные при этом определения возраста методом AMS подтвердили давно известные результаты. Изучение ледниковых отложений свелось в основном к тому, что по результатам измерений ориентировки длинных осей обломков (выборка по 25 шт.), по характеру нижнего контакта диамиктонов, иногда просто, по-видимому, по внешнему облику все они были разделены на три разновидности: основные морены (тиллы), диамиктоны неясного генезиса и глины с обломками.

Мы затрудняемся сказать, принесло ли это разделение какую-либо пользу, но достаточно уверенно можем заявить о существенной дезинформирующей роли подобных изысканий. Специально проведенное нами в процессе разработки кинетостратиграфического метода исследование разновозрастных основных морен, изучение закономерностей изменения их внешнего облика, состава и структуры по вертикали установили следующее. Даже типичнейшие основные морены вследствие интенсивного воздействия экзогенных процессов: температурных перепадов, фильтрации подземных и инфильтрации атмосферных вод, окисления и т.п. резко меняют не только свой цвет, но и структуру и плотность. Одновременно, начиная от поверхности и до глубины не менее 5–6 м, происходит постепенное растворение обломков карбонатов, причем не только раковин моллюсков, гравия и гальки. Выщелачиваются полностью даже глыбы известняков и доломитов, до дресвы разрушаются крупные валуны гранитов и гнейсов. Особенно интенсивно процесс диагенетического преобразования основных морен происходит при наличии в ней гнезд песка, мелких отторженцев и тому подобных включений. Поэтому в депрессиях ледниковых лопастей, где мощность морены часто не превышает 2–5 м, чрезвычайно трудно обнаружить основную морену «свежего» облика, что, кстати, сильно затрудняет проведение кинетостратиграфических исследований и это постоянно приходится учитывать.

В разрезах, где основные морены имеют значительную мощность, видны все эти изменения, интенсивность которых увеличивается вверх по толще. Если не прослеживать эти изменения, то верхнюю часть основной морены легко принять за абляционную, что нередко и происходит при недостаточно детальных исследованиях. Если же толща основной морены невелика, порядка 3–5 м, то изменение первоначального облика захватывает морену полностью. При этом искажается не только первоначальная структура мелкозема, исчезают свидетельства седиментационной динамики, но резко сокращается и искажается петрографический комплекс крупнообломочного материала, что на практике приводит к ошибкам в определении возраста морен. Характерным примером может служить ошибоч-

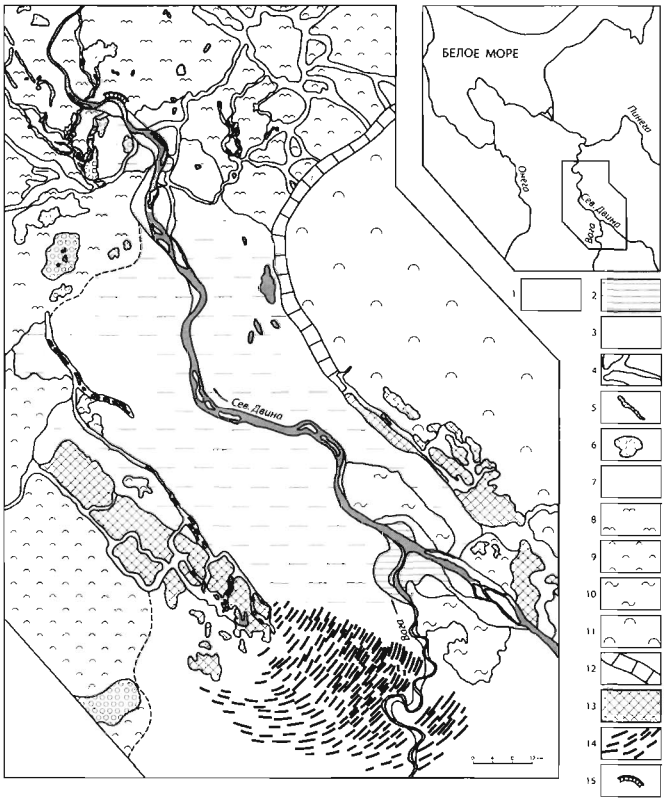


Рис. 95. Рельеф и отложения района сёрджа «Челмохта»

Условные обозначения: 1— пойма, 2— первая надпойменная терраса, 3— ледниково-озёрная «гамская» терраса, 4— ложбины стока талых ледниковых вод, 5— озовые гряды, 6— камы, 7— отложения наледниковых (супрагляционных) озёр, 8— холмистый моренный и камовый рельеф, 9— холмистый моренный рельеф, 10— моренная равнина, пологохолмистая, 11— моренный рельеф, сильно расчленённый эрозией на высоком цоколе, сложенном дочетвертичными отложениями, 12— уступ экзарационно-гляциоизостатический, 13— боковые морены сёрджа «Челмохта», 14— фронтальные морены сёрджа «Челмохта», 15— местоположение обнажения (разреза) «Челмохта»

ное отнесение маломощной (2–3 м) морены в разрезах нижнего течения р. Шапкиной к московскому оледенению (Андреичева, 2002).

Возвращаясь к рассмотрению и анализу результатов работ неогляциалистов IV этапа изучения региона, обратим внимание на тот факт, что положение границы последнего оледенения вообще не являлось предметом интереса этих исследователей. Ими была принята граница между деревнями Осиновка и Усть-Паденьга: в первом пункте морские отложения перекрыты мореной, во втором — ее нет. Мы полагаем, что в данном случае исследователи IV этапа изучения плейстоцена севера Русской равнины, как и многие их предшественники, приняли частный случай (отсутствие морены последнего оледенения в единичном пункте, разрезе «Пасьва»), за проявление общей закономерности — отсутствия морены вообще к югу от этого пункта. Ошибка, достаточно часто встречающаяся в тех случаях, когда изучение плейстоцена ледниковых областей проводится только методами чистой стратиграфии — корреляции разрезов без учета геоморфологии исследуемого района, не говоря уже о палеогидрологии соответствующего временного интервала. Кстати, без внимания остались даже такие интереснейшие морфологические объекты, какими является система концентрических краевых образований на левобережье р. Ваги в ее нижнем течении. По нашим данным — это фронтальные морены крупного ледникового сёрджа «Челмохта», на короткое время перекрывшего долину р. Сев. Двины в конце последнего оледенения (рис. 95). Сведения о времени этой локальной подвижки одного из участков ледникового края — результаты изучения разреза «Челмохта» Н.Б. Левиной, проведенного ранее (Арсланов, Левина и др., 1984), были оставлены без внимания, так же как и гамская терраса в бассейне р. Сев. Двины. Локальная морена сёрджа «Челмохта» априори была отнесена к морене сплывания, флоу-тиллу (Larsen et al., 1999), точно так же, как это было сделано при изучении разреза отложений другого сёрджа — «Мархида» в нижнем течении р. Печоры (Tveranger et al., 1995).

Здесь пора признать, что и авторы данной работы длительное время следовали по издавна проторенному пути, принимая границу последнего оледенения такой, какой она считалась согласно укоренившимся представлениям, то есть рассекающей на части поверхности лопастных депрессий, траверсирующей проксимальные склоны краевых поясов, пересекающей, и в лучшем случае огибающей с севера межлопастные массивы (Лавров, 1977, Государственная...., 1985; Арсланов, Лавров и др., 1987). Ошибка была исправлена только при издании Карты четвертичных отложений листа P-38,39 — Сыктывкар, в 1998 г. (Государственная...., 1999).

Глава 11
ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ПОДХОДА К РЕШЕНИЮ ВОПРОСА О ГРАНИЦЕ И ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Ни для кого не является секретом, что пересмотр любой точки зрения, разделявшейся многими исследователями в течение многих десятков лет, то есть изменение прочно устоявшегося мнения, — это крайне трудная задача, которая обычно не решается вдруг и сразу. Для преодоления застарелых ошибок и неточностей необходим период накопления и детального анализа фактов, особенно тех, которые не укладываются в общепринятую концепцию. Необходимо также организовать новые сведения в единую, открытую систему доказательств, по возможности, независящих друг от друга. Для этого требуется найти связующую нить, стержень, к которому можно объективно и обоснованно привязать все множество разрозненных сведений, выявить степень их достоверности, вывести за скобки декларативные утверждения, в общем, провести жесткую ревизию, желательно беспристрастную.

Учитывая, что результаты применения общепринятых методик не дали достаточных оснований ни для установления местоположения границы последнего оледенения, ни для определения его возраста, мы считаем необходимым применить комплексный подход, используя результаты изучения:

1) основных морен (кинетостратиграфические исследования);

2) гляциального морфогенеза (рельеф, созданный активным, пассивным и мертвым льдом);

3) отложений, подстилающих основную морену последнего оледенения;

4) террас (отложений) приледниковых подпрудных бассейнов;

5) террас (отложений) интрагляциальных и озерно-морских поздне-послеледниковых бассейнов;

6) истории финальной фазы деградации последнего оледенения.

Материалы, относящиеся к первым трем и, частично, к четвертому и шестому пунктам, приведены в предыдущих разделах.

11.1. Террасы (отложения) приледниковых подпрудных бассейнов

К этой группе относятся террасы приледниковых подпрудных озер с обращенным стоком: верхнепечорская и озъягская, а также террасы, возникшие в процессе их эволюции, соответственно войская и гамская.

11.1.1. Верхнепечорская терраса

Географическое местоположение террасы весьма точно определено ее названием. Располагаясь перед конечно-моренным поясом последнего оледенения, она прослеживается на юг до Печоро-Вычегодского водораздела, который и преодолевает, проходя по узкому Мылвинскому каньону (сквозной долине) в Керчемскую депрессию, относящуюся уже к бассейну р. Вычегды, и сливается там с озъягской.

Широкое развитие озерной террасы в бассейне верхнего течения р. Печоры установлено еще в первой половине XX века. В.В. Ламакин (1948) считал ее отложениями громадного озера, возникшего при деградации рисского оледенения в южной части Печорской низменности. Проблема сброса озерных вод из бассейна р. Печоры на юг, в бассейны Вычегды и Камы впервые была рассмотрена И.И. Красновым (1947, 1948), но в полной мере ее решение было осуществлено несколько позднее при проведении инженерно-геологических исследований (картирование и бурение) для обоснования проекта переброски части стока северных рек (Печоры и Вычегды) на юг в бассейн мелевшего в те годы Каспия. Именно тогда появилась первая работа, посвященная этому вопросу (Крапивнер, 1961). Но, как показали последующие исследования, Р.Б. Крапивнер объединил две разновозрастные террасы, керчемскую и озъягскую, считая их отложениями одного приледникового бассейна и относя время его образования к эпохе второго среднене-

оплейстоценового (московского) оледенения. Обнаружить и поправить эту ошибку удалось только после появления результатов радиоуглеродного датирования и проведения более точных и широкомасштабных геологосъемочных работ в конце XX века.

Абсолютные высоты тыловых швов верхнепечорской террасы обычно достаточно четко прослеживаются вдоль изогипсы 140 м, слегка отклоняясь в ту или иную сторону. Поверхность террасы к центральным частям затопленных речных долин снижается нередко до 110–120 м. Рельеф террасы не отличается какими-либо специфическими мезо- или микроформами. В общей конфигурации ее контура отчетливо просматривается разделение акватории Верхнепечорского подпрудного приледникового озера на северную и южную части субширотным поясом более древних краевых морен.

Северная часть верхнепечорской террасы изучена весьма поверхностно. Информативные разрезы не обнаружены, по-видимому, просто отсутствуют, а материалы бурения, преследовавшего иные цели, дают лишь общее представление о литологии и мощности террасовых отложений. В большинстве случаев это пески различного состава и цвета, преимущественно тонко-, мелкозернистые, нередко наклоннослоистые, мощностью до 8–10 м, но в среднем 3–5 м. Погребенные органические остатки, пригодные для радиоуглеродного датирования, не обнаружены. На поверхности террасы в ее пониженных частях развиты обширные верховые болота (Джъер-Нюр).

Южная часть верхнепечорской террасы занимает огромные территории в верхнем течении р. Печоры и в бассейнах ее крупных притоков — р. р. Илыча и Сев. Мылвы. Конфигурация береговой линии южной части Верхнепечорского бассейна весьма прихотлива, осложнена наличием множества заливов и островов, свидетельствующих о зрелости эрозионных форм затопленного рельефа.

Состав отложений отличается разнообразием литологии и мощности, что объясняется сложностью гидродинамической обстановки этой части бассейна. Разрезов, заслуживающих детального анализа, не имеется. Аналитические исследования редки и малоинформативны. Давая общую характеристику, можно сказать, что верхние части разреза ледниково-озерных отложений верхнепечорской террасы обычно представлены песками или реже песками с гравием и галькой, мощность которых колеблется в пределах первых десяти метров. Как правило, пески залегают на ледниковых отложениях средненеоплейстоценового возраста. Достаточно часто встречаются глинистые, в том числе ленточно-подобные отложения, тяготеющие к основанию ледниково-озерной толщи.

В районе с. Троицкопечорск в разрезе верхнепечорской террасы в 1958 г. были обнаружены две линзы погребенного торфа мощностью до 4,0 м, оставшиеся неисследованными. И только уже в конце XX века были получены две конечные радиоуглеродные даты торфа: 41580±780 л. н. (ЛУ-1376) и 32100±730 л. н. (ЛУ-1319) (Арсланов, Левина и др., 1987). К сожалению, в обоих случаях датированные образцы были извлечены из цоколей аллювиальных террас. Торф был заключен в суглинки и глины явно не аллювиального генезиса, а палинологический анализ показал, что во время накопления этих отложений и самих торфов растительность подзоны крайней северной тайги сменилась лесотундрой (41 тыс. л. н.), но затем климатические условия изменились, и 32 тыс. л. н. территорию вновь покрыли сосново-еловые леса с примесью березы. Детальные палинологические исследования средневалдайских отложений северной части Печорской низменности, проведенные Л.Д. Никифоровой, опубликованные в ряде работ (Арсланов, Лавров и др., 1979, 1980, 1981; Лавров и др., 1986), хорошо согласуются с палинологическими данными по бассейну верхнего течения р. Печоры.

В южном направлении верхнепечорская терраса прослежена до проксимальных склонов конечных морен второго средненеоплейстоценового оледенения. Переход поверхности южной части верхнепечорской террасы в поверхность озъягской происходит в Мылвинской сквозной долине, прорезающей Печоро-Вычегодский водораздел. Морфологически водораздел представлен фрагментами конечноморенного пояса второго средненеоплейстоценового оледенения (Мылвинской конечноморенной грядой). Мылвинская сквозная долина была детально разбурена при изыскательских работах под систему каналов, проведенными институтом «Гидропроект» и Всесоюзным гидрогеологическим трестом. Десятки прекрасно задокументированных скважин дополняются здесь геологическими разрезами, проходящими не только вдоль, но и поперек Мылвинской сквозной долины через краевые образования второго средненеоплейстоценового оледенения на правобережье р. Южн. Мылвы. Этот комплекс сведений в сочетании с материалами геологических съемок позволил установить, что Мылвинская сквозная долина наследует положение древнего каньона, по глубине и сложности стратиграфии заполняющих его отложений не уступающего Кельтменскому (рис. 8). Слияние поверхностей верхнепечорской и озъягской террас происходит абсолютно незаметно, без появления каких-либо специфических мезоформ. Поверхность обеих террас образует ровное современное днище Мылвинского каньона.

Совершенно иначе выглядит рельеф в зоне контакта Верхнепечорского подпрудного озера с конечноморенным поясом последнего оледенения. Зоны контакта физически различных образований (ледников и подпрудных приледниковых бассейнов) в современном рельефе морфологически зафиксированы не всегда четко. Особенно значительные трудности возникают при изучении участков прорыва конечных морен водами подпрудных озер при их трансгрессии в краевую область деградирующего ледника. Это объясняется совершенно очевидной неустойчивостью гидродинамики и почти полным уничтожением, размывом краевых ледниковых форм. Верхнепечорская терраса не является исключением из общего правила.

Тщательное изучение рельефа, МАКС, материалов геологических съемок и высококачественного бурения, проведенного институтом «Гидропроект», дают основания считать, что в непосредственной близости от границы последнего оледенения как перед, так и уже за ней развиты специфические формы рельефа.

В пограничной полосе последнего оледенения по обе стороны долины современной р. Печоры расположены две неширокие террасообразные площадки, составляющие продолжение верхнепечорской террасы. Они быстро выклиниваются в северном направлении. Абсолютные высоты их тыловой части составляют 125–135 м, но снижаются до 100 м к оси долины р. Печоры. По данным А.И. Юдкевича и А.Н. Симонова (1976), отложения этих террасообразных площадок представлены песками или суглинками общей мощностью до 5–7 м, залегающими как на песках с гравием и галькой, так и на галечниках мощностью в 4–5 м. Можно предположить, что в течение какого-то, по-видимому, очень непродолжительного интервала времени воды Верхнепечорского подпрудного озера проникли достаточно глубоко (около 100 км) в зафронтальное пространство деградирующего ледника и оставили там слой осадка, образующего ныне две неширокие террасообразные полосы по обе стороны долины р. Печоры.

В зоне, примыкающей к границе последнего оледенения с юга, с дистальной ее стороны, морфология поверхности верхнепечорской террасы представлена весьма необычными формами мезорельефа. Они развиты и особенно четко выражены на правобережье современной р. Печоры между устьями двух ее притоков, р.р. Лемью и Вуктыль. Конечные морены этого участка ледникового фронта уничтожены при прорыве вод Верхнепечорского приледникового озера на север. Но непосредственно южнее границы оледенения на поверхности верхнепечорской террасы на площади около 900 км^2 наблюдаются несколько десятков плоских продолговатых понижений (ложбин) и разделяющих их повышений, аналогичных по размерам (3–10 км в длину, 0,5–1,5 км в ширину) и морфологии. Понижения заболочены, что позволяет без труда различать их на МАКС. Вся совокупность мезоформ образует единую систему, для которой характерны субпараллельность соседних форм и в то же время отчетливая веерообразность общего плана. Веер ложбин слабо расширяется к югу и сужается к северу, переходя в южное окончане (или начало?) войской террасы, уходящей далее на север вдоль осевой части зоны прорыва конечноморенного пояса. Мы склонны рассматривать веерообразную систему узких, неглубоких, но протяженных ложбин как следствие придонной эрозии в результате возникновения устойчивого течения: движения вод Верхнепечорского подпрудного приледникового озера на север, в краевую зону разрушающегося поздневаддайского ледника. По-видимому, это течение, постепенно усиливаясь, превратилось в мощный концентрированный поток, сформировавший войскую террасу.

11.1.2. Войская терраса

Войские меандры — отрезок русла среднего течения современной р. Печоры, почти вплотную прижатый к западным предгорьям Уральского хребта. Русло реки, круто изгибаясь, пересекает здесь основание Печоро-Кожвинского мегавала, меандры глубоко врезаны в породы дочетвертичного возраста.

Первое достаточно детальное описание террас района Войских меандр было сделано В.В. Ламакиным (1945). Он обратил внимание на их аномальные относительные высоты и не меньшую аномальность литологического состава: преобладание в разрезе гравийно-галечно-песчаных отложений. В.В. Ламакин не выделял террасы Войских меандр долины р. Печоры из общего спектра, что, естественно, привело его к выводу об интенсивном неотектоническом поднятии данного участка земной поверхности.

Но не только и не столько особенности Войских меандр послужили нам основанием для выделения террас этой части Печорской долины в качестве самостоятельного элемента рельефа, а их отложений в качестве особого генетического типа. Уникальность долины р. Печоры на отрезке ее Войских меандр заключается, прежде всего, в том, что она как узкий, круто наклоненный к северу, вниз по течению канал, соединяет верхнепечорскую террасу подпрудного приледникового озера (абс. высоты тылового шва 135–145 м) с поверхностью террасы Нижнепечорского интрагляциального бассейна (абс. высоты тыловых швов — 80–100 м).

Это соединение осуществляется в зоне конечноморенного пояса последнего оледенения, фронт которого сдерживал огромную массу воды Верхнепечорского приледникового озера. Очевидно, что изучение геолого-геоморфологических объектов, образовавшихся здесь при разрушении ледниковой плотины и начале трансгрессии вод Верхнепечорского приледникового озера во внутрь разрушающегося ледника, может дать уникальные сведения о механизме этих процессов, моделирование которых невозможно, а гипотетические построения обычно весьма общи или умозрительны.

Войская терраса ограничена с обеих сторон прямолинейными уступами сниженной местами до 120–100 м верхнепечорской террасы, теми ее фрагментами, которые образовались при внедрении в зону конечноморенного пояса Верхнепечорского приледникового озера в начале деградации оледенения. В то же время весь меандровый пояс р. Печоры нигде не выходит за пределы тыловых частей войской террасы. При вхождении в пояс конечных морен, между устьями р. р. Лемью и Щугор, меандры р. Печоры имеют достаточно мягкие изгибы, а ширина войской террасы на этом отрезке достигает 25–30 км. Здесь она еще тесно связана с верхнепечорской террасой, но в ее поверхности ясно обозначаются два подуровня. Более высокий обычно имеет вид изолированных округлых фрагментов, обтекаемых поверхностью низкого, сильно заболоченного. Абсолютные высоты подуровней равны соответственно 100–105 и 90–95 м.

Вниз по течению р. Печоры ширина войской террасы уменьшается. Возле устья р. Щугор она не превышает 10–12 км, такова же и ширина меандрового пояса, но изгибы русла становятся круче. Подуровни войской террасы здесь сливаются в единую поверхность, которая приобретает отчетливый наклон от краев меандрового пояса к его осевой части. Абсолютные высоты снижаются до 85 м, слегка опережая падение уреза современной реки.

Без заметных изменений войская терраса от устья р. Щугор прослеживается до пос. Усть-Воя, где бурением при проведении гидротехнических изысканий детально установлено ее строение и соотношение с иными элементами рельефа, в частности с поверхностью узких фрагментов верхнепечорской террасы в зоне конечноморенного пояса (Юдкевич, Симонов, 1976).

Ниже пос. Усть-Воя русло р. Печоры практически не меандрирует, а лишь слабо изгибается, в нем появляются многочисленные острова поймы. Войская терраса сопровождает русло р. Печоры, располагаясь по обоим его берегам в виде полосы общей шириной от 7–8 до 15 км. Снижение абсолютных высот поверхности войской террасы замедляется, что в целом придает продольному профилю поверхности террасы слабо вогнутую форму. Два крупных меандра вновь появляются перед устьем р. Кожвы у г. Печора, а несколькими километрами ниже его войская терраса сливается с поверхностью нижнепечорской интрагляциальной террасы, занимающей обширную территорию между реками Печорой и Усой.

На всем протяжении войская терраса повсеместно цокольная. Цоколь высотой от 5 до 12–17 м сложен мореной, одной или двумя, а в районе пос. Усть-Воя — породами дочетвертичного возраста. Непостоянство высоты цоколя, как показало бурение в р-не пос. Усть-Воя (Юдкевич, Симонов, 1976, рис. 4), объясняется крутым наклоном его поверхности к оси долины р. Печоры и различной подрезкой многочисленными естественными обнажениями. Аккумулятивная часть террасы чаще всего представлена плохо сортированными или несортированными галечно-валунными отложениями с грубым песчаным заполнителем. Во многих разрезах крупнообломочный материал образует почти всю толщу, в других переслаивается с песками, реже залегает только в основании аккумулятивной части войской террасы. Изучение свыше десяти имеющихся естественных разрезов не позволяет выделить четких закономерностей в изменении литологического состава террасы ни в вертикальном, ни в горизонтальном направлениях. Это обстоятельство наряду с отсутствием какого-либо ощутимого ***положительного*** изгиба поверхности войской террасы позволяет, во-первых, поставить под сомнение предположение о ее неотектонических деформациях и, во-вторых, отвергнуть всякую попытку считать войскую террасу отложениями р. Печоры, несмотря, казалось бы, на самую тесную связь ее с меандровым поясом этой реки. Это только кажущаяся связь. Для перемещения столь крупного обломочного материала требуются значительно более высокие скорости водного потока, чем скорость течения современной Печоры. На геолого-геоморфологическом профиле, приведенном в работе А.И. Юдкевича и А.Н. Симонова (1976), хорошо видно, что подошва мощного слоя гравийно-галечно-валунных отложений войской террасы имеет отчетливый наклон к оси долины. В сочетании с прямолинейностью тыловых швов этот факт свидетельствует о доминирующей роли глубинной эрозии, которая лишь впоследствии, при врезании меандров р. Печоры в поверхность войской террасы стала сочетаться с боковой. Меандры р. Печоры — образование более позднее, они врезаны в отложения войской террасы. Руслом р. Печоры сформированы лишь небольшие по размерам сегменты поймы и I надпойменной террасы.

Все перечисленные выше специфические особенности войской террасы характеризуют ее как образование во многом аналогичное с ложбинами стока талых ледниковых вод, от которых войский каналообразный отрезок Печорской долины отличается значительно большими размерами и отсутствием гляцигенных рытвинных озер, что могло бы свидетельствовать о подледном стоке в условиях высокого гидростатического давления. Следовательно, это был свободный поток, с открытым зеркалом и, главное, с очень высокими скоростями движения водной массы. Видимо, здесь еще более подходящей будет аналогия с движением воды в проране разрушающейся плотины. Именно такая аналогия дала нам основание считать это явление, процесс образования войской террасы, природной катастрофой (Арсланов, Лавров и др., 1987) и применять к отложениям войской террасы при определении их генезиса термин «флювиокатастрофические», предложенный В.В. Бутвиловским (1985, 1993) для отложений, образовавшихся при прорыве ледниковых плотин в горных долинах Алтая.

11.1.3. Озъягская терраса

Разрез террасы состоит из двух одинаково построенных частей (ритмов). В основании каждой залегает аллювий, выше сменяющийся озерными и ледниково-озерными отложениями (рис. 96).

Аллювий первого ритма представлен серыми или желтовато-серыми песками, обычно косослоистыми, среднезернистыми или более тонкими разностями с горизонтальной слоистостью. Мощность составляет от 5–6 до 8–10 м. Он вскрыт только бурением, так как его постель располагается ниже современного эрозионного вреза. Аллювий верхней части озъягской террасы доступен для непосредственного изучения в естественных обнажениях, в частности в разрезе «Кылтовка» (Арсланов, Лавров и др., 1979).

В нижнем течении р. Вычегды, непосредственно у границы последнего оледенения, ложе аллювия первого ритма располагается в среднем на 10–15 м ниже уреза современной реки на абсолютных высотах порядка +40 м. Вверх по течению они постепенно увеличиваются.

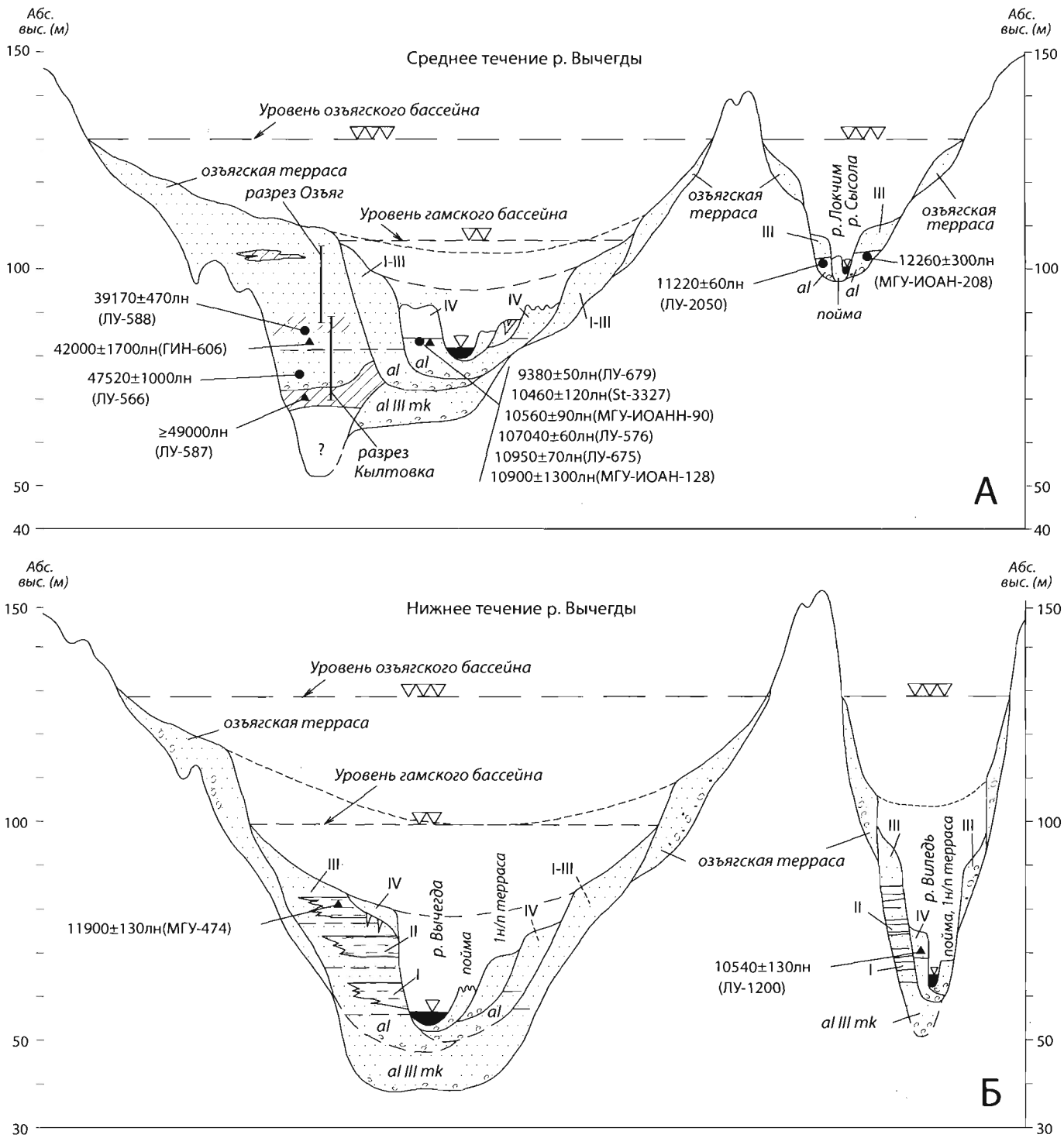


Рис. 96. Террасы бассейна р. Вычегды

(условные обозначения на рис. 99)

Отложения озерного и ледниково-озерного генезиса первого ритма, разделяющие аллювий нижней и верхней частей разреза озъягской террасы, представлены преимущественно супесчано-суглинистыми отложениями, а верхняя, вторая пачка ледниково-озерных отложений, непосредственно формирующая поверхность террасы, почти исключительно песками светлых тонов, обычно хорошо сортированными. Суммарная мощность озерных и ледниково-озерных отложений, достигающая в бассейне нижнего течения р. Вычегды 40–50 м, вверх по течению рек постепенно снижается, составляя всего 7–8 м в Кельтменской сквозной долине. В долинах притоков р. Вычегды они нередко выклиниваются, и аллювий первого и второго ритмов, сливаясь, образует аллювиальную террасу с абсолютными высотами поверхности, превышающими 130–135 м.

Благодаря увеличению роли и мощности озерных и ледниково-озерных отложений озъягской террасы вниз по течению современных рек, поверхность ее в этом, продольном направлении почти не снижается: абсолютные высоты тыловых швов (береговых линий приледникового бассейна) колеблются от 130 до 135 м. К осевым частям затопленных долин поверхность террасы снижается до 110–115 м, образуя, в поперечном сечении слабо вогнутый профиль.

Возраст нижнего ритма озъягской террасы устанавливается по его стратиграфическому положению (аллювий прорезает морену второго средненеоплейстоценового оледенения с петрографическим комплексом В) и палинологической характеристике. По характеру спорово-пыльцевых спектров, их сукцессий, по обилию пыльцы дуба, липы, вяза, орешника и ольхи, по присутствию спор *Osmunda cinnomomea* L., время формирования аллювия, отложений его старичной фации и нижних слоев, кроющих аллювий озерных отложений, сопоставляется Л.Д. Никифоровой (Потапенко, 1971) с климатическим оптимумом и началом второй половины микулинского межледниковья. Однако, формирование верхних слоев озерной и ледниково-озерной составляющей нижнего ритма озъягской террасы, по заключению М.П. Гричук, происходило в валдайскую ледниковую эпоху (Потапенко, 1971). Не исключено, что образование долинного озера в бассейне р. Вычегды, возможно, связано с этапом подпруживания долины р. Сев. Двины ранневалдайским ледником где-то в районе ее нижнего течения. Это обстоятельство позволяет нам поставить вопрос о количестве и возрасте морен в пределах севера Русской равнины и не согласиться безоговорочно с мнением об однократном оледенении региона в позднем неоплейстоцене.

Верхние слои ледниково-озерных отложений нижней части озъягской террасы и почти весь ее верхний ритм вскрываются разрезом «Кылтовка» (рис. 96, А). Разрез изучен в ходе аэрофотогеологического картирования. О присутствии в средней части разреза прослоя торфа авторам сообщил К.К. Воллосович, им же передана в наше распоряжение радиоуглеродная дата, полученная по образцу из основания торфа – 42000±1700 л. н. (ГИН-606).

Разрез «Кылтовка» расположен в 90 км севернее г. Сыктывкар, в 5,0 км от устья р. Половниковская Кылтовка, впадающей в р. Вымь – правый приток р. Вычегды. При детальном изучении данного обнажения в 1974 г. (Арсланов, Лавров и др., 1979) в средней части и в основании разреза были обнаружены прослойки торфа, а 1,5–2,0 м выше основания разреза – остатки ели.

Разрез «Кылтовка» обеспечен четырьмя радиоуглеродными датировками из различных, последовательно накапливавшихся слоев отложений, что дает основание рассматривать его в качестве опорного разреза, характеризующего отложения верхней части наиболее древней и высокой террасы бассейна р. Вычегды – «озъягской» террасы, по Л.М. Потапенко (1975_1).

В правобережном обрыве р. Половниковской Кылтовки высотой 13 м обнажены следующие слои (сверху вниз):

I. 0,0–3,0 м. Песок средне- и мелкозернистый, буровато-желтый, с горизонтальной неясной слоистостью. В основании слоя песок содержит гравий и гальку (3–5%) – нечетко выраженный горизонт размыва.

II. 3,0–4,7 м. Песок тонко- и мелкозернистый, горизонтально слоистый, буровато-желтый с табачно-зеленым оттенком, внизу глинистый.

III. 4,7–6,7 м. Алеврит очень плотный, темно-серый, пятнами синеватый и зеленоватый. Слоистость неясная, местами в виде сложных складок и смятий (подводное оползание). В верхней части слоя заключено несколько линз торфа с остатками древесины. Образец древесины из верхней линзы торфа мощностью 20 см имеет возраст 39170±470 л. н. (ЛУ-588), возраст торфа из основания слоя – 42000±1700 л. н. (ГИН-606).

IV. 6,7–7,1 м. Песок мелко- и среднезернистый, ядовито-зеленого цвета, по-видимому, это переотложенные нижнетриасовые пески, широко развитые в данном районе.

V. 7,1–8,3 м. Переслаивание песков тонкозернистых, буровато-желтых с суглинками и супесями коричнево-бурого цвета. Слоистость тонкая (1–3 см), горизонтальная, хорошо выдержанная по простиранию.

VI. 8,3–11,8 м. Песок мелкозернистый, желтовато-бурый. Слоистость горизонтальная. В нижней части слоя песок средне- и крупнозернистый, хорошо промытый. В 0,5–0,7 м от подошвы слоя в песке захоронен ствол небольшой ели с корневищем. Диаметр ствола у корня 8 см, ближе к вершине – 4 см. Возраст древесины ствола по ^{14}C – 47520±1000 л. н. (ЛУ-566).

VII. 11,8–12,3 м. Гравийно-галечный слой.

VIII. 12,3–13,0 м (до уреза воды в реке). Алеврит серовато-зеленоватый, неслоистый, плотный, с остатками торфа, включенного в породу в виде мелких линз и глыб (по-видимому, переотложен). Возраст древесины из линзы торфа на высоте 0,5 м над урезом ≥49000 л. н. (ЛУ-587).

Литология и текстурные особенности, условия залегания и характер контактов, в сочетании с геоморфологической позицией обнажения, делают наиболее вероятной

следующую интерпретацию генезиса отложений разреза «Кылтовка». Алевриты в основании разреза (слой VIII) являются ледниково-озерными отложениями нижней части (первого ритма) озъягской террасы. Выше (слои III–VII) залегает аллювиальный комплекс верхней части террасы: базальный горизонт (галечники слоя VII), отложения русловой (пески слоя VI), пойменной и старичной (пески и суглинки слоев IV и V, алевриты слоя III) фаций. Пески слоя II, вероятно, следует рассматривать как нижнюю часть толщи отложений, образующих поверхность озъягской террасы, на которой с размывом залегают пески с галькой (слой I). Они являются результатом и отражением регрессии озера, сменившей режим ледникового подпруживания.

На содержание пыльцы и спор проанализировано 27 образцов. Насыщенность отложений микроостатками и сохранность последних различная. В интервалах 0,0–2,0 м, 2,5–4,0 м, 11,8–13,0 м пыльца и споры отсутствуют. На глубинах 5,5–5,7 м встречено только небольшое число зерен плохой сохранности. По характеру изменения кривых на диаграмме выделяется шесть палинологических зон, связанных с изменениями растительности.

Зона 1 (8,3–11,8 м). В составе древесной пыльцы близки соотношения сосны (24–28%), березы древовидной (23–32%) и кустарниковых форм берез (30–35%). Содержание пыльцы ели невелико (3–6%), за исключением образца № 4, где оно достигает 22%. Присутствует незначительное количество пыльцы кедра (до 6%), ольхи и ольховника (1–2%). Среди трав и кустарников преобладает пыльца злаков (30–50%) и группы разнотравья (22–43%), меньше роль осок (1–22%), полыней (0–38%), маревых (2–8%) и вересковых (0–4%). В группе спор господствуют зеленые мхи (70–84%), затем следуют папоротники (10–18%), хвощи (2–10%) и сфагновые мхи (0–5%). Единично присутствуют *Lycopodium selago, L. annotinum*. Состав и соотношения компонентов спектров близки субрецентным спектрам руслового аллювия крупных рек Вашки и Пёзы (северная и крайнесеверная тайга).

Зона 2 (7,5–8,3 м). В группе древесной пыльцы абсолютное господство принадлежит сосне (до 67%), содержание ели достигает 20%. Невелико количество пыльцы березы древовидной (10%) и ее кустарниковых форм (10–16%). Состав пыльцы трав аналогичен первой зоне. Среди спор встречены сфагновые мхи (40%), папоротники (до 30%) и зеленые мхи (20%). Единично присутствуют споры хвощей и плаунов — *Lycopodium clavatum, L. complanatum, L. annotinum*. Спектры близки субрецентным спектрам руслового аллювия р. Мезень (северная тайга).

Зона 3 (5,8–7,5 м). Выделяется по резкому ухудшению сохранности микроостатков. Если в зонах 1 и 2 пыльца и споры имели объемную форму и хорошо выраженные морфологические признаки, то в этом интервале зерна уплощены, обесцвечены, часто имеют следы механических повреждений. Несколько лучшей сохранностью отличается пыльца кустарниковых форм берез, особенно *Betula nana* L. Пыльца ели и сосны часто имеет небольшие размеры и уродливую форму зерен (недоразвитые мешки, рубцы и тяжи на теле, сросшиеся зерна с тремя-четырьмя мешками). Подобные явления в настоящее время нередко наблюдаются при изучении поверхностных проб северной лесотундры, где древесные породы обитают в крайне неблагоприятных климато-эдафических условиях на пределе своих экологических возможностей. Насыщенность пыльцой и спорами слабая, процентные содержания удалось подсчитать лишь для образца № 14.

В составе спектров господствует пыльца кустарниковых форм берез (60%) при небольшом количестве сосны (18%) и древовидной березы (17%). Содержание пыльцы ели незначительно (6%). Пыльца трав представлена единичными зернами полыней, маревых, осок, злаков, гвоздичных. Среди спор встречены зеленые и сфагновые мхи, плауны (*Lycopodium pungens, L. selago*) и хвощи. Спектры близки субрецентным спектрам пойменного аллювия лесотундры.

Зона 4 (4,7–5,8 м). В группе древесных доминирует пыльца ели (до 44%) и сосны (до 48%). В небольшом количестве содержится пыльца древовидной (8%) и кустарниковой (10%) берез. Пыльца трав встречена единично (в основном злаки, гвоздичные, сложноцветные). Среди спор господствуют сфагновые мхи (70–80%), в меньших количествах присутствуют зеленые мхи (18–22%), хвощи и плауны (*Lycopodium annotinum, L. clavatum, L. complanatum*). Спектры близки субрецентным спектрам старичного аллювия таежной зоны.

Зона 5 (3,0–4,7 м). Господствует пыльца кустарниковых форм берез (64–68%). На долю древовидной березы приходится 20–34%, ели — 0–6%, сосны — 0–12%. В группе трав близкое содержание пыльцы злаков, осок, полыней, вересковых, разнотравья. В небольшом количестве встречена пыльца маревых. Среди спор преобладают зеленые мхи (50–70%), уменьшается роль сфагнов и папоротников. Сходные спектры характерны для современной кустарниковой тундры бассейна Печоры.

Зона 6 (0,0–3,0 м). Пыльца и споры встречены лишь в интервале 2,0–2,5 м. В составе пыльцы древесных пород доминирует сосна (36–38%) при несколько меньших значениях кустарниковых (20–28%) и древовидных (22–24%) берез. Количество пыльцы ели 8–10%. Среди пыльцы травянистых растений преобладают представители группы разнотравья (40–42%), злаки (20–26%) и осоки (22–28%), резко снижается количество пыльцы полыней (0–2%). Маревые присутствуют в количестве 4–8%. В группе спор господствуют сфагновые мхи (70%), единично встречаются споры плаунов (*Lycopodium clavatum*) и зеленых мхов. Спектры близки субрецентным спектрам рек северной тайги, перегруженных наносами (устьевая часть р. Вашки).

Результаты спорово-пыльцевого анализа позволяют выделить шесть фаз истории растительного покрова, связанных с изменением климата. ***Первая фаза*** — развитие разреженных сосново-березовых лесов с примесью ели

и кедра, в составе которых значительная роль принадлежала кустарниковым формам березы. Широкое распространение имели гипновые топи. ***Вторая фаза*** — господство елово-сосновых лесов. Березовые формации в этот период играли подчиненную роль. В бассейне Вычегды господствовали ландшафты аналогичные современной северной тайге. ***Третья фаза*** — ухудшение климатических условий. Характер спектров не позволяет однозначно трактовать условия осадконакопления этого интервала. Однако слабая насыщенность отложений микроостатками и плохая их сохранность, за исключением кустарниковых видов берез (*Betula humilis* Shrank., *B. nana* L.), дают возможность предположить, что условия произрастания древесной растительности, а также условия захоронения пыльцы и спор в эту фазу были неблагоприятными. ***Четвертая фаза*** — развитие хвойных сосново-еловых лесов. Облесенность территории резко увеличивается. Ель становится эдификатором растительного покрова. Широкое распространение имеют процессы заболачивания, о чем можно судить по наличию в составе спектров большого количества спор сфагновых мхов. Влажность климата увеличивается. ***Пятая фаза*** — резкое ухудшение климатических условий. Доминирующая роль принадлежит тундровым группировкам из ерника, вересковых, кустарничков и гипновых мхов. Участки открытых местообитаний заняты травянистыми сообществами из злаков, полыней, осок и разнотравья. ***Шестая фаза*** — возвращение березово-сосновых и елово-сосновых лесов, сходных с современными лесами подзоны северной тайги.

Первая и вторая фазы разреза «Кылтовка» сходны с первой и второй фазами разреза Шапкина-1 (Арсланов, Бердовская и др., 1977). Некоторое отличие в составе спектров, характеризующих фазы этих двух разрезов, видимо, объясняется принадлежностью осадков к разным генетическим типам (Шапкина-1 — озерные отложения, Кылтовка — русловой аллювий). Как показало изучение субрецентных спектров таежной зоны северо-востока Русской равнины (Никифорова, 1977), осадки русловой фации аллювия обычно обогащены пыльцой сосны. Напротив, в спектрах озерных отложений содержится максимальное для всех генетических разностей количество пыльцы ели.

В разрезе «Шапкина-1» датирована верхняя граница периода потепления (45280±1200 л. н., ЛУ-515В) — конец его второй фазы. Датировка первой фазы разреза Кылтовка (47520±1000 л. н., ЛУ-566), вероятно, отвечает более ранним этапам этого потепления.

Первая и вторая фазы разреза «Кылтовка» по радиометрическим и спорово-пыльцевым характеристикам достаточно хорошо сопоставляются также с межстадиальными отложениями разреза Красная Горка (Арсланов, Вознячук и др., 1971; Вознячук, Арсланов, 1971), образовавшимися в интервале от 46770±830 л. н. (ЛУ-186) до 45260±800 л. н. (ЛУ-133В). Четвертая фаза разреза «Кылтовка» сходна с четвертой фазой разрезов «Шапкина-1» и «Урдюга-1» (Арсланов, Бердовская и др., 1977), первой фазой разреза «Кашин» (Арсланов, Бреслав и др., 1970) и второй фазой разреза «Гражданский проспект» (Арсланов, Знаменская и др., 1975). Она, по-видимому, отвечает наиболее теплому периоду средневалдайского интервала.

В отложениях разреза «Кылтовка» обнаружены 54 вида пресноводных диатомей хорошей сохранности. Однако распределение их по разрезу крайне неравномерно. В алевритах слоя VIII диатомовые водоросли отсутствуют. В песках слоя VI найдено всего 8 видов: *Meridion circulare, Pinnularia borealis, P. viridis, P. gomphonema acuminatum, Epithemia argus, E. argus v. alpestris, Rhopalodia gibba, Hantzschia amphioxys*, среди которых выделяется вид — реофил *Meridion circulare*. Данная флора характеризует отложения русловой фации аллювия (субфации прирусловой отмели). Вид *Pinnularia borealis* — холоднолюбивый арктобореальный вид — свойственен в настоящее время данному району.

Верхняя часть толщи — слои II–V — бедны остатками диатомей. В них найдены только два вида: *Synedra ulna* и арктобореальный вид *Pinnularia borealis*, отличающийся высокой приспособленностью к неблагоприятным условиям обитания.

Богатый комплекс диатомей содержится в самой верхней части разреза, в песках с гравием слоя I. Здесь найден 51 вид пресноводных диатомей. Планктон представлен двумя видами: *Melosira distrans, M. italica v. valida*. В составе бентоса многочисленны виды, обитающие на дне и в обрастаниях: виды родов *Cocconeis, Navicula, Pinnularia, Neidium, Amphora* и др. Постоянна примесь реофилов *Meridion circulare* и *Diatoma vulgare*. Наряду с видами широкого ареала и холодолюбивыми видами присутствуют и такие умеренно-тепловодные южнобореальные формы, как *Anomoeoneis sphaerophora* и *Navicula oblonga*, характерные для эвтрофных вод среднеевропейской зоны. Их количество в осадках достигает 2,6% от общей численности диатомей. Близкое содержание (до 4,7%) тепловодных видов характерно для отложений русловой фации современного аллювия рек Вычегды и Сев. Двины.

Определение возраста образцов ЛУ-566, ЛУ-587, ЛУ-588 выполнено по образцам обломков древесных стволов, не загрязненных корнями растений. Гуминовые кислоты из образцов удалены двукратным кипячением проб 2%-ным раствором NaOH. При лабораторной обработке этих проб приняты все меры предосторожности от загрязнения, применяемые при датировании древних проб. Поэтому полученные датировки являются достоверными.

Отложения разреза «Кылтовка» в целом врезаны в морену московского оледенения, что позволяет ограничить нижний возрастной предел алевритов слоя VIII поздним неоплейстоценом. Более точное определение невозможно, так как датировка ≥49000 лет (ЛУ-587) является минимальной, и действительный возраст торфа может быть более древним. Верхняя возрастная граница нижних алевритов ограничивается датировкой по стволу ели из руслового аллювия слоя VI — 47520±1000 л. н. (ЛУ-566). Принимая

во внимание, что отсутствие или незначительное количество пыльцы и спор нередко является результатом неблагоприятной обстановки захоронения в условиях ухудшения климата, представляется вполне вероятным предположение о ранневалдайском, а не микулинском возрасте нижнего горизонта алеврита. Морфологические особенности и условия залегания торфяных остатков в нижнем слое алевритов дают все основания считать их переотложенными. Переотложение торфа в виде глыб и кусков характерно для озерных бассейнов, в частности для подпрудно-приледниковых долинных озер, и не характерно для спокойной гидродинамической обстановки старичных озер.

Значительно более определенны сведения о вышележащих отложениях. Аллювиальный генезис большей их части (кроме слоя II) подтверждается комплексом текстурно-литологических и палеоботанических данных. Ель в песках слоя VI представляет собой хорошо сохранившиеся остатки (ствол с корневищем) небольшого дерева. Подмытое меандрирующей пра-рекой, унесенное потоком, намокшее и, наконец, затонувшее, оно представляется нам типичным топляком, погребенным русловыми песками. Полученная по древесине этой ели датировка 47520±1000 л. н. (ЛУ-566) надежно устанавливает средневалдайский возраст руслового аллювия (слои V–VII).

Комплексные результаты по разрезу «Кылтовка» позволяют реконструировать палеогеографическую обстановку интервала 47–39 тыс. лет назад (зоны 1–4) как периода безледного, межстадиального, с развитым речным стоком.

Резкое ухудшение климатических условий (зона 5) и последовавшее затем принципиальное изменение гидродинамической обстановки (образование бассейна в речной долине) отражают, по-видимому, начальные этапы развития поздневалдайского ледникового покрова. Прекрасная и повсеместная (в бассейне Вычегды) морфологическая выраженность озъягской террасы, ее тыловых швов (береговых линий подпрудного приледникового озера) показывают, что граница максимального распространения поздневалдайского ледника располагалась северо-западнее.

Пески с примесью гальки и гравия, венчающие разрез «Кылтовка», отражают, вероятно, возобновление речного стока после исчезновения ледниковой подпруды. Вследствие эрозионного воздействия рек, закладывающихся на месте подпрудного приледникового долинного озера, верхняя часть только что отложившейся ледниково-озерной толщи, формирующей поверхность озъягской террасы, в разрезе «Кылтовка» была уничтожена. Но в ряде других пунктов она сохранилась.

В верхнем течении р. Вычегды у д. Курья-Дор в обнажении высотой 18,5 м на правом берегу реки вскрыт почти полный разрез озъягской террасы. Непосредственно над урезом р. Вычегды (а. о. 109 м) обнажены (снизу вверх):

1. Аллювиальные отложения нижней части террасы — пески косослоистые с гравием, видимой мощностью около ..... 3,0 м.

2. Алевриты серые, неясно слоистые ..... 2,5–3,5 м.

3. Пески мелкозернистые, горизонтальнослоистые с тонкими прослойками намывного торфа. Признаков перерыва в осадконакоплении нет, но сильное обмеление озерного бассейна несомненно. Перерыв фиксируется выше. Он обозначен прослоем автохтонного торфа, который венчает слой № 3. И торф, и подстилающие его пески пробиты множеством псевдоморфоз по ледяным клиньям ..... 2,5 м.

4. Алеврит буро-желтый, неслоистый или с неясной слоистостью, пористый, с характерными крупными железистыми конкрециями по вертикальным корням растений. Диаметр конкреций до 10 см. Отложения образуют почти отвесную стенку и спокойно, без следов несогласия ложатся на торфяник в кровле слоя 3 ..... 9,5–12,0 м.

Палинологический анализ, проведенный Д.А. Дурягиной (Гуслицер, Дурягина, 1983), дал результаты аналогичные полученным по разрезу «Кылтовка». Алевриты с конкрециями, ложащиеся на торфяник, пробитый морозобойными клиньями, пыльцы, спор и других органических остатков не содержат, что, вероятно, может служить основанием для отнесения их к периоду последнего оледенения.

По торфу из кровли слоя 3 имеется радиоуглеродная дата — 31080±280 л. н., ЛУ-577 (Гуслицер, Дурягина, 1983), которая неплохо согласуется с возрастом торфа из озерных отложений верхней части озъягской террасы в разрезе «Кылтовка».

Наиболее молодая радиоуглеродная дата из торфяников в кровле аллювиальных отложений верхней части озъягской террасы, перекрытых отложениями озерного бассейна, получена Н.Б. Левиной (Арсланов, Левина и др., 1987) из разреза озъягской террасы в долине р. Нем — левого притока р. Вычегды в ее верхнем течении — 26980±590 л. н. (ЛУ-1237). И в этом разрезе торфяник, который венчает аллювий, накапливался в весьма суровых климатических условиях — в зоне тундры и лесотундры.

Наиболее полная палинологическая диаграмма (рис. 97), иллюстрирующая изменения климатических условий в период накопления верхней части отложений озъягской террасы получена при проведении С.Н. Никифоровой палинологических исследований по керну скважины № 157, пробуренной в Керчемской сквозной долине — месте соединения озъягской террасы бассейна р. Вычегды с аналогичной террасой бассейна верхнего течения р. Камы (Графский и др., 1960). В разрезе террасы здесь уже не ощущается деления на две части (на два ритма), но его полигенетический характер очевиден. Нижняя часть представлена аллювием, который соответствует аллювиальным пачкам нижней и верхней частей озъягской террасы в бассейне среднего и нижнего течения р. Вычегды. Озерные и ледниково-озерные отложения нижней части разреза террасы здесь просто отсутствуют. Аллювий перекрыт толщей озерных и ледниково-озерных отложений, формирующих поверхность озъягской террасы (абс. высоты 135 м). Пески самой верхней части разреза, прой-

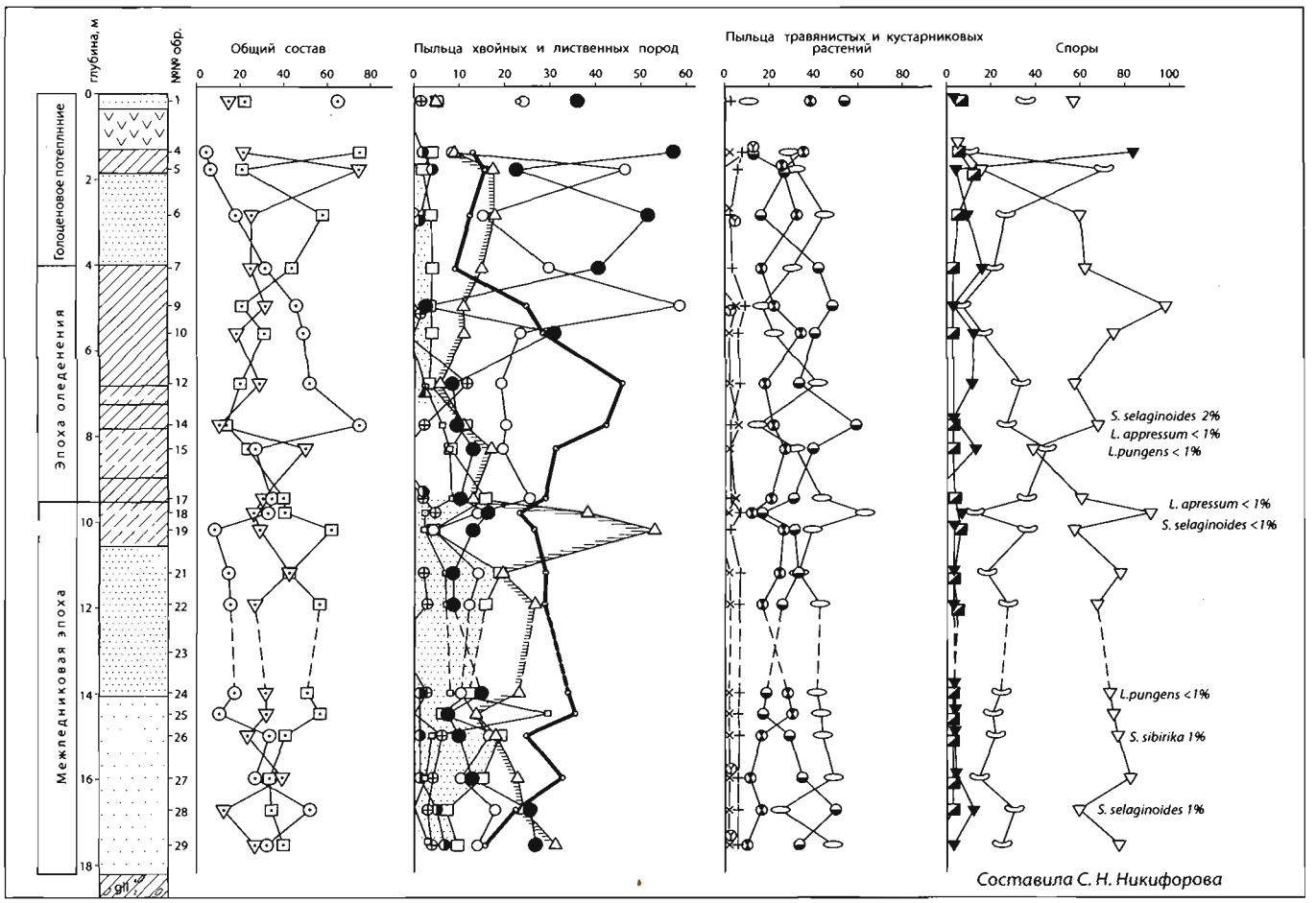


Рис. 97. Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 157

денного скважиной № 157, как и слой торфа, накапливались уже в голоцене, что подтверждается и результатами других исследований поверхностных отложений Кельтменской сквозной долины (Яхимович, Чигуряева, 1976).

Палинологическая диаграмма отложений озъягской террасы, вскрытых скважиной № 157, (рис. 97) настолько красноречива, что просто не требует комментариев.

Подводя итог, можно сказать следующее. Озъягская терраса начала формироваться еще в микулинское межледниковье, сразу же после регрессии залива бореального моря, существовавшего в бассейне нижнего течения р. Вычегды (см. выше), то есть после климатического оптимума. Аллювий этого времени был перекрыт ледниково-озерными отложениями, видимо, вследствие прекращения поверхностного стока в Белое море. Уровень первого подпрудного озера (вероятно, приледникового, ранневалдайского) не достиг величины, необходимой для реверсирования стока в бассейн Каспия. Маломощная пачка ледниково-озерных отложений нижней части озъягской террасы в разрезе «Курьядор» залегает на абсолютной высоте всего около 110-115 м, и её нет в Кельтменской сквозной долине, что свидетельствует об отсутствии стока через Главный водораздел на юг в раннем валдае.

В среднем валдае произошла регрессия подпрудного ранневалдайского озера, и по долинам бассейна р. Вычегды вновь потекли реки. Последовавшее затем второе затопление долин было связано не с ингрессией бореального моря, а с подпрудой, созданной ледником, морфологическими следами которого являются конечные морены Северодвинской ледниковой лопасти, перекрывшей нижнее течение р. Вычегды. Поверхность озъягской террасы, сформированная ледниково-озерными отложениями, резко обрывается в низовьях р. Вычегды, не заходя в депрессию этой лопасти, где развита более низкая и молодая — гамская терраса.

11.1.4. Гамская терраса

Гамская терраса, как и озъягская, полигенетична. Ее нижняя часть представлена аллювием, а верхняя, формирующая поверхность террасы, отложениями обширного водного бассейна, возникшего в долине р. Вычегды и ее притоков после спуска Озъягского подпрудного приледни-

кового озера (рис. 96). Название террасы — гамская — было предложено Л.М. Потапенко (Гросвальд и др. 1974; Потапенко, 1975_1). Стратотипический разрез этой террасы находится у д. Гам на правом берегу р. Вычегды в ее нижнем течении (рис. 99).

Гамский бассейн пережил сложную историю, отразившую непостоянство и неоднократную смену гидродинамической обстановки в пограничной зоне деградирующего поздневалдайского ледника. Благодаря этому гамская терраса очень своеобразна, и это своеобразие заключается как в необычном соотношении с краевой зоной последнего оледенения, так и с Главным водоразделом северо-востока Русской равнины.

Гамскую террасу нельзя считать ни интрагляциальной, ни террасой приледникового озера, так как с одной стороны значительная ее часть входит в состав террасового комплекса в долинах всего бассейна р. Вычегды, то есть за пределами последнего оледенения, но с другой — распространение ее поверхности не ограничивается, как, например, у озъягской или верхнепечорской, его конечноморенным поясом. Она прослеживается и вглубь территории, покрывавшейся поздневалдайским ледником, в депрессии Северодвинской и Важской ледниковых лопастей. Гамскую террасу нельзя отнести и к террасам приледниковых подпрудных озер с обращенным стоком, так как абсолютные высоты береговых линий Гамского озерного бассейна располагаются в очень узком гипсометрическом интервале: 100-110 м, что на 30–35 м ниже днища спилвеев — порогов обращенного стока (дна Кельтменской сквозной долины и Камских каньонов).

Разнообразие палеогеографических условий, в которых возник, эволюционировал и исчез Гамский бассейн, самым непосредственным образом отразилось на строении гамской террасы. На всем ее немалом протяжении (более 700 км) разрез гамской террасы неоднократно меняется. Эти изменения вполне закономерны и объяснимы: они отражают динамику ледникового края в период его деградации, позволяя, таким образом, воссоздать достаточно обоснованную картину не только последовательности дегляциации бассейна р. Сев. Двины (Северодвинского сектора последнего скандинавского ледника), но и хронологию событий этого периода.

Абсолютные высоты поверхности гамской террасы заметно ниже высот озъягской. Тыловые швы почти повсеместно приурочены к отметкам 100-110 м. Они фиксируют положение максимального уровня Гамского бассейна и практически не изменяются на всем протяжении гамской террасы. Иначе обстоит дело с поперечным и продольным профилями поверхности гамской террасы. Неполная компенсация отложениями Гамского бассейна депрессий затопленных речных долин привела к тому, что абсолютные высоты поверхности террасы заметно снижаются по мере удаления от тыловых швов и приближения к наиболее глубоким, осевым частям затопленных долин. Вследствие этого поперечный профиль террасы в долине р. Вычегды отчетливо вогнутый. В узких долинах притоков он значительно более плоский, близкий к горизонтальному. Весьма своеобразен поперечный профиль гамской террасы в депрессии Северодвинской ледниковой лопасти. Практически горизонтальная поверхность террасы почти по всей ширине имеет абсолютные высоты от 55 до 70 м, но у бортов депрессии она на коротком расстоянии резко (на 25–30 м) повышается до 100 м, до береговых линий Гамского бассейна. Причина такого явления объясняется довольно просто и уверенно. Как видно на рис. 98, в пределах депрессии Северодвинской ледниковой лопасти отсутствуют малейшие следы существования речных долин микулинского или ранневалдайского времени. Основная морена последнего оледенения залегает здесь практически повсеместно на выровненной поверхности дочетвертичных отложений, имеет достаточно выдержанную мощность. Она заметно увеличивается только к бортам депрессии, то есть к маргинальным моренным поясам, но столь же заметно уменьшается в дистальном направлении — к окончанию Северодвинской ледниковой лопасти.

Неполная компенсация осадками Гамского бассейна понижений затопленных речных долин привела к тому, что и продольный профиль террасы, несмотря на ее бассейновый генезис, так же имеет отчетливый уклон вниз по течению затопленных рек. Но в депрессии Северодвинской ледниковой лопасти он, как и поперечный профиль становится субгоризонтальным. Оба эти обстоятельства: своеобразие продольных и поперечных профилей гамской террасы в бассейне р. Вычегды и ее притоков, с одной стороны, и в депрессии Северодвинской лопасти — с другой, следует учитывать при корреляции удаленных разрезов гамской террасы, при сопоставлении разрезов в долине р. Вычегды с разрезами в долинах ее притоков и в лопастных депрессиях. И, прежде всего, нужно учитывать и использовать для палеогидрологических реконструкций тот факт, что одновозрастные пачки или слои датированной органики могут располагаться на различных абсолютных высотах.

В верхних течениях притоков р. Вычегды, где речные долины узки и не столь глубоки, поперечный профиль гамской террасы так же, как и в депрессии Северодвинской ледниковой лопасти, уплощается, но параллельно с этим происходит сближение абсолютных высот поверхности террасы и береговых линий Гамского бассейна. Более того, при переходе через абсолютную отметку 100 м поверхность террасы начинает полого повышаться до 110 м даже в тыловых частях. Мы связываем это с ощутимым влиянием речных наносов, приносимых сюда реками, впадавшими в концевые (кутовые) заливы Гамского бассейна. Выше отметок 110 м гамская терраса становится полностью аллювиальной. Аллювий состоит из русловой и пойменной фаций, представленных обычно песками более крупнозернистыми в нижней части разреза. Базальный горизонт и постель аллювия располагаются ниже урезов современных рек на 2–2,5 м.

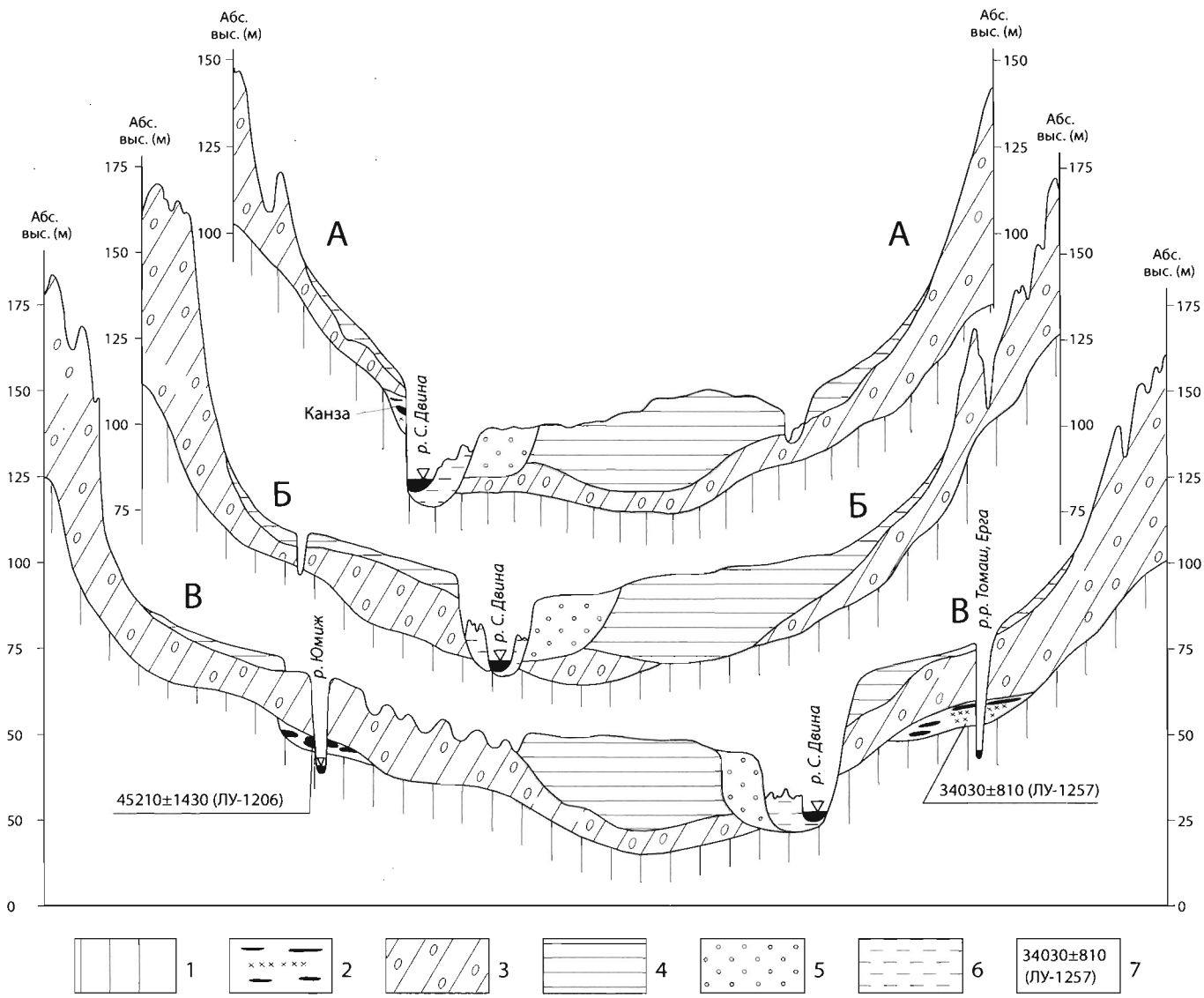


Рис. 98. Строение гамской террасы (среднее течение р. Сев. Двины)

Условные обозначения: 1 — дочетвертичные отложения; 2 — подморенные отложения с линзами торфа; 3 — основная морена. Отложения гамской террасы: 4 — I, II и III пачки, 5 — IV пачка, 6 — аллювиальные террасы Сев. Двины, 7 — радиоуглеродные датировки

Ниже абсолютной высоты 110 м разрез террасы усложняется за счет появления отложений Гамского бассейна, перекрывающих ее нижнюю, аллювиальную часть. Строение верхней части не остается постоянным, а изменяется в зависимости от местоположения конкретного разреза по отношению к границе последнего оледенения. Имеющийся фактический материал дает основания выделить три типа разрезов верхней, бассейновой части гамской террасы, при постоянном, мало изменяющемся характере нижней, аллювиальной.

I тип. Средние течения р. Вычегды и ее притоков.

Разрезы этого типа состоят из двух частей: аллювия и залегающей на нем пачки ледниково-озерных отложений. Аллювий, постель которого располагается на несколько метров ниже урезов современных рек, представлен песками русловой фации. В понижениях их кровли нередко встречаются маломощные (0,5–1,0 м) линзы старичных иловатых песков и супесей, на которых иногда залегают хорошо сформированные прослои торфа мощностью 0,2–0,5 м. Верхняя часть разрезов — ледниково-озерные отложения, представлены песками тонкозернистыми, светлыми, горизонтальнослоистыми, мощностью 4–5 м. Ледниково-озерные отложения залегают на аллювии, в том числе и на старичном, спокойно, без каких-либо следов размыва.

Разрезы I типа, содержащие старичные торфяники, наблюдались в среднем течении рек Сысолы и Локчима (рис. 96, А; 99). Возраст остатков древесины из старичного торфа, определенный радиоуглеродным методом, равен

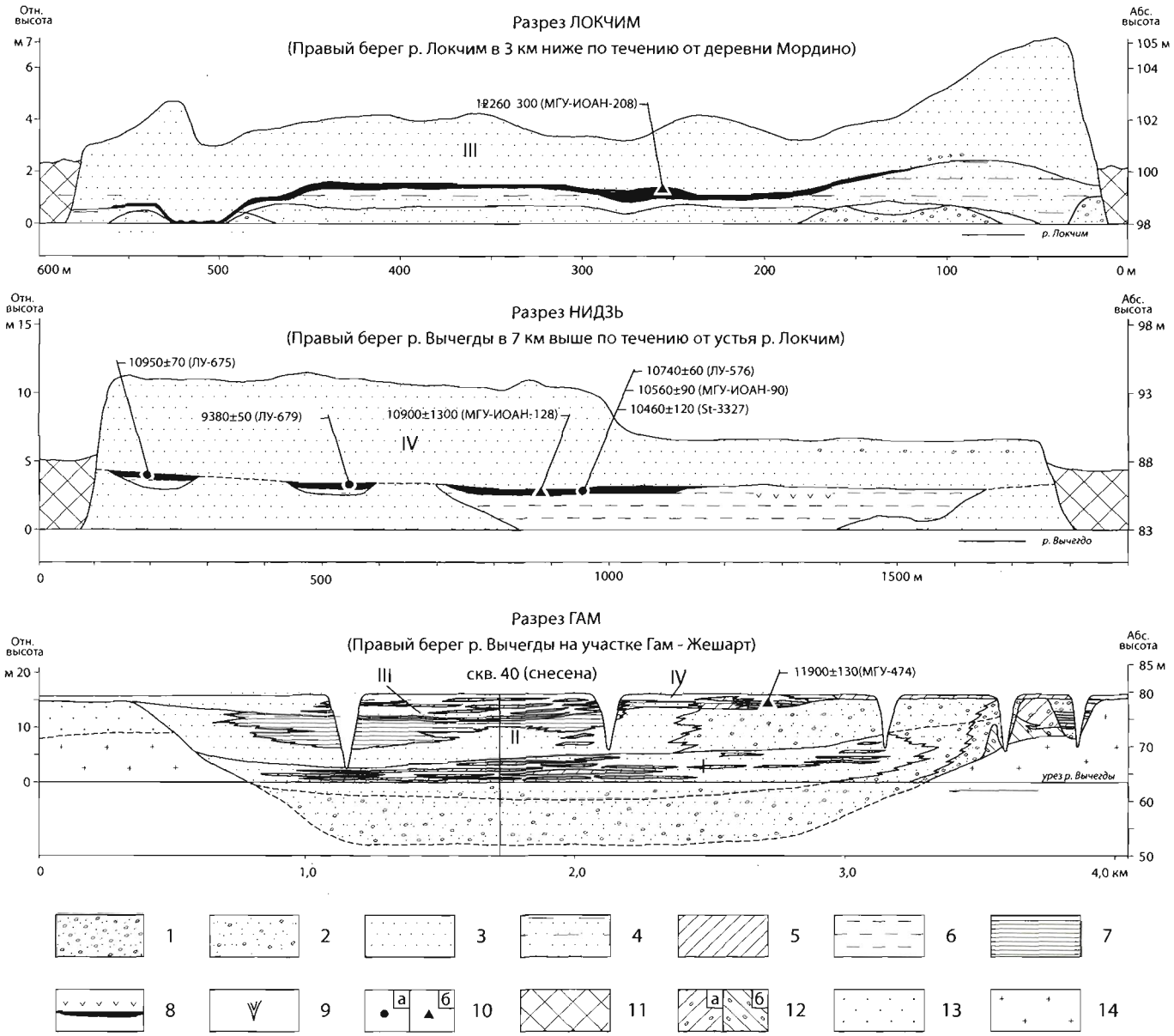


Рис. 99. Строение гамской террасы бассейна р.Вычегды

Условные обозначения: 1 — гравийно-галечный горизонт, заполнитель — песок, 2 — пески с гравием и галькой, 3 — пески, 4 — пески глинистые, 5 — суглинки, 6 — алевриты, 7 — глины, 8 — прослои и линзы торфа, 9 — псевдоморфозы по ледяным клиньям, 10 — места отбора проб на радиоуглеродный анализ: а- древесина, б- торф, 11 — отложения пойменной террасы (суглинки, торф старичной фации аллювия), 12 — суглинки валунные: а — второго, б — первого средненеоплейстоценового оледенения, 13 — юрские пески, 14 — триасовые глины, пески, песчаники, конгломераты.
Римскими цифрами (I–IV) указаны номера пачек озёрных отложений гамской террасы

соответственно 11220±60 л. н. (ЛУ-2050) и 12260±300 л. н. (МГУ — ИОАА-208). По торфу и древесине из старичного аллювия в среднем течении р. Сухоны получены близкие датировки: торф — 14140 ±60 л. н. (ЛУ-2053), древесина — 12860±100 л. н. (ЛУ-2130А) и 13280±60 л. н. (ЛУ-2130В). Эта серия радиоуглеродных дат укладывается в очень узкий хронологический диапазон, что дает основания для достаточно обоснованного и точного определения двух моментов. Первый: не позже 13,5–13,0 тыс. л. н. на месте Озъягского приледникового подпрудного долинного озера со стоком, обращенным в бассейн Каспия, уже существовала речная сеть, аналогичная современной. Второй: полученные даты указывают, что в период от 12,2 до 11,2 тыс. л. н. закончилось формирование аллювия нижней части гамской террасы, после чего реки, возродившиеся после спуска Озъягского озера, были вновь затоплены несколько менее глубоким Гамским бассейном. Но так как его максимальный уровень не превысил 100-110 м, сток в Каспий не возобно-

вился. Даты 12,2–11,2 тыс. л. н. определяют и максимальный возраст ледниково-озерных отложений, образующих поверхность гамской террасы в интервале наибольших абсолютных высот не только в концевых (кутовых) частях Гамского бассейна, но и по всей его акватории.

В долине среднего течения р. Вычегды недалеко от устья р. Локчим расположен разрез гамской террасы, по своему строению почти полностью аналогичный разрезам I типа: на аллювиальные старичные отложения, включающие линзы торфа, ложится пачка песчаных ледниково-озерных отложений мощностью 5–10 м. Разрез получил название «Нидзь» (рис. 96,А; 99). Его основное отличие от разрезов I типа в долинах притоков р. Вычегды заключается, во-первых, в более низком положении — абсолютные высоты поверхности ледниково-озерных отложений не превышают 90 м и, во-вторых, возраст погребенных под этой пачкой органических остатков — линз торфа и древесных веточек значительно более молодой. Тщательное радиоуглеродное датирование, проведенное в различных лабораториях по серии образцов торфа и древесины, отобранных в разные годы, дало практически идентичные результаты. Возраст древесины — 9380±50 л. н. (ЛУ-679), 10460±120 л. н. (St-3327), 10560±90 л. н. (МГУ-ИОАН-90), 10740±60 л. н. (ЛУ-576), 10950±70 л. н. (ЛУ-675); возраст торфа 10900±1300 л. н. (МГУ-ИОАН-128).

Значительно более низкое гипсометрическое положение кровли аллювия и поверхности ледниково-озерных отложений в разрезе «Нидзь» в сочетании со значительно более молодым возрастом погребенного аллювия делают невозможной корреляцию этого разреза с разрезами в долинах р. р. Локчима и Сысолы. Мы полагаем, что в разрезе «Нидзь» вскрывается пачка более молодых ледниково-озерных отложений, формирующая самые низкие участки поверхности гамской террасы и отделенная от основной части отложений Гамского бассейна этапом размыва, в течение которого произошел кратковременный и, вероятно, неполный спуск озера, сопровождавшийся накоплением датированного аллювия. Это предположение, высказанное авторами еще в 1974 г (Гросвальд, Лавров, Потапенко, 1974), позднее полностью подтвердилось при датировании торфа из разреза в долине нижнего течения р. Виледи (Арсланов, Левина и др., 1984). Возраст торфа из старичного аллювия, перекрытого ледниково-озерными отложениями в разрезе «Вилегодский», равен 10540±130 л. н. (ЛУ-1200), а абсолютные высоты кровли аллювия и поверхности ледниково-озерных отложений равны соответственно 69 и 74 м (рис. 96,Б; 99). Расположенные поблизости от разреза «Вилегодский» многочисленные обнажения высоких частей гамской террасы полностью подтверждают самостоятельность, автономность отложений разреза «Вилегодский», который коррелируется только с разрезом «Нидзь» (с учетом падения урезов рек, снижения кровли аллювия и поверхности кроющей его пачки ледниково-озерных отложений вследствие неполной компенсации эрозионного вреза).

II тип. Нижнее течение р. Вычегды и долин ее притоков Верхней Лупьи и Виледи (район, примыкающий к границе последнего оледенения).

По своей структуре разрезы приледниковых районов наиболее сложны, но одновременно и более информативны. К ним, в первую очередь, следует отнести разрез на правом берегу р. Вычегды у д. Гам. Он вполне может считаться типовым разрезом, по определению T.N. George (George, 1970), и именно этому разрезу обязана своим названием гамская терраса — последняя, самая молодая терраса из серии террас, оставленных подпрудными приледниковыми озерами на северо-востоке Русской равнины.

Принципиальную структуру и стратиграфическую позицию разреза «Гам» иллюстрируют рис. 99 и 96,Б. На аллювии нижней части террасы, вскрытом скв. 40 и представленном песками с гравием и галькой мощностью порядка 10–12 м, залегают три однотипных пачки отложений Гамского бассейна. Литология пачек отражает изменения его гидродинамического режима. Снизу вверх накопление горизонтально слоистых, с рябью волнения песков сменяется чередованием песчаных и алевритовых, затем алевритовых и глинистых осадков. Появляется отчетливая ритмичность наслоения, постепенно исчезает слоистость типа ряби волнения. Выше по разрезу пачек вновь появляются признаки обмеления бассейна. В прибрежных частях бассейна подобный тип разреза сменяется недифференцированной толщей гравийно-галечно-песчаных отложений, образовавшихся при размыве двух морен, а также песков и конгломератов нижнего триаса и песков средней юры (рис. 99).

Наибольшую информацию содержит средняя часть обнажения, где детально изучена ритмичность слоистости глинистых отложений и разделяющих их песков. Слоистость глин, особенно средней (второй снизу) пачки нередко весьма близка к ленточной. По крайней мере, ритмичное чередование тонких (0,1–2,0 см) слойков светлых тонкозернистых песков с еще более тонкими слойками темных глин позволило произвести ориентировочный подсчет годичных пар. Он показал, что для накопления глин второй пачки потребовалось от 500 до 700 лет.

Если тонкая структура пакетов глинистых отложений каждой из трех пачек отражает годичные колебания гидродинамики Гамского бассейна, то каждая из них в целом свидетельствует о гораздо более масштабных и длительных изменениях. Вероятно, пакеты песчаных отложений, которыми начинается и заканчивается каждая из трех пачек, отлагались в периоды кратковременного возобновления стока озерных вод на север, что может, в свою очередь, являться указанием на неустойчивость ледового барьера в депрессии Северодвинской ледниковой лопасти, сдерживавшего всю массу озерных вод Гамского бассейна. В дальнейшем мы еще остановимся на анализе этого вопроса при рассмотрении соотношений поверхности гамской террасы с реликтами ледникового рельефа в пределах депрессий обеих ледниковых лопастей юго-западной группы: Северодвинской и Важской.

Для тонких прослоев органики (торфа с веточками) в верхних слоях третьей ледниково-озерной пачки, формирующей основную часть поверхности гамской террасы, была получена радиоуглеродная дата — 11900±130 л. н. (МГУ-474).

Она подтверждает сделанный ранее вывод о самостоятельности, как аллювия, так и ледниково-озерных отложений в разрезах «Нидзь» и «Вилегодский», позволяя тем самым выделить во всей толще отложений гамской террасы в бассейне р. Вычегды четыре пачки (рис. 96). Три наиболее древние образуют единую серию. Третья пачка формирует поверхность террасы, начиная от 90 м до абсолютных высот береговой линии Гамского бассейна. Ее возраст — менее 11,2 тыс. л. н., но не более 10,9 тыс. л. н. Четвертая пачка ледниково-озерных отложений Гамского бассейна залегает на аллювии, возраст которого 10,5–10,9 тыс. л. н. Таким образом, Гамский бассейн был спущен, исчез после накопления III пачки, но вновь возник в меньших размерах и, по-видимому, на весьма короткое время, после 10,5 тыс. л. н.

Заканчивая рассмотрение разрезов II типа, характерных для гамской террасы в бассейне нижнего течения р. Вычегды, отметим, что фрагменты и полные разрезы, представленные чередованием песчаных и глинистых пачек наблюдаются в многочисленных обнажениях по долинам рек — притоков р. Вычегды, таких как р. р. Виледь, Верх. и Ниж. Лупья, Гижег, Вымь и др. Но этот тип разреза резко меняется при пересечении поверхностью гамской террасы границы последнего оледенения, чуть выше устья р. Вычегды, в той же зоне, где обрывается поверхность озъягской террасы.

III тип. Депрессии Северодвинской и Важской ледниковых лопастей.

Строение толщи отложений гамской террасы установлено при бурении серии поперечных профилей через долину р. Сев. Двины (Лавров В.Д. и др., 1976), дополненных разрезами береговых обнажений как по самой р. Сев. Двине и р. Ваге, так и по долинам их притоков. Весьма существенная роль в расшифровке строения гамской террасы в этом районе принадлежит тщательному геоморфологическому анализу, прежде всего, изучению мезо- и микрорельефа депрессий Северодвинской и Важской ледниковых лопастей.

Конкретные материалы бурения, в сводной, обобщенной форме приведенные на рис. 98, показывают, что морена последнего оледенения в южной части депрессии Северодвинской ледниковой лопасти залегает на озерно-болотных отложениях микулинского возраста (нас. пункты Красноборск и Канза, рис. 98). Мощность ее не превышает 5–10 м, но стабильно увеличивается в двух направлениях: к северу, к основанию Северодвинской ледниковой лопасти и к поясам краевых образований, где достигает нескольких десятков метров. В центральной, осевой части депрессии морена последнего ледникового покрова сильно, нередко полностью размыта, и поверхность депрессии образуют отложения гамской террасы. Мощность их в центре депрессии достигает 25–30 м, но разрез слабо дифференцирован по вертикали, не выявляя четких закономерностей строения толщи. В краевых частях депрессии толщина террасового покрова сильно уменьшается, постепенно сходя на нет. Во многих местах он просто отсутствует, и рельеф поверхности депрессии представлен формами ледникового и водно-ледникового генезиса. Сразу же следует обратить внимание на то, что на многих участках гипсометрическое положение свежего ледникового рельефа — камов, моренных холмов и краевых морен — не затронутого абразией и не снивелированного аккумуляцией отложений интрагляциальной части Гамского бассейна, оказывается более низким, чем поверхность окружающей их гамской террасы. Подобные, «обратные» соотношения высотного положения ледникового рельефа и бассейновых отложений уже неоднократно отмечались нами ранее. В данном случае, как и в предыдущих, они свидетельствуют о том, что Гамский бассейн исчез, был спущен, ранее, чем произошло полное стаивание массивов мертвого льда в депрессиях Северодвинской и Важской ледниковых лопастей. Прямые геоморфологические наблюдения, дополненные данными бурения В.Д. Лаврова (Лавров и др., 1976), убедительно доказывают этот тезис (рис. 98).

Из всех существующих в настоящее время работ, рельеф Северодвинско-Важской депрессии наиболее подробно изучен при проведении аэрофотогеологического картирования Р.Р. Атласовым, Н.Б. Левиной, В.Е. Останиным и др. В опубликованной ими по результатам полевых работ обстоятельной статье (Атласов и др., 1978) приводятся лаконичные, но в то же время прекрасные по своей точности и емкости описания подледных рытвин, ложбин стока, гляцигенных озер, камов, камовых массивов и террас, холмистого моренного рельефа и т.п. С детальностью, достойной подражания и у других авторов нигде более не встречающейся, последовательно описываются конкретные формы, их сочетания, наибольшие абсолютные высоты, контакты с фрагментами террасы интрагляциальной части Гамского бассейна, литология и плановые размеры форм.

Более того, авторы впервые для данного района высказывают прогрессивное понимание генезиса Северодвинско-Важской депрессии — обширной плоской равнины, обрамленной крутыми прямолинейными уступами. Образование этой впадины они связывают с гляциоизостатическим опусканием по долгоживущим разломам. В принятии такой точки зрения мы видим авторитетную поддержку выдвинутой нами гипотезы о дифференцированных разнонаправленных движениях блоков литосферы при компенсации регионального гляциоизостатического прогиба территории в конце ледниковой эпохи — последнего оледенения (Лавров, 1976; Геологическая..., 1999 и др.).

К сожалению, и этой анализируемой здесь работе присущ широко распространенный недостаток. Он заключается в отсутствии, практически полном, глубокого морфогенетического анализа пространственных соотношений мезо- и микроформ ледникового и водно-ледникового рельефа.

Другими словами, используя элементы существующих классификаций ледникового рельефа, авторы описывают его состояние. Но при изобилии форм, их количестве и разнообразии мы видим лишь попытку связать их образование с эволюцией ледникового массива, со спецификой процесса дегляциации в Северодвинско-Важской депрессии. Авторы оставляют неразрешенной даже частную проблему: реконструкцию условий сохранения гляцигенных рытвин от заполнения их отложениями Гамского бассейна. Имеются в виду отложения гамской террасы, взаимосвязанные фрагменты которой пронизывают весь комплекс ледникового рельефа, разъединяя как отдельные формы, так и их группы, не заполняя при этом отрицательных форм и не погребая положительных, расположенных ниже уровня Гамского бассейна. Р.Р. Атласов с соавторами ошибочно считают, что радиальные подледные рытвины, заканчивающиеся на дистальном конце флювиогляциальными дельтами, фиксируют положение края активного, а не в лучшем случае пассивного, но чаще всего мертвого льда. Изучение анализируемой работы показывает, что образование практически всех форм связывается авторами с активным ледником. Эта точка зрения приводит их к тому, что в одну шеренгу вдоль линии предполагаемой границы оледенения выстраиваются камы, озы, мелкие моренные холмы и гряды, крупные холмистые массивы, морены Де-Геера и т.п., повторяя представления В.П. Романовой (Палеогеография Европы..., 1973; Структура и динамика..., 1977), не отражающие ни существа гляциогидродинамической обстановки, ни специфики морфогенеза периода деградационного процесса в этом регионе.

Немногочисленные слабо выраженные плоские линейные мезоформы на поверхности депрессии, в плане имеющие вид слегка изогнутых прерывистых дуг относительной высотой не более 3–5 м, сложенных преимущественно песками, ни в коей мере не могут рассматриваться в качестве краевых морен, фиксирующих положение края ледникового покрова в максимум его распространения. Эти линейные формы по своим масштабам и морфологии несравненно меньше и невыразительнее гряд Сальпаусселькя, как известно, отражающих кратковременные остановки отступания края ледника в пору далеко зашедшего процесса дегляциации. Проводить по ним границу оледенения ошибочно, так как к югу от этих дуг известны разрезы микулинских отложений, перекрытых мореной (Красноборск, Канза), а поверхность озъягской террасы — отложений приледникового подпрудного бассейна с обращенным в Каспий стоком — не примыкает к ним. Более того, она отсутствует в депрессии Северодвинской ледниковой лопасти и появляется только в нижнем течении р. Вычегды.

По нашему мнению, весь комплекс ледниковых и водно-ледниковых мезо- и микроформ в пределах Северодвинско-Важской депрессии свидетельствует лишь о медленном и спокойном стаивании огромного поля мертвого льда, залегавшего в депрессии двух крупных ледниковых лопастей, в окружении громадных скоплений мореносодержащего льда лопастных краевых поясов. Здесь создавались все условия для затрудненного стока талых ледниковых вод, которые усугублялись давлением огромных водных масс подпрудных приледниковых бассейнов: сначала Озъягского, а затем и Гамского. Толща мертвого льда буквально растворялась в озерных водах, трансгрессировавших в глубь распадавшегося ледника. Между все более и более обособлявшимися и уменьшавшимися в размерах остатками ледникового покрова шло накопление гляциально-озерных отложений Гамского бассейна. Таким образом, Гамский бассейн в долинах р. Вычегды и ее притоков являвшийся приледниковым, в депрессии Северодвинской и Важской ледниковых лопастей был интрагляциальным, внутриледниковым в самом буквальном смысле этого слова.

В районе впадения р. Ваги в р. Сев. Двину, широчайшая поверхность гамской террасы с «плавающими» в ней многочисленными формами, оставленными мертвым льдом, суживается до 25–40 км и прослеживается еще примерно на 100-120 км вниз по течению р. Сев. Двины, где резко заканчивается, упираясь в обширный массив ледникового рельефа. Он образует мощный барьер, отделяющий гамскую террасу от впадины Белого моря. При рассмотрении рельефа депрессий Пинежской и Северодвинской ледниковых лопастей мы отмечали, что русло современной р. Сев. Двины здесь, в нижнем течении, прорезает массив ледникового рельефа, практически не образуя террас, что свидетельствует об очень молодом возрасте реки. В этом районе давно известны и многократно изучались интереснейшие обнажения в устье руч. Гостинный, на правом берегу р. Сев. Двины, напротив устья р. Сии, в 1,0 и в 4,0 км ниже пристани «Челмохта». Наиболее полные сведения по этим разрезам приведены в работе Э.И. Девятовой (1982, стр. 62–71) и Н.Б. Левиной и В.Е. Останиным (Арсланов, Левина и др., 1984).

В этих разрезах, которые мы далее объединяем под названием «Челмохта», на диамиктонах (основной морене), перекрытых морскими бореальными отложениями, залегает многослойная толща, представленная супесчано-суглинистыми отложениями, плохо отсортированными, с гравием, галькой и валунами общей мощностью до 8,0 м. Она разделена двумя прослоями слоистых глин и суглинков на три части. Верхний слой глин содержит тонкие прослойки органических остатков. В нем непосредственно под подошвой рельефообразующего слоя красно-бурых моренных суглинков была обнаружена вертикально залегавшая глыба торфа. Второй слой суглинков и глин, отделенный от первого прослоем валунного суглинка, включает две линзы хорошо сохранившейся органики (водные растения, стебли, веточки, ствол дерева с корневищем и прослой автохтонного торфа). Нижний, третий слой валунного суглинка залегает непосредственно на морских бореальных отложениях.

Рельеф окружающей местности представлен контрастными моренными холмами, реже озами, ложбинами стока талых вод, камами и т.п. Весь комплекс рельефооб-

разующих отложений срезает верхнюю часть морских отложений и характеризуется «столь же выразительными текстурами, присущими материковому оледенению, какие были установлены в райбольском разрезе» в долине р. Ваги (цитировано по Э.И. Девятовой, 1982, стр. 71). Ледниковый генезис отложений, перекрывающих морские в разрезе «Райбола», никем не подвергался сомнению, включая работу исследователей-неогляциалистов IV этапа изучения территории северо-востока Русской равнины (Larsen et al., 1999). Того же мнения о генезисе рельефообразующей толщи разреза «Челмохта» придерживаются Н.Б. Левина и В.Е. Останин (Арсланов, Левина и др., 1984).

В связи с этим представляют определенный интерес результаты радиоуглеродного датирования межморенных отложений, проведенного Н.Б. Левиной и В.Е. Останиным (Арсланов, Левина и др., 1984). В двух рядом расположенных обнажениях («Гостинный-I и «Гостинный-II) из-под толщи верхней красно-бурой, рельефообразующей морены мощностью 2,5 м были извлечены четыре образца. Первый — из разреза «Гостинный-I», — глыба торфа, вертикально залегавшего в прослое темно-серых глин. Остальные три обнаружены в разрезе «Гостинный-II». Второй образец — ствол дерева с корневищем диаметром 8 см, хорошей сохранности, горизонтально залегавший в подморенных темно-серых слоистых суглинках мощностью 1,5 м в 20 см ниже подошвы морены. Третий образец был отобран из слоя автохтонного торфа без минеральных включений, залегающего в том же прослое суглинка, но на глубине 1,0–1,1 м от подошвы морены, а четвертый — обломки древесины — располагались в суглинке на 0,2 м ниже прослоя автохтонного торфа.

В обоих разрезах ниже слоев с растительными остатками вновь вскрывались моренные суглинки мощностью 1,9 м, которые Э.И. Девятова считает отложениями ранневаддайской беломорской трансгрессии. Именно эта толща ложится с несогласием (по экзарационному контакту?) на морские бореальные отложения, микулинский возраст которых ни у кого не вызывает сомнений.

Результаты радиоуглеродного датирования: первый образец — торф — 10240±80 л. н. (ЛУ-1052А); второй — ствол дерева диаметром 8 см — 9780±70 л. н. (ЛУ-1259); третий — торф, аналогичный торфу первого образца — 10160±60 л. н. (ЛУ-1260); четвертый — обломки древесины — 10020±170 л. н. (ЛУ-1261). Обращает на себя внимание идеальная сходимость датировок по торфам и по древесине.

Реакция на эти даты Э.И. Девятовой нам не известна. Но Э.Ларсен с соавторами (Larsen et al., 1999), которым уже были известны результаты датирования органики из разреза «Челмохта», высказались по этому поводу вполне традиционно. Как и в случае с датировками сёрджа «Мархида», было сочтено, что верхняя толща диамиктонов разреза «Челмохта» — это морена сплывания. Никакой аргументации, подтверждающей справедливость такого вывода, не приводится. Отметим, кстати, что в отношении ледникового генезиса диамиктонов в разрезе «Райбола» Э.Ларсен с соавторами полностью согласны с мнением Э.И. Девятовой (1972), но здесь, в разрезе «Челмохта», ее точка зрения без каких-либо объяснений игнорируется.

Полагаем, что единственная причина этого — несоответствие полученного результата общепринятым, устоявшимся представлениям. Но именно такого рода факты, не укладывающиеся в общепринятые догмы, должны вызывать особенно пристальное внимание и особое отношение, так как за ними может скрываться нечто новое, ранее неизвестное и, возможно, даже не предполагавшееся. Результаты изучения разреза «Челмохта» являются как раз таким фактом, который, появившись, преобразовал серию ранее полученных, столь же неожиданных и нестандартных фактов в единую стройную систему, суть которой будет изложена ниже.

По данным спорово-пыльцевого анализа, формирование аллювия и отложений первой (нижней) озерной пачки гамской террасы происходило в умеренных климатических условиях, близких к современным. Для спорово-пыльцевых диаграмм характерны лесные спектры. В составе пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (40–60%), на долю пыльцы ели приходится около 30%, сосны — 20%. Постоянную примесь к основным лесообразующим породам составляют *Alnus glutinosa* (1–4%), *Alnus incana* (1–2%), *Corylus* (1–2%), *Betula humilis* (5–10%), *Betula nana* (5–10%). В группе трав доминируют злаки, подчиненное положение занимают полыни, маревые, разнотравье, вересковые.

Накопление второй пачки ледниково-озерных отложений происходило в период резкого уменьшения облесенности территории и абсолютного господства трав (40–70%). Основной лесообразующей породой являлась береза (>40%). Количество пыльцы ели и сосны в среднем составляет (10–20%). Широкое развитие получает карликовая березка. Обширные открытые пространства занимали степные полынно-маревые группировки и низинные травянисто-зеленомошные болота с тундровыми и лесотундровыми видами *Selaginella selaginoides, Lycopodium pungens, Anthoceros* sp., говорящими о перигляциальном облике растительности.

Формирование нижней части третьей пачки отложений Гамского бассейна приходится на фазу развития березовых лесов с большим количеством карликовой березки (до 30%) и элементами перигляциальной флоры *Artemisia, Chenopodiaceae, Anthoceros* sp. Фаза березовых лесов сменилась фазой ели с незначительной примесью ольхи, дуба и орешника. Конечный этап формирования осадков третьей пачки характеризуется развитием березовых лесов.

Для нижней части отложений четвертой пачки характерны спорово-пыльцевые спектры лесного типа. В общем составе на долю древесных пород приходится 40–70%, травы и споры занимают подчиненное положение (4–40%). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (до 94%), примесь хвойных пород невелика (ели 3–20%, сосны 2–7%). Верхняя часть отложений четвертой пачки

палинологической характеристики не имеет. Однако наличие эпигенетичных псевдоморфоз по ледяным клиньям в верхней части отложений третьей озерной пачки, перекрытой маломощным чехлом песков четвертой пачки, позволяет предполагать, что заключительный этап формирования осадков четвертой озерной пачки характеризуется весьма суровыми климатическими условиями.

Можно полагать, учитывая данные радиоуглеродного датирования, что время существования Гамского бассейна началось в позднеледниковое и закончилось в послеледниковое время последнего оледенения.

11.2. Интрагляциальные и озерно-морские террасы

11.2.1. Нижнепечорская интрагляциальная терраса

Основная часть рельефа депрессий Кожвинской, Лыжской, Лайско-Ижемской и Печорской ледниковых лопастей представляет собой поверхность, сложенную осадками Нижнепечорского интрагляциального бассейна — нижнепечорскую интрагляциальную террасу. Краевые пояса рассекают террасу Нижнепечорского интрагляциального бассейна на серию разновеликих фрагментов, но это не влияет на абсолютные высоты ее тыловых швов. Аналогичные высоты террасы отмечены и в долине крупнейшего притока р. Печоры р. Усы, где поверхность нижнепечорской террасы прослежена почти до предгорий Приполярного Урала. Абсолютные высоты тыловых швов террасы устойчиво, на всем ее протяжении вплоть до маргинального пояса Малоземельской ледниковой лопасти, удерживаются в интервале 80–90 м, изредка повышаясь до 100 м и снижаясь до 70 м. Это обстоятельство со всей очевидностью показывает гидродинамическое единство фрагментов Нижнепечорского интрагляциального бассейна, разделенных маргинальными поясами ледниковых лопастей.

Иная картина вырисовывается при анализе морфологии террасовой поверхности, которая обычно изменяется при переходе через краевые пояса. Детали мезо- и микроформ были рассмотрены выше при анализе краевого ледникового рельефа периода деградации последнего оледенения. Здесь же следует подчеркнуть некоторые закономерности, имеющие значение для более точного раскрытия конкретных условий существования Нижнепечорского интрагляциального бассейна. Для фрагментов нижнепечорской интрагляциальной террасы, образованных в южной части бассейна, в зоне контакта ее с северным окончанием войской террасы, характерна в целом ровная, плоская субгоризонтальная поверхность, местами отчетливо подразделяющаяся на два подуровня с абсолютными высотами 80–90 и 50–60 м. Нередко, они отделены друг от друга довольно четким уступом.

По мере продвижения вниз по течению современной р. Печоры микрорельеф нижнепечорской интрагляциальной террасы усложняется. В депрессии Лайско-Ижемской ледниковой лопасти ее единая, ровная поверхность начинает распадаться на группы наледниковых лимнокамов. Последние в свою очередь постепенно разрежаются, число лимнокамов снижается, также как и их высота с 80 до 45–50 м. Одновременно в депрессии той же ледниковой лопасти в районе междуречья р. Печоры и нижнего течения р. Ижмы наблюдаются обширные участки ровной, заболоченной поверхности интрагляциальной террасы с классическими береговыми валами в ее тыловой части (рис. 58), вытянувшимися вдоль подножья берегового уступа исчезнувшего Нижнепечорского интрагляциального бассейна.

В депрессии Печорской ледниковой лопасти, в ее восточной, правобережной части нижнепечорская интрагляциальная терраса представляет собой сочетание заболоченной поверхности, полого наклоненной к оси депрессии, на которую насажены сотни наледниковых лимнокамов, образующих несколько огромных полей. Абсолютные высоты лимнокамов в отдельно взятых полях неизменяются, но в целом образуют три четко выраженных уровня. Рельеф этой части нижнепечорской террасы подробно рассмотрен при характеристике морфологических особенностей Печорской ледниковой лопасти.

Небольшой фрагмент нижнечорской интрагляциальной террасы без хорошо выражанного тылового шва прислонен непосредственно к проксимальному склону краевых морен Малоземельской ледниковой лопасти. От разреза «Вастьянский Конь-2» она вытянута к северо-востоку параллельно общему направлению приустьевой части р. Печоры. Терраса имеет вид довольно широкой, постепенно суживающейся полосы, своей тыловой частью прислоненной непосредственно к массиву свежего мелкохолмистого моренного рельефа (абс. высоты 30–60 м, реже 95 м), осложненного характерными ледниковыми озерами с причудливо изрезанной береговой линией и нередко с многочисленными небольшими островами. Тыловой шов террасы достаточно четкий, смена рельефа не растянута, но береговые линии отсутствуют.

Абсолютные высоты поверхности нижнепечорской интрагляциальной террасы на этом участке не превышают 30 м, а морфология ее заметно отличается от морфологии фрагментов, расположенных южнее. Исчезают обширные плоские заболоченные участки. Специфический рельеф наледниковых лимнокамов трансформируется в плоскобугристый. Относительная высота бугров над разделяющими их понижениями невелика — 3–5 м. К тыловому шву она увеличивается до 10 м.

Благодаря почти полному отсутствию древесной растительности здесь широко развито эоловое преобразование первичной поверхности. Многие возвышенные участки — бугры и их группы, перевеяны полностью. Процессы развевания песков происходят обычно путем образования об-

ширной котловины выдувания глубиной 3–6 м, диаметром до 100 м и более, с крутыми, нередко почти отвесными склонами. Песок, выдутый завихрениями воздуха из котловин, оседает в непосредственной близости, окаймляя котловины дюнообразными формами, высота которых достигает 5–8 м (рис. 100).

В целом холмистая поверхность нижнепечорской интрагляциальной террасы района г. Нарьян-Мара очень близка по характеру к лимнокамовой террасе правобережной, восточной части Печорской ледниковой лопасти. Она отличается лишь заметной уплощенностью повышений, нечеткостью, а иногда и отсутствием их ориентировки. Но в целом сходство все же легко просматривается: холмы, большей частью удлиненные (длина 1,5–2,0 км, ширина 0,5–0,8 км), ориентированы с северо-запада на юго-восток перпендикулярно общему направлению долины р. Печоры и аналогично ориентировке наледниковых лимнокамов в депрессии Печорской ледниковой лопасти. Так же ориентированы понижения, разделяющие холмы, и многочисленные мелкие водотоки, пересекающие террасу и большей частью дренирующие не только ее тыловую часть, где располагается множество озер, но и ледниковые озера контрастного холмистого моренного рельефа, к массиву которого прислонена интрагляциальная терраса.

По мере приближения к тыловой части более молодой, окуневской террасы абсолютные высоты нижнепечорской интрагляциальной террасы постепенно снижаются до 20 м. Уступ практически отсутствует, замаскированный эоловыми микроформами: дюнами, котловинами выдувания, но переход к окуневской террасе выражен обычно достаточно четко по изменению особенностей морфологии поверхности.

Стабилизация уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна на абсолютной высоте 80–100 м и отсутствие реверсирования стока озерных вод как в южном направлении (вверх по долине р. Печоры, в сторону Печоро-Вычегодско-Камского водораздела), так и на запад, через понижение между Северным и Средним Тиманом в верховьях р. Цильмы, где развит впервые обнаруженный и изученный авторами (Арсланов, Лавров и др., 1981; Государственная..., 1985) экзарационный рельеф изборожденных поверхностей (по терминологии р. Флинта, 1963), изображенный на рис. 29, 101, все эти факты буквально вынуждают нас высказать предположение о связи Нижнепечорского интрагляциального бассейна с уровнем возрождающегося после оледенения Баренцева моря (Арсланов, Лавров и др., 1987; Лавров, Потапенко, 1989). Как показали наши исследования (Арсланов, Лавров и др., 1987), на его побережье широким развитием пользуется терраса, имеющая аналогичные абсолютные высоты тыловых швов (80–90 м). В морфологии поверхности этой террасы, так же как и нижнепечорской интрагляциальной террасы, отчетливо запечатлены многочисленные детали, свидетельствующие о контакте сформировавшего эту террасу бассейна с остаточными массивами Баренцевоморско-Новоземельско-



Рис. 100. Песчаные дюны на поверхности *нижнепечорской террасы*

Карского ледникового покрова. Мы назвали ее террасой ледниковых контактов (эпигенетической террасой).

Принимая во внимание идентичные условия формирования эпигенетической террасы побережья Баренцева моря и нижнепечорской интрагляциальной террасы, северное окончание которой выходит непосредственно к морю в районе устья р. Печоры (у г. Нарьян-Мара), вполне логичной представляется корреляция обеих террас, времени и условий их образования. В случае справедливости такой синхронизации, Нижнепечорский интрагляциальный бассейн следует рассматривать, как эстуарий позднеледникового Баренцева моря, проникавший (с севера на юг) на многие сотни километров в массив деградирующего ледника (интрагляциальный эстуарий). По-видимому, его образование было результатом интенсивно протекавшего процесса рассекающей дегляциации, начавшейся 14,5–14,0 тыс. лет назад (Евзеров, 2002 и др.).

11.2.2. Терраса ледниковых контактов (эпигенетическая терраса)

Терраса распространена вдоль всего юго-восточного побережья Баренцева моря, но не сплошной полосой, а в виде крупных фрагментов, вдающихся в массивы ледникового рельефа. Уверенно выделяются следующие фрагменты террасы ледниковых контактов: чёшский, вытянутый вдоль восточного побережья одноименной губы Баренцева моря, святоносский, сенгейский и колоколков на северной окраине Малоземельской тундры. Два фрагмента — северный и нерутинский прилегают с юга к современной Болванской губе, урерьяхский располагается в районе слияния р. Черной с ее притоком Урерьяхой и самый восточный фрагмент — хайпудырский — занимает понижение между Хайпудырской губой и хр. Пай-Хой.

Своими уступами многие фрагменты обращены к современному Баренцеву морю, образуя его берег. Но нередко уступы террасы отделены от моря полого-холмистым



Рис. 101. Тиман, верховья р. Цильмы

Поверхность девонских отложений, изборожденная ледником (справа). Краевые морены и холмистый моренный рельеф Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти (слева). Аэрофотоизображение

моренным рельефом, абсолютные высоты которого ниже высот поверхности террасы. Такие соотношения неопровержимо свидетельствуют о непосредственном контакте водного бассейна, осадками которого сложена терраса, с массивами деградирующего ледника, впоследствии исчезнувшими, но какое-то, пусть весьма непродолжительное время определявшими и контролировавшими уровень контактировавших с ними фрагментов единого водного бассейна, бронируя значительные участки ледникового ложа, препятствуя накоплению террасовых отложений.

Примерами могут служить фрагмент эпигенетической террасы, прилегающий с востока к Нарьян-Марской двойной дуге маргинальных камов, а также урерьяхский фрагмент террасы в низовьях р. Черной (в Большеземельской тундре), отделенный от побережья Баренцева моря ледниковым рельефом, образующим южный берег Паханческой губы. Менее выразителен, но очень показателен нерутинский фрагмент террасы у юго-восточного берега Болванской губы. Здесь четкий, прямолинейный уступ эпигенетической террасы высотой более 10 м обращен к северо-западу, а к его подножью примыкает обширный участок ледникового полого-холмистого рельефа. Его абсолютные высоты не превышают 20–30 м, в то время как высота бровки уступа граничащей с ним эпигенетической террасы не снижается менее чем до 36 м. К этому нужно добавить, что вдоль уступа отсутствуют всякие следы, как абразионных процессов, так и прибрежной аккумуляции осадков, что является характерными признаками ледникового контакта.

Хайпудырский фрагмент ограничен с запада Хайпудырской губой, с юга — проксимальным уступом Вашуткинского плато, с востока — хр. Пай-Хой. Северный его край образует берег Баренцева моря. В плане этот фрагмент террасы представляет почти правильный прямоугольник. Поверхность, сильно заболоченная, покрытая сотнями термокарстовых озер, достаточно четко подразделяется на два уровня. Низкий — с абсолютными высотами 25–40 м образует основу, среди которой располагаются столь же плоские, повышенные участки площадью от 20–25 до 50–70 км^2 с абсолютными высотами 65–70 м. В плане они имеют неправильные изометричные очертания и изолированы друг от друга. Их четкие склоны по морфологии и плавно изогнутым округлым контурам очень похожи на уступы леднико-

вого контакта. Высокие участки сложены песками, гораздо менее заболочены и имеют несомненное сходство с проталинными лимнокамами, особенно с лимнокамами группы Дыаесь-Мылык в южной части Янейской возвышенности.

Помимо эпигенетичности, объединение разрозненных фрагментов в единую террасу обосновано почти полным равенством абсолютных высот тыловых частей их поверхности, нигде не превышающих 100 м. Это дает основание предполагать существование гидродинамической связи локальных водных бассейнов, возникновению которой уже не могли препятствовать массивы мертвого льда, заполнявшие южную часть Баренцева шельфа, превращавшегося в современное море. Возраст эпигенетической террасы — позднеледниковый — установлен условно, исходя из ее соотношения с другими формами рельефа.

Эпигенетическая терраса практически повсеместно сложена песчаными отложениями. Обычно пески отличаются высокой сортировкой, мелкой зернистостью, горизонтальной слоистостью. Мощность их, в среднем составляя 3–4 м, достигает 10 м и более. На незаболоченных участках поверхности пески легко поддаются перевеванию.

11.2.3. Окуневская терраса

Гипсометрически ниже, а стратиграфически выше нижнепечорской интрагляциальной террасы располагается терраса, два разреза которой получили серии радиоуглеродных датировок и обеспечены результатами детальных палинологических исследований, проведенных Л.Д. Никифоровой. По местоположению основного разреза у д. Окунево терраса названа нами окуневской.

Первые сведения об этой террасе, опубликованные еще в 1975 г. (Арсланов, Лавров и др., 1975), были получены при изучении разреза у д. Денисовка на правом берегу широтного колена р. Печоры. В нем аллювиальные отложения, прорезающие морену поздневалдайского оледенения и рассеченные морозобойными клиньями, ложатся на аллювий «печорской» свиты. В основании террасовых отложений залегает базальный гравийно-галечный горизонт (1 м), выше — пески русловой фации (1,2 м). Заканчивается разрез пачкой суглинистых иловатых темно-серых старичных отложений (около 1 м), содержащих два прослоя торфа, разделенных слоем суглинка мощностью 0,3 м. По двум образцам из прослоев торфа были получены радиоуглеродные датировки. Верхний слой: 10920±200 л. н. (ЛУ-364А) и 12260±180 л. н. (ЛУ-364В). Нижний слой торфа датирован 12360±170 л. н. (ЛУ-390).

Это были первые точные геохронологические сведения о времени разрушения ледниковой плотины на севере Печорской низменности и о начале возрождения послеледниковой (современной) речной сети.

В разрезе «Денисовка» аллювий перекрыт песками — тонкозернистыми, неслоистыми, мощностью 4,5 м. Они были сочтены тогда, в 1975 г, отложениями озерного бассейна, образовавшегося в долине р. Печоры в результате восстановления ледникового подпруживания где-то на севере. Однако, последующее, более детальное изучение разреза по его простиранию заставило нас усомниться в правильности сделанного вывода и считать эту песчаную толщу результатом обваловки речного русла. Появление обваловки речного русла, если и не связано с затоплением речной долины, то все-таки является результатом значительного повышения базиса эрозии, то есть с затоплением участка долины, расположенного ниже по течению. Подобная корректировка первоначальной точки зрения, переинтерпретация разреза «Денисовка», вскоре была подтверждена результатами проводившегося в течение ряда лет изучения другого разреза, расположенного так же на правом берегу р. Печоры у д. Окунево.

Разрез «Окунево» характеризует строение обширной террасы, развитой по правобережью р. Печоры в пределах депрессии Печорской ледниковой лопасти. Поверхность террасы в районе д. Окунево горизонтальная, сильно заболоченная. Тыловой шов проходит по подножью уступа нижнепечорской интрагляциальной, на этом участке морфологически лимнокамовой, террасы. Среди практически ровной поверхности окуневской террасы с абсолютными высотами 15–20 м отмечены немногочисленные, очень пологие, сухие повышения относительной высотой 3–5 м. На одном из таких плоских бугорков стоит деревня Окунево и пробурена скв. 3-К (Символокова и др., 1985), которая дополняет естественный береговой разрез (рис. 102). В левой части разреза на поверхности основной морены поздневалдайского (по данным петрографического анализа) оледенения с небольшим, но ощутимым размывом залегает песчаная толща, перекрытая второй толщей песков, образующей поверхность террасы.

1 толща. Пески светло-желтые, горизонтально слоистые, мелко- среднезернистые, в подошве с крупнообломочным материалом из подстилающей морены (0,3–0,5 м). Выше залегают пески желто-серые, ожелезненные до ржаво-черного. Мощность — 3,0 м. Вверх по разрезу они переходят в пески светло-серые, прослоями мелкозернистые (1,5 м).

Вся толща рассечена псевдоморфозами по ледяным клиньям. На ровной, слабо понижающейся вниз по течению кровле песков залегает тонкий (0,1–0,3 м), но хорошо выдержанный (на протяжении более 1 км) горизонт оторфованных серых алевритов, супесей, ила или столь же тонкий слой рыхлого торфа. Вся толща в целом постепенно погружается под урез р. Печоры (рис. 102).

2 толща. Образует поверхность террасы. Представлена песками светло-серыми, мелко- тонкозернистыми, с горизонтальной или наклонной слоистостью. Мощность — 3–5 м.

Толща 1 отнесена нами к аллювиальным отложениям как по литологическим признакам, так и по условиям залегания. Мощность окуневского аллювия практически равна мощности аллювия в разрезе «Денисовка». В обоих случаях она меньше мощности аллювия современной

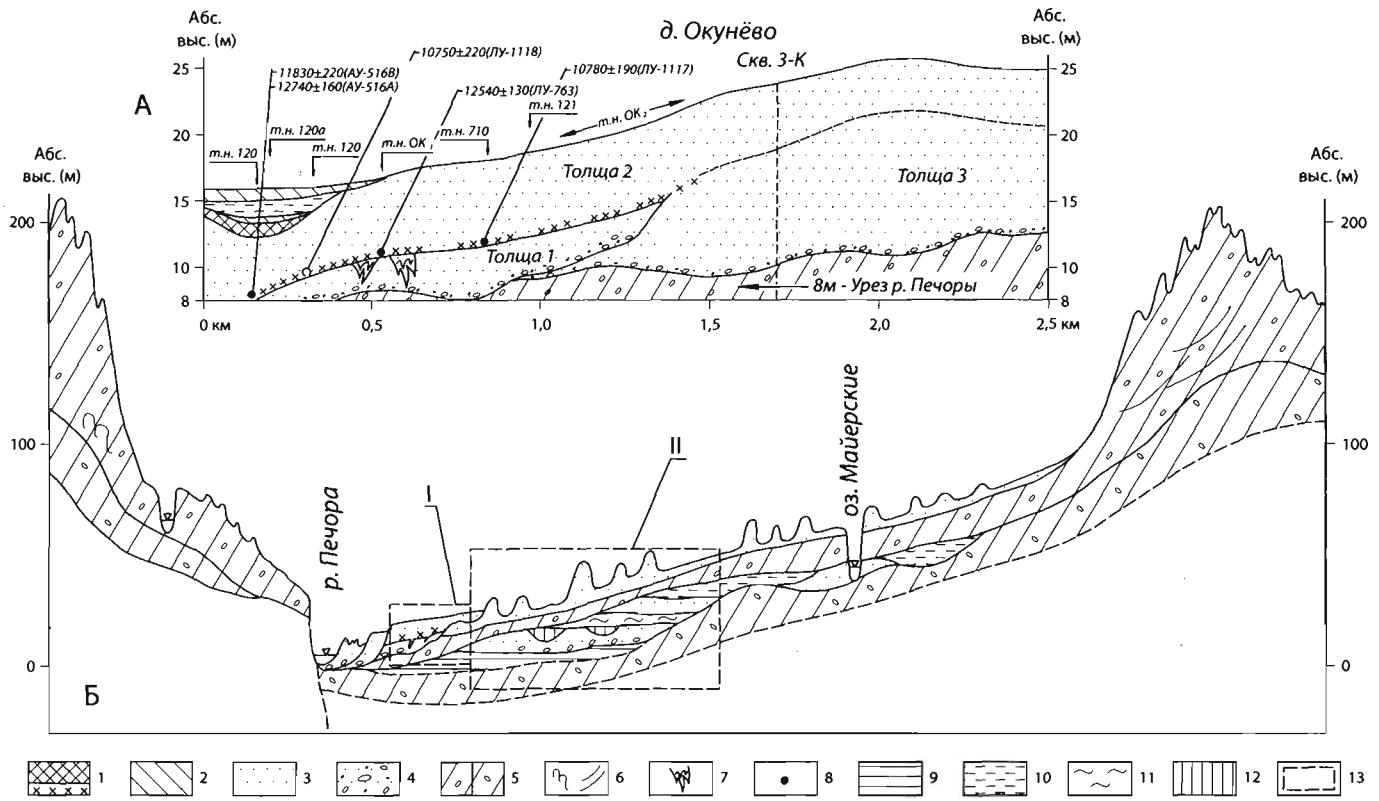
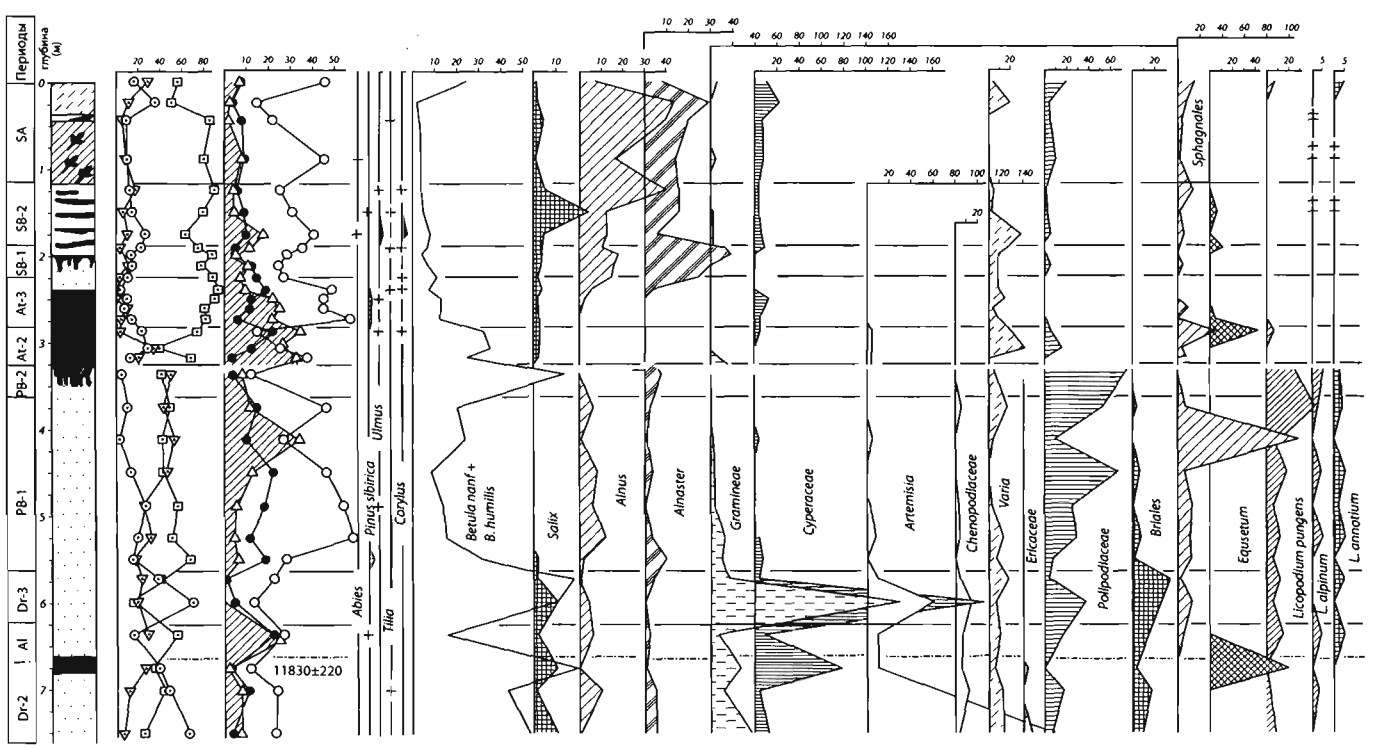


Рис. 102. Разрез «Окунёво» — А; Геолого-геоморфологическая схема — Б

Условные обозначения: 1 — торф с остатками древесины; 2 — суглинки; 3 — пески; 4 — пески с гравием, галькой, валунами; 5 — основные морены; 6 — дислокации в толще краевых морен; 7 — морозобойные клинья; 8 — места отбора проб; 9 — глины; 10 — супеси, алевриты; 11 — суглинки, супеси, алевриты; 12 — иловатые суглинки, алевриты оторфованные; 13 — ориентировочное местоположение разрезов: I — Окунёво, II — Шапкина-1,2,3



Составила Л. Д. Никифорова

Рис. 103. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза «Окунёво»

р. Печоры или ее крупных притоков. Кроме того, в разрезах отсутствует типовой для равнинной реки набор фаций. Русловая, как и старичная, выражены плохо, а маломощная пойменная отмечена только в разрезе «Денисовка». Все это позволяет говорить об отсутствии как хорошо выработанного речного русла, так и о незарегулированности поверхностного стока. Повсеместно встречаемые следы мерзлотных процессов — псевдоморфозы по мощным ледяным клиньям, пробивающим отложения всей русловой фации, — указывают на неблагоприятные климатические условия, что подтверждено и результатами палинологического анализа (рис. 103). Все эти детали характерны для периода деградации оледенения и начала возрождения эрозионной сети. Органогенно-минеральный прерывистый слой в кровле аллювия, по-видимому, представляет собой недоразвитый почвенно-болотистый горизонт, растительные остатки из которого были подвергнуты радиоуглеродному анализу. Возраст древесных веточек, содержащихся в торфе, практически аналогичен датам разреза «Денисовка» — 11830±220 л. н. (ЛУ-516В); 12740±160 л. н. (ЛУ-516А); 12540±130 л. н. (ЛУ-763). Возраст самого торфа несколько меньше: 10750±220 л. н. (ЛУ-1118) и 10780±190 л. н. (ЛУ-1117).

Толща 2 разреза «Окунево» — интерпретируется как отложения водного бассейна озерного типа. Пески этой толщи прослеживаются на всем протяжении берегового обнажения и вглубь по поверхности террасы, на которой не отмечено никаких признаков обваловки речного русла.

Таким образом, в разрезе «Окунево» фиксируется этап затопления речной долины (пра-Печоры) до отметок порядка 25 м. Начало затопления долины с известной точностью устанавливается радиоуглеродным датированием некоего подобия почвенно-болотистого горизонта на поверхности аллювиальных отложений: 12,7–10,8 т. л. н. Эти сведения в данном случае могут быть дополнены результатами палинологического анализа линзы озерно-болотных отложений (левая часть разреза), вложенных в пологое, но весьма значительное (3,2 м) локальное понижение в кровле толщи 2 (рис. 102).

От поверхности сверху вниз здесь залегают:

1. Супеси светло-серые, горизонтальнослоистые, вниз по разрезу переходящие в серовато-коричневые с растительными остатками — веточками, кусочками древесины, шишками ели и берестой ..... 0,0–1,2 м

2. Переслаивание (линзовидное) супесей, песков и прослоев осокового торфа (1–2 см). Встречено большое количество стволов, веток, пней, равномерно распределенных по слою. Слои облекают крупные древесные остатки. Нижний контакт — четкий ..... 1,2–2,0 м

3. Алевриты серовато-коричневые, оторфованные, вниз по разрезу постепенно переходят в торф ..... 2,0–2,4 м

4. Торф коричневатый, средней степени разложения, с мелкими веточками карликовой березки, с крупными ветками и пеньками ..... 2,4–3,2 м

Ниже залегают пески мелко-среднезернистые, тонко горизонтальнослоистые (толща 2) — до уреза р. Печоры.

В урезе реки и ниже него на 0,2 м вскрываются пески, сильно насыщенные торфянистым детритом.

Согласно радиоуглеродным датировкам и спорово-пыльцевой диаграмме, накопление песков толщи 2 продолжалось не более 2 тыс. лет, от 10,8 тыс. л. н. до 9,4–9,0 тыс. л. н. (конец РВ-1 и начало РВ-2).

После этого поверхность террасы вышла из-под уровня окуневского водного бассейна, затопившего долину пра-Печоры. В остаточных озерках началось накопление торфа.

В At-3 накопление торфа было прервано. Поверхность на очень короткое время была вновь затоплена, отложились алевриты слоя № 3 и органогенно-минеральный слой № 2, после чего этап вторичного затопления закончился.

Разрезы «Окунево» и «Денисовка» прекрасно коррелируются, несмотря на значительность разделяющего их расстояния. Постель аллювия окуневской террасы имеет уклон вниз по течению несколько более значительный, чем уклон уреза р. Печоры. Но это свидетельствует, вероятнее всего, лишь о кратковременности периода врезания реки, что в свою очередь неплохо согласуется с обстановкой разгара деструкции краевой зоны ледникового покрова и постоянных изменений положения базиса эрозии.

Правая, верхняя по течению р. Печоры и значительно более высокая часть разреза «Окунево», вскрытая скв. 3-К, заметно отличается от левой. Поверхность основной морены здесь практически не повышена. Но на ней с ощутимым размывом залегает гораздо более мощная толща песков — **толща 3**, отчетливо по литологическим признакам разделяющаяся на две части. Нижняя представлена горизонтально слоистыми средне- и мелкозернистыми песками преимущественно желтых тонов в основании с редкой галькой. Пески верхней части более тонкие, светло-серые, близкие по облику к пескам толщи 2, кроющим аллювий в левой части разреза.

Принимая во внимание достаточно тонкие, но очень устойчивые морфологические особенности поверхности террасы у д. Окунево — множество плоских локальных повышений, изометричных в плане, а по размерам близких к наледниковым лимнокамам нижнепечорской интрагляциальной террасы, можно предположить, что в правой части разреза «Окунево» вскрывается один из таких лимнокамов, затопленных при повышении базиса эрозии и образовании в долине р. Печоры Окуневского водного бассейна. Очевидная условность подобного предположения, его слабая обоснованность фактическим материалом в данном разрезе сменяется уверенностью по мере изучения морфологии окуневской террасы в более северных районах, а также довольно крупного и информативного разреза этой поверхности на левом берегу р. Куи в непосредственной близости от г. Нарьян-Мара.

Севернее д. Окунево терраса развита также только на правобережье р. Печоры. Ширина ее при этом плавно

уменьшается, и к устью р. Созьвы терраса выклинивается. Абсолютные высоты террасы остаются практически неизменными (18–20 м), но среди ее заболоченной поверхности совершенно отчетливо просматриваются редкие наледниковые лимнокамы. С некоторой натяжкой этот участок окуневской террасы мог бы быть отнесен даже к четвертому, наиболее низкому уровню нижнепечорской интрагляциальной террасы, к ее лимнокамовой морфологической разновидности, если бы не слишком малое количество лимнокамов, их небольшие размеры и отсутствие ориентировки.

Этот фрагмент окуневской террасы, как и более южный, тыловой частью примыкает к уступу, образованному шеренгой лимнокамов нижнепечорской интрагляциальной террасы, а внешним краем граничит с тыловой частью террасы, образованной осадками раннеголоценового эстуария, короткое время существовавшего в долине р. Печоры. В тыловой части последней местами развиты весьма характерные микроформы — серия четко выраженных небольших береговых валов, почти полностью затянутых покровом торфа, но все же хорошо видных на аэрофотоснимках. Зондировка болотного массива в тыловой части раннеголоценовой террасы подтвердила данные дешифрирования аэрофотоснимков (рис. 104).

Если не считать небольшого фрагмента на правобережье р. Печоры в нижнем течении ее правого притока р. Щучья, то вновь окуневская терраса появляется уже в пределах Малоземельской ледниковой лопасти, почти сразу же за ее фронтальными краевыми моренами. Но мы намеренно зафиксируем внимание на этом небольшом фрагменте окуневской террасы. Палеогеографическая значимость его заключается в том, что он находится частично в непосредственном контакте с фронтальными краевыми образованиями сёрджа «Мархида». Редкие одиночные моренные холмики и их группы, образующие периферическую зону

Рис. 104. Рельеф восточной (правобережной) части депрессии Печорской ледниковой лопасти

1 — наледниковые лимнокамы низкого (четвёртого — уровня на поверхности окунёвской террасы; 2 — береговые валы послеледникового эстуария, 3 — дно послеледникового эстуария (поверхность эстуарной террасы); 4 — заболоченные протоки — русла современной Печоры



краевых образований сёрджа, буквально тонут среди поверхности окуневской террасы, указывая на тесную взаимосвязь двух явлений: затопления долины возродившейся после оледенения р. Печоры — образования Окуневского ингрессионного бассейна, и развития сёрджа «Мархида» вследствие контакта ледникового края с водными массами бассейна, образовавшегося в долине р. Печоры. Как будет показано ниже, эта связь подтверждается и геохронологическими данными.

Севернее краевых морен Малоземельской ледниковой лопасти поверхность окуневской террасы настолько тесно контактирует с низким уровнем нижнепечорской интрагляциальной террасы, что подчас весьма сложно отделить одну от другой. Это происходит с одной стороны из-за уплощения наледниковых лимнокамов нижнепечорской интрагляциальной террасы и снижения их абсолютных высот до 25–30 м, а с другой, из-за увеличения бугристости поверхности окуневской террасы и, как следствие, заметного уменьшения степени ее заболоченности.

Поверхность окуневской террасы почти плоская, местами слабо всхолмленная, но вместо крупных эоловых форм на ней преобладают небольшие яреи. Дюноподобные формы полностью отсутствуют. Окуневская терраса шириной 2–5 км, местами до 7–8 км, прислоненная к плохо различимому уступу нижнепечорской интрагляциальной террасы и полуслившаяся с ней, тянется в том же направлении, сопровождая ее до г. Нарьян-Мара.

От аллювиальных террас и дельты выполнения современной р. Печоры окуневская терраса отделена более низкой (абс. выс. 10–14 м) террасой, сильно заболоченной и поросшей густым кустарником. Мы считаем, что она образована осадками послеледникового эстуария, короткое время в начале голоцена существовавшего на месте меридионального отрезка нижнего течения современной р. Печоры.

Строение окуневской террасы в районе г. Нарьян-Мара изучено недостаточно. Помимо карьеров и редких котловин выдувания, в бортах которых постоянно наблюдаются однородные мелкозернистые пески, обычно горизонтальнослоистые (мощность слоев 1–5 см), имеется лишь один информативный разрез. Он расположен на левом берегу р. Куи сразу же ниже устья протоки из оз. Харитоново и тянется на протяжении более двух километров. Харитоново озеро заполняет глубокую гляцигенную рытвину на самом краю моренного массива, к которому причленена нижнепечорская интрагляциальная терраса, постепенно снижающаяся и переходящая в тыловую часть окуневской. Вследствие этого высота разреза «Харитоново» вниз по течению р. Куи снижается от 30 м в верхней до 20–23 м в нижней части.

Неодинаковая высота обнажения относительно уреза реки объясняется тем, что разрез «Харитоново» в верхней по течению р. Куи части вскрывает два небольших наледниковых лимнокама с разделяющим их понижением, а в средней и нижней — постепенно снижающуюся, слабо всхолмленную тыловую часть окуневской террасы. В соответствии

с изменением рельефа отмечены определенные изменения строения верхней и нижней частей разреза.

Качество обнажения «Харитоново» оставляет желать лучшего, так как весь разрез представлен достаточно однородными горизонтальнослоистыми песками серовато-желтых тонов, хорошо сортированными, сильно подверженными оползанию (осовы) и закрытыми нередко довольно мощными осыпями. Такие разрезы требуют большого объема расчисток и неоднократных посещений. Однородность литологического состава потребовала особо тщательного изучения характера слоистости песчаной толщи, в особенности условий залегания слоев в верхней части разреза. При этом были установлены два типа соотношения слоев с поверхностью террас.

В верхней по течению (левой) части разреза «Харитоново» высотой до 30 м горизонтально слоистая толща лимнокамовых песков мягко срезается отрицательными изгибами поверхности.

Иное соотношение прослежено в нижней по течению (правой) части разреза высотой 23 м. Здесь верхняя часть песчаной толщи мощностью 3–4 м и несколько большая, в локальных понижениях рельефа ложится на нижнюю с отчетливым угловым несогласием. На повышениях несогласие отсутствует, но все равно отчетливо видна граница, отделяющая нижнюю погребенную часть разреза от верхней, кроющей. Следов размыва в виде хотя бы маломощного, в одну гравелинку, горизонта нет, есть только четкая, разделяющая поверхность. Основное же отличие в том, что все слои песков верхней толщи залегают параллельно изгибам дневной поверхности, отраженным в изгибах бровки разреза «Харитоново». Подобное соотношение песчаных толщ в правой части разреза мы объясняем налеганием отложений окуневской террасы на слегка размытую поверхность наледниковых лимнокамов нижнепечорской интрагляциальной террасы. Факт такого налегания фиксируется только в низкой (20–23 м), правой части обнажения и отсутствует в левой, более высокой (~ 30 м), примыкающей к моренному холмистому рельефу, окружающему озеро Харитоново. Здесь перекрытия наледниковых лимнокамов какими-либо отложениями, в том числе и эоловыми, не наблюдалось.

В последние годы разрез «Харитоново» был посещен исследователями, работавшими по проекту PECHORA (Mangerud et al., 1999). Несмотря на то, что сделанная ими короткая по протяженности расчистка вскрыла лишь незначительную (3–4 м над урезом р. Куи) часть разреза, полученные сведения, сопоставленные с изложенными выше фактами, подтверждают предположение о затоплении долины позднеледниковой р. Печоры — о развитии Окуневской ингрессии.

В основании разреза вскрыта пачка диагонально слоистых песков, срезающая пески и алевриты нижней части наледниковых лимнокамов. Возраст органики — растительного детрита — в диагональных песках, врезанных в горизонтально залегающие слои лимнокамовых отложений, определен радиоуглеродным методом (AMS) в 12300 ±60 л. н. (Beta-70901). Полученные в этой же расчистке TL и OSL датировки отложений наледниковых лимнокамов (17,6; 16,9 и 14,6 тыс. лет) (Mangerud et al., 1999), по-видимому, завышены, что характерно для ледниково-озерных отложений вследствие неполного уничтожения палеодозы при размыве мореносодержащего льда — источника всех осадков Нижнепечорского интрагляциального бассейна. Условия залегания, соотношение с отложениями нижнепечорской интрагляциальной террасы, литология, гипсометрическое положение, характер растительных остатков и их возраст, все это дает основания считать диагональные пески в основании разреза «Харитоново» — аналогом аллювия в разрезах «Окунево» и «Денисовка», тем более что и здесь они рассечены морозобойными клиньями внушительных размеров. Трудно согласиться только с предлагаемой цитируемыми авторами (Mangerud et al., 1999) точкой зрения об эоловом генезисе всей тридцатиметровой толщи разреза «Харитоново».

Несколько выше, упоминая о периоде кратковременного затопления долины возрождающейся после оледенения р. Печоры, мы употребили термин «ингрессия». Это не было случайностью, ибо детальное изучение террас, развитых вдоль юго-восточного побережья Баренцева моря, дает все основания для подобного заявления. Краткие результаты исследования прибрежных (приморских) террас были нами опубликованы в свое время (Арсланов, Лавров и др., 1987), но для уверенной корреляции их с террасами, развитыми в глубине территории северной части Печорской низменности, в области последнего оледенения, материалы по приморским террасам требуют специального рассмотрения.

11.2.4. Прибрежная терраса

Отсутствие или неполнота сведений о плейстоценовых, особенно древне- и средненеоплейстоценовых трансгрессиях и об их связи с развитием и деградацией оледенений, делает необходимым тщательное изучение изменений уровня океана, начиная с конца эпохи последнего оледенения до настоящего времени. Его целью является использование полученных выводов и выявленных закономерностей для экстраполяции их на более древние времена, от которых сохранились весьма неполные следы, как оледенений, так и трансгрессий.

Трансгрессия моря, начавшаяся вследствие распада ледниковых покровов последней ледниковой эпохи, оставила свои следы и в пределах севера Европейской части России. Отложениями этой трансгрессии сформирована терраса, практически непрерывно прослеживающаяся на протяжении почти 800 км от Чёшской губы на западе до Хайпудырской губы на востоке (рис. 105). Именно эта терраса образует весь юго-восточный берег современного Баренцева моря,

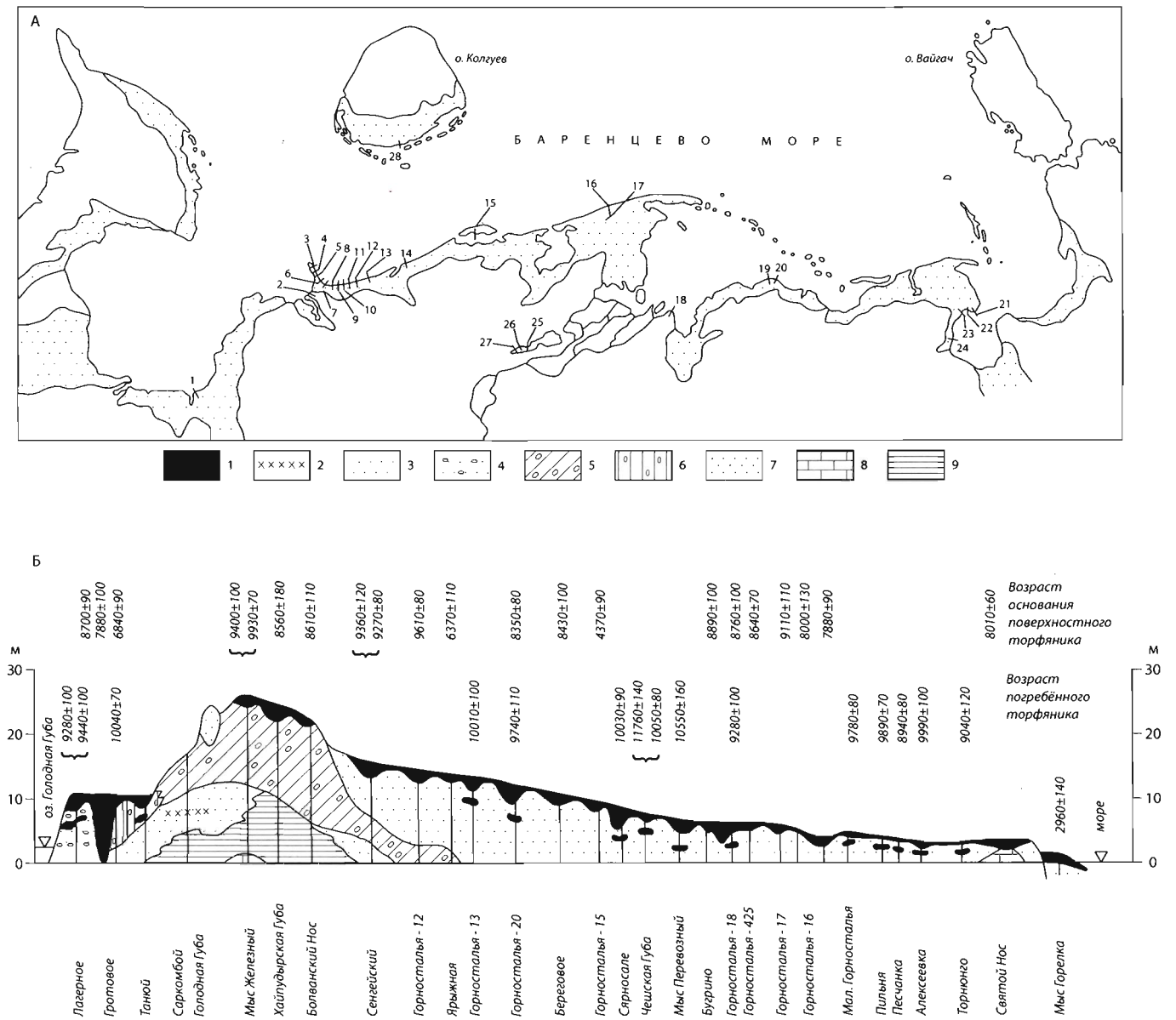


Рис. 105. Расположение опорных разрезов и поверхности послеледниковой террасы (крап-точки) (А) и принципиальная схема строения послеледниковой террасы и низких водоразделов (Б) юго-восточного побережья Баренцева моря

Опорные разрезы: 1 — Чешская Губа, 2 — мыс Железный, 3 — Святой Нос, 4 — Мал. Горносталья, 5 — Горносталья-16, 6 — Горносталья-17, 7 — Горносталья-18, 8 — Горносталья- 425, 9 — Горносталья-20, 10 — Горносталья-15, 11 — Горносталья-13, 12 — Горносталья-12, 13 — Ярыжная, 14 — Береговое, 15 — Сенгейский, 16 — Песчанка, 17 — Торнюнго, 18 — Болванский Нос, 19 — мыс Горелка, 20 — Алексеевка, 21 — Хайпудырская Губа, 22 — мыс Перевозный, 23 — Пильня, 24 — Сярносале, 25 — Лагерное, 26 — Гротовое, 27 — Танюй, 28 — Бугрино. Литологические обозначения к схеме Б: 1 — торф, 2 — торф в подморенных отложениях, 3 — пески, 4 — пески с гравием и галькой, 5 — суглинки валунные, 6 — морена течения флоу-тилл, 7 — пески, алевриты (отложения камов), 8 — известняки, доломиты, 9 — глины, алевриты

что и послужило авторам основанием назвать ее прибрежной террасой (Арсланов, Лавров и др., 1987).

Высота террасы плавно повышается от 4–5 м у берега моря до 25–30 м у тылового шва. Поверхность ее при этом не образует никаких даже слабо выраженных уступов. Вследствие этого в зонах, подверженных интенсивной современной абразии, где низкие участки террасы размыты, высота ее берегового уступа повышена и может составлять 10–12 м, но редко более 15 м.

Выраженность тылового шва прибрежной террасы неодинакова. Благодаря повышению ее поверхности к тыловому шву довольно часто, особенно в тех случаях, когда терраса причленяется к пологому склону ледникового рельефа, тыловой шов заметен только при наблюдении с дневной поверхности. Неудивительно поэтому заявление Я.Мангеруда с соавторами (Mangerud et al., 1999), пролетевшими один раз вдоль участка побережья Баренцева моря на вертолете (по-видимому, на безопасной высоте, то есть 150-200 м), что прибрежной террасы вообще не существует, точнее, что они ее не наблюдали, но видели широкое развитие эоловых процессов. Наша многолетняя практическая деятельность — геологическое картирование — показала, что яреи, котловины выдувания, эоловые бугры и дюноподобные формы, развиты на поверхности именно прибрежной террасы, так как склоны ледникового рельефа сложены глинистыми породами, в основном мореной последнего оледенения. Они не поддаются перевеванию. При промерзании их поверхность покрывается пятнами-мéдальонами, а по склонам развиваются солифлюкционные образования, которые облегчают картирование.

Эоловые формы отсутствуют там, где значительная часть поверхности прибрежной террасы покрыта торфяным слоем различной мощности. Нередко, особенно в пониженных частях террасы, на коротких (100-200 м) расстояниях мощность торфа изменяется от 0,5–1,0 м до 3,0–4,0 м, редко до 5,0 м. Палинологический анализ торфяников, проведенный Л.Д. Никифоровой, дает основания полагать, что их нарастание резко замедлилось около 4500 л. н., в субатлантический период голоцена. Аналогичные результаты радиоуглеродного датирования приповерхностных слоев торфяников получены И.Г. Вейнбергсом с соавторами (1995). Одновременно с исчезновением древесной растительности началось промерзание торфа и интенсивное развитие эоловых процессов — образование небольших, но глубоких (до 4–5 м) котловин выдувания и эоловых бугров. Время начала этих процессов определено радиоуглеродным датированием поверхностных торфяников, погребенных под эоловыми отложениями: 4060±170 л. н. (ЛУ-678).

Отложения прибрежной террасы представлены песками, обычно хорошо промытыми, тонко-, мелко-, средне-, крупнозернистыми, с линзами и прослоями крупнообломочного материала, плохо окатанного, по-видимому, поступившего из морены последнего оледенения, которая местами наблюдается в цоколе террасы — на побережьях Чёшской и Хайпудырской губ, о-ва Сенгейский и др. Верхние части террасовой толщи представлены относительно более тонкими разностями песков. Слоистость чаще всего горизонтальная, выдержанная на протяжении десятков метров. Цвет отложений зависит от количества пылеватых и глинистых частиц. Обычно это сероватые и желтоватые тона, но встречаются участки террасы, сложенные темными тонкими песками, однородными, глинистыми, массивными, с очень неясной слоистостью.

Под поверхностными торфами, отделенные от их базальных слоев прослоями минеральных отложений прибрежной террасы (мощностью до 0,5–1,5 м и более), во многих пунктах побережья Баренцева моря обнаружены линзы или короткие прослои автохтонного торфа. Обычно они тяготеют к понижениям поверхности минеральной части прибрежной террасы. Незначительная (0,1–0,2 м) мощность этих линз и их сравнительно небольшое количество, по-видимому, явилось причиной того, что они не были замечены ранее, так как для этого были необходимы не эпизодические посещения отдельных точек на побережье Баренцева моря, а скрупулезное, внимательное и неспешное изучение всего берегового обрыва на протяжении сотен километров. Прослои погребенного торфа прослеживаются во многих разрезах вдоль всего побережья и везде занимают совершенно идентичное стратиграфическое положение, что делает их надежным маркирующим горизонтом (рис. 105).

В отложениях прибрежной террасы отсутствует морская фауна, но этот факт никогда и никому не казался достаточным поводом, чтобы усомниться в морском генезисе прибрежной террасы. В погребенных торфяниках и прилегающих к ним прослоях песков обнаружены пресноводные диатомеи (определения Р.В. Никитиной и В.М. Смирновой). Пресноводность этой части акватории поздне-послеледникового Баренцева моря, видимо, следует объяснять большим количеством талых ледниковых вод. Это дало нам основание условно считать осадки, формирующие прибрежную террасу, озерно-морскими.

Прекрасная геоморфологическая выдержанность на огромном расстоянии, постоянство разреза, как в целом, так и его специфических особенностей, в первую очередь прослоев погребенного торфа, их гипсометрического положения и, как будет показано ниже, очень узкий возрастной диапазон погребенных торфяников, позволяют полагать, что накопление отложений прибрежной террасы происходило в едином в гидродинамическом отношении водном бассейне уже в послеледниковое время. Судя по размерам (более 800 км), это было море. Судя по его географическому положению — это было молодое Баренцево море. Судя по степени открытости в сторону северного Ледовитого океана, уровень этого моря, возрождающегося параллельно с распадом последнего ледникового покрова, был связан с синхронным уровнем Мирового океана. Это обстоятельство дает нам все основания, установив характер колеба-

ний уровня поздне-послеледникового Баренцева моря, сравнить полученные осцилляции с кривой изменения уровня моря в позднеледниковье и голоцене по р. Фейрбриджу (Fairbridge, 1961), Ф.Шепарду (Shepard, 1961) и др., а также с наблюдениями, сделанными на Кольском полуострове (Кошечкин, 1975).

Пресноводный характер возрождающегося Баренцева моря и абсолютные высоты прибрежной террасы дают, кроме того, вполне очевидные основания коррелировать с этим временем этап затопления депрессии в нижнем течении современной р. Печоры, этап с которым связано накопление верхней, бассейновой части отложений окуневской террасы. С этой целью требуется детально рассмотреть вопрос о возрасте горизонта погребенного торфа в отложениях прибрежной террасы и о его гипсометрическом положении в зависимости от возраста. Схематический разрез прибрежной террасы наглядно иллюстрирует именно эти соотношения (рис. 105). Не вызывает сомнений, что толща отложений прибрежной террасы делится на две пачки. Нижняя, более мощная, формирует основную часть разреза. Вторая, верхняя, отделена от нижней коротким периодом регрессии, в течение которого успел образоваться маркирующий горизонт погребенных торфяников.

Начало накопления отложений прибрежной террасы точными хронологическими данными не установлено, так же как и начало врезания послеледниковой р. Печоры, отложившей аллювий окуневской террасы. Последний, по-видимому, несколько древнее нижней части прибрежной террасы. В пользу такой корреляции говорит как более низкое гипсометрическое положение аллювия окуневской террасы, так и более древний (12,3 тыс. л. н.) возраст кроющего этот аллювий торфяника почвенно-болотного горизонта. Но верхнюю — бассейновую часть окуневской террасы вполне логично сопоставить с нижней частью разреза прибрежной, максимальный возраст которой определен датировками маркирующего горизонта погребенного торфа в интервале 10,0–8,9 тыс. л. н. Обоснованность проведенной корреляции усиливает и сравнение абсолютных высот тыловых швов — совершенно одинаковых для обеих террас. Поэтому, несмотря на отсутствие непосредственного контакта, пространственного слияния поверхностей рассматриваемых террас, время окуневской ингрессии определяется достаточно точно и уверенно в интервале 12,3–8,9 тыс. л. н.

Однако это не дает нам права именно так же датировать прибрежную террасу, так как в ее состав входит верхняя пачка, образовавшаяся после регрессии, произошедшей в интервале 10,0–8,9 тыс. л. н. Непродолжительное осушение прибрежной полосы Баренцева моря именно в это время, помимо датировок торфяников маркирующего горизонта, подтверждается и результатами радиоуглеродного датирования аллювиальных отложений р. Пра-Танюй, которая протекала на месте современного озера Голодная Губа. В разрезе «Лагерное» (рис. 105) древесина из русловых и торф из старичных отложений этой реки имеют возраст соответственно 9280±100 л. н. (ЛУ-1691) и 9440±100 л. н. (ЛУ-1662). Они залегают на высоте всего лишь 2,5–5,0 м над уровнем моря, подтверждая тем самым его регрессию, по крайней мере до этого уровня, в период 9,4–9,2 тыс. л. н.

Полная амплитуда регрессии не установлена. Не исключено, что уровень моря опускался до абсолютной отметки минус 15,8 м, если опираться на возраст торфа (10300±130 л. н.) из аллювиальных отложений, залегающих под морскими голоценовыми осадками на дне Баренцева моря в районе пос. Варандей (Вейнбергс и др., 1995).

Сопоставляя почти идеально согласующиеся серии датировок погребенного торфа и базальных слоев поверхностных торфяников (рис. 105) можно с достаточной степенью точности установить, что в интервале 8,9–8,7 тыс. л. н. поверхность прибрежной террасы была вновь затоплена, но уже не полностью, до тылового шва, а примерно до абсолютной высоты наиболее высоко расположенного погребенного торфяника (13–15 м над современным уровнем Баренцева моря). С этой кратковременной трансгрессией, по-видимому, следует связывать образование в долине нижнего течения р. Печоры послеледникового бассейна эстуарного типа, осадками которого сформирована терраса с абсолютными высотами поверхности 12–16 м, отделяющая окуневскую террасу от дельты выполнения, создаваемой р. Печорой и в настоящее время.

Сопоставление результатов радиоуглеродного датирования поверхностных торфяников и погребенных торфов прибрежной и окуневской террас, их гипсометрического и относительного положения, высоты тыловых швов террас и их наиболее пониженных частей позволяет составить достаточно полное и весьма точное представление о характере изменения положения уровня поздне-послеледникового океана относительно современной поверхности суши на севере Русской равнины (рис. 106).

После регрессии в период позднеледникового врезания р. Печоры (окуневский аллювий) до отметок не менее минус 15 м, которая имела место в интервале 13,0–12,3 тыс. л. н., последовало повышение уровня моря до абсолютных высот +30 м — окуневская ингрессия. Максимум ингрессии приходится на интервал 12,3–10,0 тыс. л. н. После этого последовало снижение уровня моря, продолжавшееся чуть более 1,0 тыс. лет (10,0–8,9 тыс. л. н.) и сменившееся очень кратковременной трансгрессией (8,9–8,7 тыс. л. н.), альтитуда которой, однако, была не менее 15 м.

После столь же непродолжительной стабилизации (8,7–8,6 тыс. л. н.) уровень моря опустился до отметок современного, а затем и несколько ниже. Положение береговой линии в максимум второй регрессии не установлено, так же как и время стояния моря на этой позиции. Опираясь на полученные нами радиоуглеродные датировки торфяников, ныне залегающих практически на уровне моря, можно утверждать, что возврат береговой линии после второй рег-

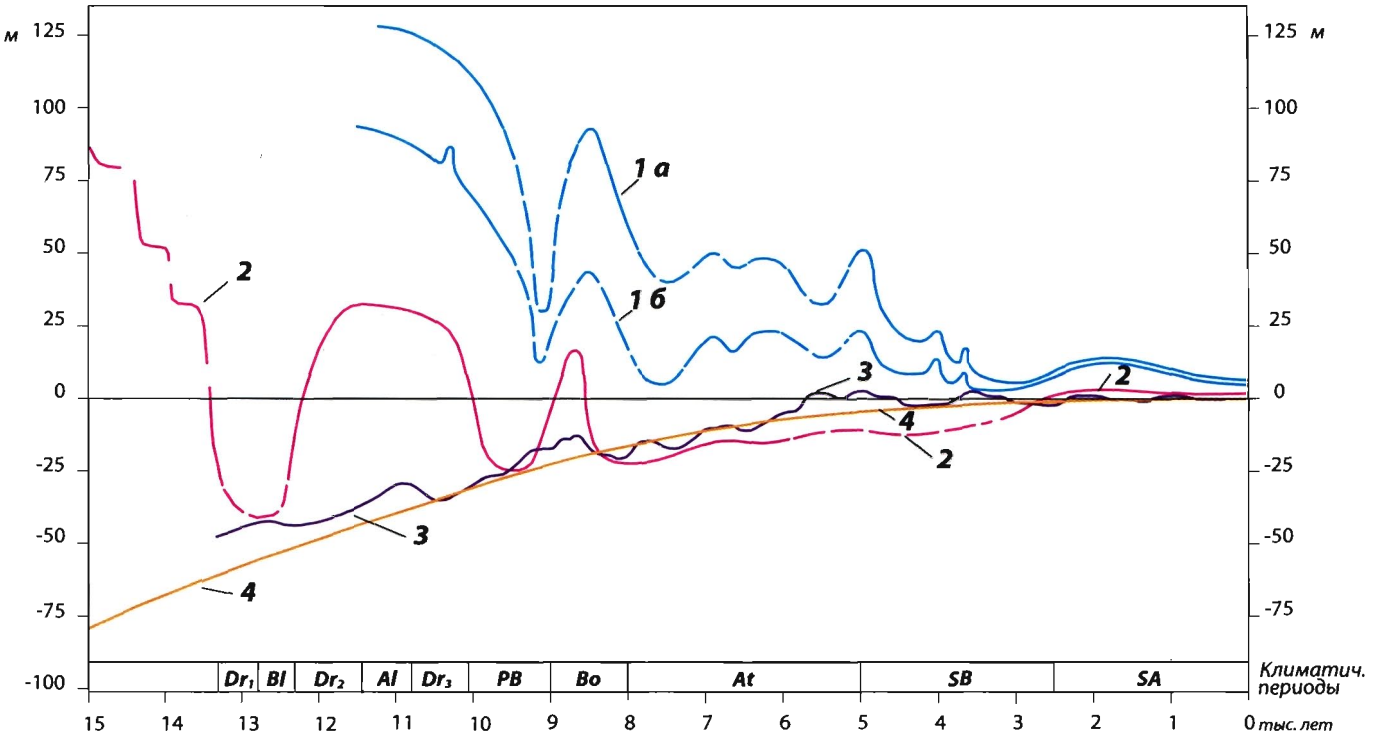


Рис. 106. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей

Условные обозначения: 1 — Кольский полуостров, по Б.И. Кошечкину (1975) — максимально высокое (1а) и минимально низкое (1б) положение; 2 — Малоземельская и Большеземельская тундры, по А.С. Лаврову и Л.М. Потапенко (Арсланов, Лавров и др., 1987); уровень океана: 3 — по Fairbridge (1961), 4 — по Shepard (1961)

рессии к современному ее положению произошел не ранее 2,96 тыс. л. н. Это означает, что пик фландрия, столь характерный для южного полушария Земли, приходящийся на климатический оптимум голоцена, в зоне юго-восточного побережья Баренцева моря не наблюдается.

Материалы, полученные нами при изучении прибрежной террасы северной части Печорской низменности, достаточно надежно обеспечены не только тщательными геолого-геоморфологическими наблюдениями, но множеством (свыше 30 анализов) датировок отложений по ^{14}C, полученных в лаборатории геохронологии ЛГУ под руководством Х.А. Арсланова. Они позволяют впервые проанализировать связь колебаний уровня юго-восточной части Баренцева моря, Мирового океана и близко расположенных регионов: Белого моря и Кольского полуострова (Кошечкин, 1975). Изображенные в графическом виде (рис. 106) эти связи ясно и однозначно устанавливают ведущую роль компенсационных гляциоизостатических движений юго-восточного побережья Баренцева моря (севера Русской равнины) во взаимоотношениях с эвстатическим изменением уровня океана не только в поздне-послеледниковое время, но и в течение большей части голоцена.

Глава 12
ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Состояние знаний об оледенении северо-востока Русской равнины в поздневалдайское время — явлении весьма сложном — до семидесятых годов XX века находилось на уровне II этапа изучения региона. Последние публикации гляциалистов относятся к концу сороковых годов XX века. Исключение составляет Северодвинский сектор Скандинавского центра, относящийся скорее к северо-западу Русской равнины. Фактический материал, получаемый при изучении разрезов р. р. Сев. Двины, Ваги и Пёзы, созданные при его интерпретации гипотезы и корреляции систематически публиковались в солидных изданиях и присоединялись к общей концепции поздненеоплейстоценовых оледенений Европы. Но в районы, расположенные восточнее, за Тиманским Кряжем, сторонники покровных оледенений последние 50 лет практически не заглядывали, довольствуясь гипотетическими построениями. В силу этих обстоятельств умами многих из них постепенно овладевали сомнения в самом факте оледенения северо-востока Русской равнины, что отражалось в некоторых публикациях обобщающего характера (Асеев, 1966, 1972; Hughes et al., 1977 и многие другие).

В результате проведенных нами работ выяснилось, что вопреки сложившемуся мнению (даже мнению авторов) в оледенении севера Русской равнины собственно Баренцеворский ледниковый покров не имел особого значения. Это глубоко ошибочное мнение утвердилось благодаря тому, что в процессе стремительного накопления нового материала мы успевали анализировать лишь одну его составляющую — геоморфологическую, точнее гляциоморфогенетическую. Пояса краевых морен действительно образуют стройную систему. Но эта система отражает этапы дегляциации, а не этап активного движения ледниковых масс. Практически все дуги и амфитеатры краевых морен, как это и было показано на целой серии схем и карт, обращены фронтом к югу, а открытой, незамкнутой частью в сторону Баренцева моря. Эта информация дополнялась субмеридиональным направлением большинства экзарационных образований в северной части Печорской низменности. И только полный анализ материалов кинетостратиграфии, включая сведения, полученные по северной части Западного Притиманья, в том числе по п-ову Канин и по акватории Чёшской губы, показал, что основная масса льда в этап активного развития оледенения поступала в район из области Новой Земли, в меньшей степени Карского моря, еще меньше с Баренцева шельфа (рис. 107).

Динамическая структура ледникового покрова севера Русской равнины оказалась значительно более сложной и, пожалуй, более изящной, чем рисовавшаяся прежде, но Баренцеворскому ледниковому покрову в ней отводится далеко не ведущая роль. В сфере влияния Новоземельского центра оледенения оказался даже почти весь север Западного Притиманья, включая восточную часть Кулойского плато.

В этом отношении, как и во многих других, северо-восток Русской равнины предоставляет исключительную возможность провести сравнение динамики Скандинавского ледникового покрова — объекта изучаемого многие десятки лет, с геологической и рельефообразующей деятельностью слившихся воедино Новоземельского, Карского и Баренцеворского ледников. Характер орографии, как и геолого-тектонических условий, в которых развивался Скандинавский ледник, в частности его Северодвинский сектор, и группа ледников северо-восточного происхождения весьма различны. Область питания Скандинавского ледника находилась в пределах возвышенностей и гор Балтийского кристаллического щита, а его краевая зона даже в моменты наибольшей экспансии располагалась в границах щита или его склонов, лишь местами выходя за ее пределы. Области питания северо-восточных ледников располагались в основном на шельфах. Глубокие различия мощностей и степени консолидации литосферного слоя этих областей определили не менее существенные различия в динамике ледниковых массивов, причем не только в активную фазу, в период наступания, но в еще большей мере в эпоху дегляциации.



Рис. 107. Динамическая структура поздневалдайских ледников

Условные обозначения: 1— южная граница Баренцеворско-Новоземельско-Карского ледникового покрова; 2— граница Скандинавского ледника (Северодвинский сектор); 3–5— направления движения льдов, установленные по ориентировке: 3 — штрихов и борозд на поверхности плоско-выпуклых валунов, 4 — ледниковых шрамов и борозд, 5 — друмлинов и друмлиноидов; 6 — предполагаемые направления движения льдов, установленные по экзарационно-аккумулятивному рельефу дна Чёшской губы; 7 — предполагаемые направления движения льдов

12.1. Этап наступания

Скандинавский ледник (Северодвинский сектор). Всестороннего комплекса сведений о конкретных особенностях распространения ледника Скандинавского центра в бассейне р. Сев. Двины, пожалуй, просто не существует. Очевидный факт — нашествие льдов со стороны Карельского перешейка был установлен давно и без особого труда, но точное изучение структуры на локальном уровне не проводилось за отсутствием необходимости доказывать казавшееся очевидным. И в этом не было ошибки, как показали и работы самых последних лет. На примере Северодвинского сектора легко убеждаешься в справедливости идеи радиально-секторального строения этой части Скандинавского щита, которая была изящно и убедительно оформлена в работах А.А. Асеева (1966,1974) и нашла отражение в фундаментальных монографиях (Палеогеография..., 1973, 1982; Структура..., 1977 и др.).

Обобщение сведений по геоморфологии и строению неоплейстоценовых отложений Северодвинского сектора убедило нас, что растекание ледниковых потоков проходило по практически прямолинейным траекториям и достаточно энергично. Не лишним будет отметить только еще раз, что пути движения ледниковых масс практически полностью контролировались глубинным строением региона, наиболее существенную роль играла тектоника, в первую очередь строение фундамента. Особенно четко это видно на примере Онежского прогиба. Вдоль него развивался самый крупный ледниковый поток, окончание которого выражено Северодвинской ледниковой лопастью.

Строение фундамента и платформенного чехла нашло свое отражение в конфигурации границы ледника Северодвинского сектора. По территории Мезенской синеклизы льды продвигались менее энергично, что и обусловило крутой излом границы оледенения вдоль зон разломов, ограничивающих Онежский прогиб Мезенской синеклизы. Причины этого явления, если они имеются и этот изгиб — не простая случайность, кроются в различной резистентности литосферных блоков, связанной с особенностями строения не только фундамента, но и осадочного чехла, естественно, в случае одинаковых свойств астеносферного вещества. Но это — очевидное гадание, которое может лишь увести в ненужном направлении, если, конечно, не найдет подтверждения (хотя бы косвенного) в примерах, с данным случаем не связанных.

Значительно более обоснованным является заключение об интенсивной экзарации, которая, без всяких сомнений, в особенно больших масштабах проявлялась при движении ледниковых потоков вдоль зон разломов северо-западного простирания. Как уже говорилось выше, при этом ледником, точнее ледниками, так как это явление систематически повторялось от оледенения к оледенению, выпахивались обширные, плоские и удлиненные депрессии, обрамленные нагромождениями краевых морен. По такому принципу происходило последовательное расширение клиновидно суживающихся к юго-востоку глубоких депрессий, ныне унаследованных, но освоенных лишь в самой малой степени реками Мезенью, Вашкой, Пинегой, Сев. Двиной и Вагой. Утверждение об интенсивной экзарации опирается на такие факты как изборождение пониженной части Тимана между его северным окончанием и Четласским камнем (рис. 29, 101), на почти повсеместное развитие друмлиноидного рельефа в депрессиях ледниковых лопастей северо-восточной группы, в малых мощностях основной морены, иногда отсутствующей вообще. Нагромождение ледникового материала вдоль бортов лопастных депрессий подтверждается как кинетостратиграфическими исследованиями межлопастных массивов, так и бурением их окраин, граничащих с днищами депрессий. В отдельных случаях перепад мощностей моренных накоплений на расстоянии в 3–4 км составляет более двухсот метров (Румянцева и др., 1995, скв. № 3/14).

Возможно, существует некая связь между энергичным накоплением морен вдоль бортов лопастных депрессий и не очень внушительными, по сравнению с Печорской низменностью, фронтальными моренами Северодвинского сектора — Северодвинско-Тиманским конечноморенным поясом. Распределение захваченных движущимся ледником пород ложа по площади происходило здесь как-то иначе, что в частности выразилось в практическом отсутствии второго и третьего эшелонов ледниковых лопастей — явления, очень четко выраженного на севере Печорской низменности и Западного Притиманья — в области развития ледниковых покровов Баренцевоморско-Новоземельско-Карского центров оледенения.

Баренцевоморско-Новоземельско-Карский ледник. С самого начала, ссылаясь на рис. 107, отметим, что ледниковым потокам этих центров не были свойственны прямолинейные траектории движения, изображаемые нередко на схемах гляциологов (Гросвальд, 1999, стр. 19 и др.). Напротив, изгибы усредненных векторов отчетливо показывают, что Тиман — это крупный ледораздел, что узкое горло Чёшской губы провоцировало веерообразное растекание льда в низовьях р. Мезени и др. В то же время, почти не ощущается выступ скальных пород гряды Чернышева, который только стабилизировал направление движения льдов южной части Карского центра, сдерживая напиравшие с севера льды Новой Земли.

Крупные валы и мегавалы — структуры Печорской синеклизы, также оказали заметное влияние на движение ледниковых масс, возможно, потому, что неровности поверхности дочетвертичных образований не были снивелированы в ранние эпохи неоплейстоцена ни осадконакоплением, ни интенсивной экзарацией, о которой свидетельствуют находки в основных моренах этого района многочисленных обломков нижнемеловых песчаников размерами до очень крупных валунов и отторженцев тех же пород мощностью 4–6 м и протяженностью более 20–30 м (р. Лая — метеостанция Мишь-Вань, р. р. Серчейю, Юр-Яха и др.).

Подробная реконструкция кинематики новоземельских и карских ледниковых потоков дает основание для двух предположений. Во-первых, Баренцевоморский щит все же играл, по-видимому, определенную роль, не позволяя леднику южного окончания Новой Земли отклоняться к западу, в сторону шельфа. Во-вторых, нельзя исключать некоторую асинхронность развития ледников Скандинавского и Новоземельско-Карского центров. Первый, по-видимому, значительно опережал второй в оккупации Западного Притиманья. Не встречая каких-либо помех, он достиг Тимана и проник узким языком в Печорскую низменность через понижение в верховьях р. Цильмы, создав обширную область изборожденной поверхности и систему узких параллельных друмлиноидов протяженностью в несколько километров каждый (рис. 29, 101). Головы всех без исключения друмлиноидов обращены к западу, в сторону Карельского перешейка, где подобный рельеф развит повсеместно.

Но дальнейшее продвижение Скандинавского ледника в сторону Печорской низменности в эпоху последнего оледенения было прервано фланговым давлением ледника Новоземельского центра. Через депрессию горла Чёшской губы, перевалив через Канин Камень и экзарировав слагающие его рифейские породы (рис. 28), он проник в северную часть Западного Притиманья, не допустив дальнейшего развития Скандинавского ледника в Печорскую низменность, как это было в эпоху второго средненеоплейстоценового (московского) оледенения (рис. 13,Б).

К востоку от Тимана ледником Новоземельского центра была оккупирована территория Малоземельской и Большеземельской тундр. Отложенная им основная морена, содержащая петрографический комплекс A_1, перекрыла широко развитые в приустьевой части современной р. Печоры дельтовые образования этой реки и аллювий впадавших в нее притоков. Наиболее вероятный возраст подморенных отложений — ранне-средневалдайский — определяет и поздневалдайский возраст последнего ледникового покрова.

Этап активного развития ледниковых покровов закончился, как и в предыдущие эпохи, образованием на достигнутых рубежах пояса конечных морен. Траверсируя Тиманский кряж, этот — Северодвинско-Печорский — пояс ограничивает распространение к северу (в Печорской низменности) и к северо-западу (в Западном Притиманье) террас Верхнепечорского и Озъягского приледниковых подпрудных озер с реверсированным на юг стоком воды: соответственно верхнепечорской и озъягской террас.

Вероятно, к этому моменту в области оледенения закончилось сводовое прогибание литосферы. Гляциоизостатический прогиб достиг своей максимальной величины, которая, если исходить из гипотетической, расчетной мощности ледника, в краевой зоне не превышала 100–150 м. Анализируя дирекционные показатели движения ледника, можно допустить, что поверхность прогиба в Печорской низменности не имела заметных, локальных неровностей, соизмеримых с его амплитудой. В отличие от Скандинавского, ледниковые потоки северо-восточных центров были более распластанными, двигаясь широким фронтом. Не производя столь ярко выраженной линейной экзарации, они сглаживали, тем не менее, основные неровности ледникового ложа вне зависимости от их простирания по отношению к движению ледника. В соответствии с этим, образования латеральных скоплений моренного материала в течение этапа активного развития ледников северо-восточных центров, по-видимому, не происходило. Оно все же началось, но это произошло, по нашим предположениям, только в конце первого — фронтально-ареального этапа дегляциации.

Северодвинско-Печорский пояс конечных морен — граница максимального продвижения ледниковых покровов в последнее оледенение — это результат аккумуляции моренного материала вдоль рубежа стабильного положения ледникового края. После достижения позиции максимального продвижения, по-видимому, последовала непродолжительная фаза относительной стабилизации ледникового края и формирования пояса конечноморенных гряд и валов. Судя по их морфологии, достаточно простой, осцилляции ледникового края были незначительными, а количество сгруженного им моренного материала не достигало впечатляющих масштабов: Северодвинско-Печорский пояс представлен моренными валами, не отличающимися грандиозными размерами. Они нередко чередуются с понижениями, созданными талыми ледниковыми водами. Тем не менее, в современном рельефе конечноморенный пояс поздневалдайского ледникового покрова трассируется без каких-либо затруднений.

Непродолжительность фазы стабилизации подтверждается не только отсутствием мощных моренных скоплений. На всем протяжении ледникового края почти вплотную к проксимальным склонам конечных морен прислоняются пояса краевых образований ледниковых лопастей. Их появление знаменует начавшееся расчленение ледникового края на слабо дифференцированные, но все-таки уже разделяющиеся фрагменты, что свидетельствует о начале ареальной и фронтальной дегляциации.

12.2. Этапы дегляциации

Деградация краевой зоны — процесс не менее, а скорее более сложный, чем развитие и взаимодействие ледниковых покровов различных центров. Для ее реконструкции требуются ответы на вопросы, многие из которых остаются неисследованными, так как изменение различных физических параметров далеко не всегда возможно учесть на уровне, превышающем гипотетические предположения.

Для проведения обоснованной реконструкции процесса деградации необходимо учесть миграцию огромных масс талых вод, изменение уровней возникающих водных бассейнов, вероятность их гидродинамической связи с уровнем океана, соотнести скорость гляциоэвстатического поднятия

его уровня со скоростью компенсации гляциоизостатического прогиба и многое другое. При этом нужно постоянно помнить о повсеместном присутствии остаточных массивов льда, многие из которых, благодаря своим размерам, долгое время не теряли роли рельефообразующего агента. Для ответов на эти вопросы требуются доказательные факты, а не предположения. Вероятно, вследствие отсутствия первых и изобилия последних, до недавнего времени основные усилия концентрировались на детальном изучении отдельных форм рельефа. Глубина выявления их парагенетических связей обычно оставляла желать лучшего, а то и просто отсутствовала. Прослеживание краевых образований на большие расстояния проводилось в предположении, что активный ледниковый край, отступая, оставлял их в результате кратковременных осцилляций, образуя стадиальные пояса (Заррина, Краснов, 1965).

Современный подход к решению проблем и преодолению трудностей изучения рельефа краевых ледниковых зон опирается на основной, общепризнанный постулат, который утверждает, что реликтовый ледниковый рельеф — есть скульптурное отражение гляциодинамической структуры ледникового покрова, создавшего этот рельеф на стадии деградации. Следовательно, изучение только маргинального рельефа не обеспечит объективного, логически завершенного решения. Уделять внимание необходимо всем морфогенетическим объектам, их взаимоотношениям, не ограничиваясь нанизыванием ожерелий краевых морен.

Сразу же оговоримся, что выделение этапов дегляциации проводится нами не по принципу убывания льдов от границ их максимального распространения, как это предлагал еще Де Геер, а принимая во внимание качественные изменения состояния краевой зоны, степень активности ее ледовых масс, их сплошности (или расчлененности), аномальных колебаний отдельных участков ледникового края.

Результатом более универсального подхода к информации, заключенной в морфогенетическом комплексе последнего оледенения, стало выделение трех этапов дегляциации — смены гляциодинамического режима, пережитых краевой зоной в процессе ее деградации (табл. 3). В третьем этапе дегляциации выделена фаза сёрджей — морфодинамического выражения так называемого «деградационного наступания», по В.Г. Ходакову (Палеогеография..., 1973).

Этап фронтальной и ареальной дегляциации. Принято считать, что снижение мощности ледниковых покровов, уменьшение их размеров происходит вследствие изменения климатических условий и ухудшения питания периферических частей ледников. Можно предположить, что интенсивность этого процесса в начале дегляциации не была высокой. К такому выводу мы пришли, изучая степень изрезанности ледникового края. Не только морфология, но и размеры ледниковых лопастей, появившихся на первом этапе дегляциации, отличаются от ледниковых лопастей второго и третьего этапов. Как правило, первые представляли собой крупные, изометричные ледниковые массивы — поля со слабо изрезанным внешним краем, для которого были характерны плавные, обычно округлые очертания. В это время не ощущается даже тенденции к разделению окраин лопастных массивов на языковые выступы. Морфология лопастных депрессий несложна; чаще всего — это плоские поверхности, покрытые плащом ледниково-озерных отложений.

Усиление процесса абляции, помимо резкого увеличения объема талых вод, обусловило уменьшение мощности распадающегося края ледника, что не могло не вызвать реакции литосферы, на этот раз обратной этапу активного развития ледниковых покровов. Начавшаяся компенсация нарушения изостазии осуществлялась по совершенно иному принципу, нежели образование гляциоизостатического прогиба.

На практически равномерное уменьшение ледниковой нагрузки на значительных площадях ареальной дегляциации литосфера, состоящая из блоков различной плотности, реагировала путем совсем не одинаковых по амплитуде вертикальных положительных движений отдельных блоков. Более плотные всплывали медленнее менее плотных. Первые создавали депрессии ледникового ложа, вторые — приподнятые платобразные формы — гляциоизостатические плато. Конечно же, это — гипотеза. Но она соответствует фактам и хоть как-то объясняет их, а также предлагает вариант объяснения природы резких флексурообразных перегибов горизонтов основных морен при переходе через прямолинейные проксимальные уступы краевых поясов ледниковых лопастей.

Разматывая далее клубок умозрительных построений, мы полагаем, что неровности, возникавшие на поверхности ледникового ложа, были достаточно контрастными и крупными, чтобы повлиять на динамическую структуру ледника, нарушить спокойный режим его хоть и замедлившегося движения. Следствием было появление огромных напряжений, в основном тангенциальных, приложенных к проксимальным и латеральным уступам локальных повышений поверхности ледникового ложа, и нагромождение вдоль них мореносодержащего льда вперемежку с сорванными блоками пород ледникового ложа. Этот момент мы считаем началом формирования аккумулятивно-напорных морен уступов гляциоизостатических плато и склонны рассматривать его, как переход ко второму этапу распада краевой зоны — к этапу рассекающей дегляциации.

Вероятно, в это время произошло обособление Кожвинской ледниковой лопасти и началось разрушение сплошности ледникового покрова по субмеридиональной зоне сочленения Печоро-Кожвинского мегавала со структурами Предуральского прогиба вдоль полосы Войских меандр современной р. Печоры. В зону дробления ледникового массива началась миграция водных масс Верхнепечорского приледникового подпрудного озера, закончившаяся формированием войской террасы и Нижнепечорского интрагляциального бассейна — эстуария.

Таблица 3

Динамика ледникового покрова и реакция литосферы					Основные события и морфогенетические типы рельефа периода дегляциации краевой зоны поздневалдайского ледника	Азональные отложения
Мощность ледника	Динамическое состояние	Характер дегляциации	Изостатическая реакция литосферы	Гляциодинамические этапы		
Увеличение	Стабилизация	Уменьшение				
Наступание	Стабилизация	Фаза локальных подвижек-пульсаций (сёрджей)	Ареальная дегляциация	Дегляциация — Финальная фаза	Поздне-послеледниковые Рельеф и отложения сёрджей (локальные морены). Локальные подвижки ледникового края (сёрджи). Окунёвская (эстуарная) терраса, прибрежная терраса Баренцева моря. Ингрессия Баренцева моря в долину р. Печоры.	*Основная морена, отложения аккумулятивных краевых морен, ложбин стока талых вод и наледниковых озер*
		Прекращение движения льда в краевой зоне ледникового покрова		Третий этап	Морены Де Геера. Маргинальные камы и камовые поля. Проталинные лимнокамы, крупные камы. Субгляциальные компрессионные морены (морены подледного выдавливания)	
		Разрушение области питания	Рассекающая дегляциация	Второй этап	*Возрождение р. Печоры (окуневский и денисовский аллювий) и р. Вычегды.* Лимнокамы. Террасы: нижнепечорская, гамская, эпигенетическая Образование Нижнепечорского интрагляциального озера — эстуария Баренцева моря и Гамского бассейна. Войская терраса. Спуск Верхнепечорского и Озъягского приледниковых озер.	
		Снижение подвижности Образование лопастей	Фронтальная и ареальная дегляциация	Первый этап	Напорно-аккумулятивные морены уступов гляциоизостатических плато. Напорно-аккумулятивные и аккумулятивно-напорные краевые морены. Накопление ледниково-озерных отложений приледниковых подпрудных озер.	
	Стабилизация		Образование регионального гляциоизостатического прогиба	Стабилизация ледникового края	*Сток вод подпрудных приледниковых озер в Каспий.* Напорно-аккумулятивные и аккумулятивно-напорные конечные морены. Сток вод приледниковых озер в Каспий через Мылвинский, Кельтменский и Камский каньоны.	
			Начало сводового поднятия и активизации разломов	Активное состояние ледникового края	Образование Верхнепечорского и Озъягского приледниковых подпрудных озер. Формирование толщи мореносодержащего льда. Отложение основной морены.	
			Региональное (сводовое) поднятие. Активизация дифференцированных движений блоков литосферы			

Этап рассекающей дегляциации. Признавая в целом справедливость основного постулата дегляциации, нельзя не отметить, что он учитывает только гляциоморфогенетический фактор, оставляя вне поля зрения такие важные моменты как появление и компенсация гляциоизостатического прогиба, а также тектонические особенности областей оледенения. Необходимость учета тектоники стала очевидной уже при изучении Печорской ледниковой лопасти (Лавров, 1976) и неоднократно подтверждалась на множестве примеров. Одновременно выявились и различия в ходе деградации краевой зоны в Западном Притиманье и в Печорской низменности, отразившиеся в специфике гляциоморфогенеза и в механизме спуска вод приледниковых подпрудных озер: Озъягского и Верхнепечорского, а также в причинах образования и эволюции Гамского и Нижнепечорского бассейнов, возникших при миграции в ледниковую зону водных масс Озъягского и Верхнепечорского бассейнов. В связи с этим следует внимательно отнестись к мнению А.А. Асеева (1974, 1978) о целесообразности различать региональные типы дегляциации. Возможно, это заявление в общей форме отражает то, о чем было сказано выше.

Возвращаясь к теме, констатируем, что, несмотря на отмеченную нами выше некоторую замедленность развития Баренцевоморского ледника, к началу второго этапа дегляциации он все-таки достиг своего максимума. Об этом красноречиво свидетельствует ориентация языковых амфитеатров краевого ледникового пояса Кулойско-Мезенской ледниковой лопасти, указывая на Баренцев шельф как основную область ледникового питания. Принимая во внимание именно это обстоятельство, мы склонны считать вполне реалистичным механизм рассекающей дегляциации, детально исследованной во многих работах М.Г. Гросвальда (1983 и др.), но использовать эту изящную гипотезу в «чистом виде» для объяснения механизма дегляциации южного побережья Баренцева моря — севера Печорской низменности и северной части Западного Притиманья, не считаем возможным.

На втором этапе дегляциации на периферии ледникового покрова Баренцевоморско-Новоземельско-Карского центров возникла серия крупных выступов — лопастей. Ледниковый покров терял сплошность, распадаясь вдоль зон глубинных разломов на обширные ледниковые массивы, порой еще не полностью разобщенные. Непрекращающееся, вследствие абляции, уменьшение мощности ледника активизировало дифференцированные движения литосферных блоков, но быстро снизило интенсивность формирования краевых аккумулятивно-напорных морен уступов гляциоизостатических плато вплоть до полного прекращения этого процесса. Параллельно с этим началось образование межъязыковых массивов и освобождение депрессий ледниковых лопастей от заполнявшего их льда.

По-видимому, в это время сработал механизм, приведший к полной автономности лопастных ледниковых массивов, и природу этого механизма мы квалифицируем как сейсмогенную. Мы полагаем, что, если при медленном процессе образования гляциоизостатического прогиба, продолжавшегося многие тысячи лет, напряжения, возникавшие в литосфере, успевали релаксировать, то при дегляциации, темп которой во много раз превышал скорость формирования и распространения ледниковых покровов, вновь появлявшиеся напряжения большей частью могли разрешаться только путем сейсмических явлений — серий небольших по амплитуде, но мгновенных относительных смещений блоков литосферы, возвращающихся в исходное положение. По-видимому, несмотря на сравнительно высокую пластичность, ледниковый покров, вследствие сейсмических ударов, распадался на массивы и поля, форма и размеры которых определялись во многом местоположением и ориентировкой зон активизированных разломов. В сплошном некогда ледниковом покрове возникали зоны повышенной трещиноватости, ледниковый край терял свою сплошность. В наиболее крупные зоны потери сплошности (зоны дробления) немедленно мигрировали все приледниковые подпрудные озера: Верхнепечорское — в направлении Баренцева моря, Озъягское — в район Белого моря. Почти сразу же прекратился сток озерных вод на юг. Снижение уровня Верхнепечорского озера в самом начале очень короткое время происходило, по-видимому, достаточно медленно. Если принять во внимание гипсометрическое положение низких фрагментов верхнепечорской террасы в районе Войских меандр и высоты тыловых швов депрессий Кожвинской и Лыжской ледниковых лопастей, где образовались первые заливы Нижнепечорского интрагляциального бассейна, можно остановиться на абсолютных высотах 115-120 м, как вполне приемлемых величинах. Но и этого было уже вполне достаточно, чтобы сток на юг прекратился.

Говорить со всей определенностью о соотношении уровней Нижнепечорского интрагляциального бассейна с уровнем Мирового океана не представляется возможным из-за отсутствия точных данных о величине гляциоизостатического прогиба территории. Факт быстрой стабилизации уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна на современной абсолютной высоте 80–100 м можно считать документально установленным. При этом, если не забывать о существовании войской террасы, соединяющей верхнепечорскую и нижнепечорскую интрагляциальную террасу, о грубом литологическом составе всей толщи отложений войской террасы, следует признать, что спуск вод Верхнепечорского озера, медленный в начале его миграции в краевую зону ледника, быстро приобрел характер катастрофического прорыва, который не мог продолжаться сколько-нибудь длительное время.

Стабилизацию уровня Нижнепечорского интрагляциального бассейна, принимая во внимание его гигантские размеры, плановое положение и выдержанность абсолютных высот береговой линии, можно объяснить, по-видимому, только достижением гидродинамического контакта с синхронным уровнем океана. Полагаем, что это — наи-

более актуалистическое объяснение условий появления и существования крупного водного бассейна, не имеющего стока на юг,— интрагляциального феномена, раскрытию природы которого придавал большое значение Д.Д. Квасов, о чем мы говорили выше.

Таким образом, в случае справедливости сделанного предположения, Нижнепечорский интрагляциальный бассейн — есть интрагляциальный эстуарий позднеледникового Баренцева моря, аналогичный его заливам, где накапливались отложения террасы ледникового контакта (эпигенетической террасы), но более глубокого вдавшийся на юг, вглубь краевой зоны разрушающегося ледника.

Приблизительно, но, по-видимому, достаточно точно время возникновения Нижнепечорского интрагляциального эстуария следует связывать с начальными этапами возрождения Баренцева моря — около 14,5–14,0 тыс. лет. Верхнюю возрастную границу можно установить весьма точно по датировкам аллювия окунёвской террасы — 12,3 тыс. л. н. Таким образом, существование Нижнепечорского интрагляциального эстуария было весьма кратким, не более 2,0–2,5 тысяч лет. За этот промежуток времени произошло три скачкообразных снижения уровня Нижнепечорского интрагляциального эстуария, и образовались три уровня нижнепечорской интрагляциальной террасы. Осушение этого бассейна произошло еще до окончательного стаивания ледяных полей и глыб, что позволило сохраниться и появиться впоследствии формам водноледникового и ледникового мезо- и микрорельефа в пределах акватории исчезнувшего бассейна — среди поверхности нижнепечорской интрагляциальной террасы.

В Западном Притиманье спуск Озъягского приледникового подпрудного озера произошел практически одновременно со спуском Верхнепечорского озера. Совпадают и хронологические данные. Аллювий III пачки гамской террасы имеет точно такой же возраст, что и аллювий окунёвской. По-видимому, процесс рассекающей дегляциации, охвативший Баренцевоморский ледниковый покров, затронул и краевую зону Северодвинского сектора Скандинавского ледника. Но последний, в отличие от Баренцевоморского, имел область питания (центр) не на шельфе, а на щите, что и обусловило его значительно большую резистентность воздействию рассекающей дегляциации. Вследствие этого Гамский бассейн не стал немедленно интрагляциальным эстуарием. Почти сразу же, по-видимому, где-то в районе горла Белого моря сплошность ледника краевой зоны была восстановлена (возможно это был сёрдж Челмохта), и Гамский бассейн стал тем, чем был: одна его часть являлась интрагляциальной (бассейн р. Сев. Двины и р. Ваги), другая — приледниковой (бассейн р. Вычегды).

Этап ареальной дегляциации *(стабильного положения краев ледниковых полей).* Рассекающая дегляциация, создав глубоко внедрившийся на юг Нижнепечорский интрагляциальный эстуарий и Гамский бассейн с его интрагляциальной частью, подавила процесс образования аккумулятивно-напорных морен в первую очередь вдоль уступов гляциоизостатических плато. Ледниковый покров краевой зоны был разбит на крупные фрагменты, лед которых практически утратил поступательное движение, став пассивным телом, но сохранив значительную способность продолжать морфогенез. Границы полей пассивного льда, естественно, располагались вдоль наиболее крупных зон разломов. Вдоль них немедленно начался процесс образования субгляциальных компрессионных морен фронтальных частей Чёшской и Малоземельской ледниковых лопастей. Характерной особенностью морен подледного выдавливания является их языковатость: цепи фронтальных морен представлены гирляндами небольших языковых дуг, выпуклостью обращенных к югу и сливающихся боковыми частями. Краевые морены Чёшской ледниковой лопасти, очень сильно разрушены многочисленными локальными подвижками — сёрджами — в финальную фазу третьего этапа дегляциации.

Обращает на себя внимание существование определенной закономерности изменения формы фронтов ледниковых лопастей в течение дегляциации от одного этапа к другому. Простые, почти без признаков лопастной дифференциации, аккумулятивно-напорные фронтальные морены первого этапа дегляциации на втором этапе сменяются крупноязыковыми краевыми поясами. Третий этап — характеризуется мелкой фестончатостью лопастных краевых поясов, сформированных чаще всего моренами подледного выдавливания. Мы склонны рассматривать эту закономерность как следствие снижения мощности льда при параллельном увеличении его пластичности в результате изменения климатических условий.

В северо-восточной части Печорской низменности — Большеземельской тундре, затронутой рассекающей дегляциацией в меньшей степени, чем западная, Малоземельская, процесс дегляциации долго сохранял многие черты первого, фронтально-ареального этапа. Но и здесь лед, утратив подвижность, был способен только на формирование внутреннего маргинального вала Колвинской ледниковой лопасти, представленного моренами подледного выдавливания. Начавшееся расчленение фронта Колвинской ледниковой лопасти на языковые выступы было прервано, по-видимому, в результате локального поднятия серии небольших блоков в центре лопастной депрессии (возвышенности Лыду-Мусюр и др.), которые разделили лопасть на два языка: харьягинский и сандивейский. Затем процесс деградации северо-востока Большеземельской тундры пошел по генеральной схеме. Колвинская ледниковая лопасть отделилась от ледникового массива Большеземельской ледниковой лопасти, интрагляциальное озеро в лопастной депрессии было спущено через одно из поперечных понижений краевого пояса, затем началось врезание русла современной р. Колвы. Истоки ее заложились в пределах располагавшегося севернее массива мертвого льда Большеземельской ледниковой лопасти, пронизанного туннельными и поверхностными каналами стока талых вод. В многочисленных проталинах

скапливались отложения проталинных лимнокамов. Уступы расположенных здесь крупных гляциоизостатических поднятий — Вангурейского, Янейского и Вашуткинского, не осложнены аккумулятивно-напорными моренами, как это наблюдается у поднятий, расположенных южнее, ближе к границе оледенения, что также говорит об отсутствии активности ледниковых масс в это время.

В южной части Вашуткинского гляциоизостатического плато в локальных понижениях рельефа периодически возникали и исчезали небольшие озерные бассейны. Некоторые из них просуществовали значительную часть голоцена (разрез «Вэснию»), прежде чем были дренированы рекой Море-Ю и ее притоками.

Залежи «мертвого» льда, покрытые слоем абляционной морены и солифлюкционных отложений, сохранялись, по крайней мере, до середины голоцена (Лавров, Арсланов, 1977), но, возможно, небольшие реликты существуют и в наши дни, что подтверждается бурением в северной части Янейского гляциоизостатического плато (Гайдаманчук и др., 1985, скв. 703).

Фаза локальных подвижек — пульсаций ледникового края — получила название фазы сёрджей, учитывая динамические особенности движения сёрджевых масс, состоявших из ледогрунтов, практически потерявших сплошность, сильно обводненных, ассимилирующих все, что представляло хоть малейшее препятствие их движению. Сёрджи северо-востока Русской равнины в отличие от сёрджей «морских» ледниковых покровов не являлись ключевым механизмом рассекающей дегляциации. Они разрушали только неширокую полосу ледниковых полей, находившихся на грани пассивного и неподвижного, «мертвого» состояния. Детальное строение одного из сёрджей — сёрджа «Мархида» было рассмотрено выше, поэтому мы сконцентрируем внимание на более общих закономерностях.

Первая и основная, заключается в зональности развития сёрджей. Начиная от Мезенской губы, в восточном направлении их количество неуклонно уменьшается. В гляциоморфологическом комплексе Чёшской ледниковой лопасти отмечены следы не менее чем шести сёрджей. Из них два самых крупных: сёрджи «Кулой» и «Вижас» разрушили всю западную часть этой лопасти. В Малоземельской тундре краевой пояс одноименной ледниковой лопасти осложнен четырьмя-пятью прорывами небольших сёрджей. Из них три сёрджа («Мархида», «Вастьянский Конь-2» и «Терпей»), расположены в непосредственной близости от р. Печоры. Далее к востоку никаких признаков сёрджевых подвижек нет.

Особого внимания заслуживают сёрджи «Мархида» и «Вастянский Конь-2». Первый, не отличающийся крупными размерами, благодаря прекрасному естественному обнажению у д. Мархида, предоставил в наше распоряжение знание деталей строения локальной морены, достаточно ясное представление о механизме движения сёрджевых потоков, наконец, исключительно точную хронологию событий.

Сёрдж «Вастьянский Конь-2», безусловно, требует дальнейшего изучения. Сейчас можно только предполагать, не повышая умозаключения даже до уровня гипотезы, что именно этот сёрдж сработал при контакте края пассивного льда с водами Нижнепечорского интрагляциального бассейна, развивавшегося вдоль зоны трещиноватости, и открыл им выход к побережью позднеледникового Баренцева моря, обеспечив гидродинамическую связь с уровнем позднеледникового океана и превращение озерного бассейна в интрагляциальный эстуарий.

Достаточно высокая вероятность такого события в определенной мере подтверждается взаимоотношениями моренного вала «Вастьянский Конь», прорванного сёрджем «Терпей» непосредственно восточнее сёрджа «Мархида» (рис. 42). Анализ рельефа этого района правобережья нижнего течения р. Шапкина показывает, что сёрдж «Терпей» вошел непосредственно в водную среду интрагляциального бассейна. Образовавшаяся при этом в поверхности ледника депрессия была заполнена водой. Не исключено, что именно резкая подвижка сёрджа «Терпей» явилась причиной образования системы глубоких трещин в пласте мертвого льда в районе современного левобережья р. Щучьей и северной окраины северного поля наледниковых лимнокамов восточной части депрессии Печорской ледниковой лопасти. Интенсивное накопление в трещинах ледниково-озерных отложений после инверсии в субаквальных условиях привело к образованию системы трещинных микроформ, названных нами выше лимноозами (рис. 42).

Понижение поверхности ледника вследствие сёрджа «Терпей» не было достаточным для прорыва к морю вод Нижнепечорского интрагляциального бассейна, мигрировавшего на север. Прорыв был завершен в результате последовавшего, видимо, вскоре значительно более мощного сёрджа «Вастьянский Конь-2». Не исключено, что примерно таким механизмом объясняется тот факт, что многие современные реки, прорывают извне фронтальные краевые морены таких крупных ледниковых лопастей как Печорская, Вашкинская, Пинежская, Северодвинская и другие. В случае справедливости такого предположения, развитие сёрджей в течение деградации следует считать перманентным явлением и не рассматривать как «деградационное» наступание только в конечный этап разрушения краевой зоны ледников.

Здесь мы не можем устоять перед искушением сделать еще одно заманчивое, но трудно доказуемое пока что предположение. Оно заключается в том, что озеро Голодная губа, узким клином вдающееся с севера на юг в моренный рельеф левобережья приустьевой части р. Печоры, по своей морфологии, строению бортов, наконец, по наличию в центре озера полуострова Саркомбой, чрезвычайно похоже на котлованы, образующиеся у подножья отступающих водопадов. Не исключено, что озеро Голодная губа — след существовавшего здесь водопада, образованного водами Нижнепечорского интрагляциального бассейна, устремившимися на север вдоль по понижению в ледниковом мас-

сиве, возникшему после сёрджа «Вастьянский Конь-2». На короткое время появилось нечто вроде «Ниагары» с ледяными уступом и берегами. В таком случае, озеро Голодная губа — рудимент позднеледниковой «Ниагары», на месте основной части которой сейчас течет р. Печора.

Учитывая вероятность такого события, наиболее точным хронологическим интервалом последнего этапа дегляциации в настоящее время представляется отрезок от 12,3 тыс. л. н. — времени образование окуневской аллювиальной террасы вследствие регрессии Нижнепечорского интрагляциального эстуария, до 9,0 тыс. л. н. — времени одного из последних сёрджей.

Северная часть Западного Притиманья, заполненная льдами Скандинавского, а затем и Баренцевоморско-Новоземельско-Карского центров, отличается от северной окраины Печорской низменности значительно более сложной историей последних этапов дегляциации и колебаний уровней приледниковых и интрагляциальных бассейнов, Озъягского и Гамского.

По сравнению с Нижнепечорским интрагляциальным эстуарием, который после короткого существования исчез, сменившись окунёвской пра-Печорой, а затем одноименным эстуарием уже послеледникового времени, Гамский бассейн испытал серию колебаний уровня и изменений гидродинамического режима. В этом отличии просматривается непосредственная связь Гамского бассейна с впадиной Белого моря — объекта сложного и до конца еще не изученного. Располагаясь у подножья склонов Балтийского щита и не претерпев, по-видимому, сокрушительного сейсмогенного воздействия, Беломорская область, как и южное побережье Чёшской губы, все же ощутили влияние рассекающей дегляциации, что и отмечено В.Я. Евзеровым (2002). Специфика географического и геолого-тектонического положения впадины Белого моря, естественно, обусловила специфику спуска Озъягского, а затем и Гамского бассейнов. Детали изменений гидродинамики этих бассейнов были рассмотрены при исследовании строения соответствующих террас, а причины, обусловившие специфику их разрезов, отличных от разрезов террас Печорской низменности, кроются, несомненно, в деталях дегляциации Беломорской котловины. Эта проблема весьма сложна, не всегда ясна, но, главное, находится за пределами нашей компетенции, а потому не рассматривается.

О специфике дегляциации Северодвинского сектора Скандинавского ледникового покрова, о серьезных отличиях ее от хода дегляциации ледника Баренцевоморско-Новоземельско-Карского центров и о причинах этого явления мы говорили и ранее (Лавров, Потапенко, 2002_2). Здесь отметим, что деградация Чёшской ледниковой лопасти, как и Малоземельской, завершилась развитием серии сёрджей, начиная от сдвоенного сёрджа «Пеша» у западных склонов Северного Тимана и кончая чудовищным по мощности сёрджем «Кулой». Левая боковая морена последнего, отмеченная еще А.А. Корчагиным (1937), не изучена до настоящего времени. Прямых радиоуглеродных датировок моренных отложений, оставленных этим сёрджем, до сих пор не получено, но известно, что воды интрагляциального бассейна, возникшего вследствие сёрджа «Кулой» в бассейне р. Пёзы, затопили заболоченный лес, древесина которого имеет возраст 10150±100 л. н. (ЛУ-556А) и 10160±90 л. н. (ЛУ-556В). Не исключено, что эти даты, несколько более древние, чем даты «Мархиды», указывают на хронологическую последовательность развития сёрджей (с запада на восток).

По данным В.Я. Евзерова (2002), впадина Белого моря еще и в аллереде была заполнена льдами. Вероятно, и Чёшская губа в это время оставалась покрытой льдом. Исходя из этих сведений, можно заключить, что все пространство к северо-востоку от области Белого моря, включающее Мезенскую и Чёшскую губы, представляло собой обширный ледниковый массив. Поэтому возникновение сёрджа «Кулой» было вполне обеспечено необходимой массой льда, а спусковым крючком послужило, по-видимому, резкое и высокоамплитудное дифференцированное гляциоизостатическое поднятие крупного блока литосферы — Кулойского плато, обладающего характерным для мегаформ этого генезиса наклоном.

Не удивительно, что в столь сложной ситуации до сих пор остается очень много неясного. Но поздняя дегляциация этого региона находит все больше подтверждений, хотя бы в том, что накопление морских отложений в горле Белого моря началось только во второй половине голоцена (Воскресенская, Соболев, 1998).

Предложенная реконструкция развития ледников и последовательность их кульминаций на севере Русской равнины заметно ограничивает роль Баренцевоморского ледникового покрова, отводя ему весьма скромное место в качестве питающей области (центра оледенения). Более того, вся последовательность событий в период деградации оледенения, начиная с первых ее этапов, указывает на то, что область Баренцева шельфа освободилась от ледниковых масс ранее окончательной потери активности льда в краевой зоне оледенения в пределах северных районов Притиманья и Печорской низменности.

В подобном ходе дегляциации мы видим, во-первых, подтверждение тезиса о ведущей роли рассекающей дегляциации при разрушении «морских» ледниковых покровов (Гросвальд, 1983) и, во-вторых, четко выраженное «запаздывание» кульминации Баренцевоморского щита, возможно, вследствие его небольшой мощности не столько в зоне стыка со Скандинавским ледником, сколько в центральной части Баренцева шельфа. Эта небольшая коррекция палеогляциологической реконструкции валдайского ледникового покрова в максимальную стадию его развития (Палеогеография..., 1982) базируется на фактологическом подтверждении местоположения южного окончания канала рассекающей дегляциации не в Западном Притиманье, а в северной части Печорской низменности и на результатах изучения морфогенеза всей системы краевых образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Весьма внушительный объем фактического материала по строению и генезису отложений плейстоценового покрова северо-востока Русской равнины, собранный за многие годы многими исследователями, конечно же, не может быть изложен в сравнительно небольшой книге. Поэтому при работе над ней большое значение придавалось углубленному анализу и синтезу фактов и выводов, сделанных на их основе в разное время различными авторами, сопоставлению этих сведений с огромным объемом нового фактического материала, полученного нами за четыре десятилетия геологического картирования, охватившего территорию свыше 900 000 км^2. Вполне естественно, что многое осталось за рамками изложенного, но уверенно можно сказать: столь же многое является по-настоящему новым.

В первую очередь это относится к материалам изучения качественного и количественного состава крупнообломочного материала диамиктонов — основных морен, к анализу закономерностей и пространственного изменения этих параметров, полученных в результате разработки современной версии кинетостратиграфического метода и почти повсеместного (в пределах региона) его применения.

Не менее важным следует считать детальный гляциоморфогенетический анализ существующего рельефа водоразделов, его роли в расшифровке гляциодинамики последнего ледникового покрова, а также придание важнейшего значения комплексному изучению ледникового рельефа водораздельных массивов и разделяющих их депрессий, днища которых представлены террасами приледниковых и внутриледниковых (интрагляциальных) бассейнов: озер и эстуариев. Пристального внимания заслуживают геохронологические данные по прибрежной террасе южного побережья Баренцева моря, позволившие впервые сопоставить характер и масштабы поздне-послеледниковых гляциоизостатических движений севера Печорской низменности и Кольского полуострова — классического примера проявления подобного процесса.

Основные проблемы, которые пришлось рассмотреть и, мы надеемся, которые в определенной мере удалось решить, это: 1) проблема переотложения органических остатков и определения синхронности их с вмещающими отложениями; 2) генезис, количество и возраст горизонтов валунных суглинков; 3) количество аллювиальных свит; 4) генезис и возраст многометровых толщ песчано-суглинистых отложений, выполняющих древние долины и отделяющих погребенный аллювий от горизонтов валунных суглинков.

Изучение материалов по первой проблеме заставило нас отказаться от использования органогенных остатков, заключенных в базальных горизонтах аллювия и в грубозернистых отложениях его русловой фации, а также содержащихся во флювиогляциальных отложениях. Анализ многочисленных литературных и собственных данных показал, что эти отложения содержат, как правило, остатки организмов экологически и (или) хронологически несовместимых. Так, например, в галечниках аллювия II надпойменных террас Большеземельской тундры можно встретить ростры юрских белемнитов, зубы, крупные кости и бивни ранне-, средне- и поздненеоплейстоценовых мамонтов, а в русловых песках — древесные стволы голоценового возраста (8–7 тыс. л. н.), зубы мелких грызунов и т.п. Аналогичный ассортимент органики содержат и валунные суглинки, в которых, в дополнение ко всему, нередко встречаются остатки морских и пресноводных организмов, пыльца и споры различной сохранности. Установлено также, что радиоуглеродный анализ дает надежные результаты только при серийном датировании автохтонных торфяников.

При изучении проблемы генезиса валунных суглинков был проведен тщательный анализ всего комплекса аргументов, привлекаемых для ее решения. С гляциалистических позиций достаточно убедительное объяснение получают практически все особенности вещественного состава и текстур валунных суглинков, условий их залегания, взаимоотношений с отложениями иного возраста и генезиса, а также разнородность и обычно плохая сохранность заключенных в них органических остатков. Особое внимание было уделено рельефу, формируемому как валунными суглинками, так

и сопряженными с ними отложениями. В настоящее время убедительно доказано широкое развитие в регионе разнообразных и многочисленных форм рельефа, считающихся классическими ледниковыми образованиями: напорных морен, камов, друмлинов, озов, лимнокамов и т.п.

Все это яркое разнообразие форм и их совокупность, отражающая этапы экспансии и деградации материковых льдов, отсутствуют на геологических картах антигляциалистов, представляющих рельеф как серию плоских уровней-террас, не осложненных какими-либо специфическими формами мезорельефа. Подобная морфогенетическая слепота представляется удивительным анахронизмом сейчас, когда появилось огромное количество материалов аэро- и космических съемок различного масштаба и прекрасного качества.

Неизбежным следствием недооценки антигляциалистами значения геоморфологического метода исследования явились грубейшие ошибки при проведении стратиграфических корреляций. Одним из примеров может служить отнесение к стратотипам так называемой «роговской свиты» отложений средневалдайского (45–30 тыс. л. н.) и даже голоценового (9–7 тыс. л. н.) возраста. В дополнение к этому, антигляциалистическая концепция оставляет без убедительного объяснения ряд специфических особенностей вещественного состава, макро- и микротекстур валунных суглинков, характера их взаимоотношений с подстилающими породами и т.п.

Столь большое внимание, уделенное рассмотрению аргументов, привлекаемых для выяснения генезиса валунных суглинков, объясняется как значимостью данной проблемы, так и желанием авторов показать, что отрицание оледенений северо-востока Европейской части России является настолько же оригинальным, насколько и неплодотворным направлением геологических исследований, не имеющим сколько-нибудь обнадеживающей перспективы.

Детальный анализ практически всего объема материалов бурения, проведенного в течение многих лет различными организациями, достаточно уверенно устанавливает существование (помимо современной) пяти аллювиальных свит, выполняющих осевые части долин древних (доголоценовых) рек бассейна Баренцева моря. Каждая их этих свит запечатана толщей песчано-глинистых отложений, рассматривавшихся обычно как озерные, озерно-аллювиальные, флювиогляциальные и озерно-ледниковые.

Результаты палинологического анализа (Г.Н. Бердовская, Л. Д., Никифорова, С.Н. Никифорова, Л.С. Тюрина и др.) однозначно устанавливают, что накопление всех без исключения аллювиальных свит и песчано-глинистых толщ, выполняющих древние долины, начиналось в конце оледенений и продолжалось в межледниковых или межстадиальных климатических условиях. Следовательно, образование водных бассейнов в долинах рек не может связываться с подпруживающим воздействием ледниковых покровов, как это предполагалось ранее.

В последние годы в ряде разрезов песчано-глинистых толщ обнаружены морские, солоноватоводные и пресноводные диатомеи (Э.И. Лосева, В.М. Смирнова). Особенности состава и количества диатомовых выявляют ряд закономерностей изменения во времени и пространстве солености водной среды и ее температуры, что в сочетании с отмеченным в отдельных разрезах появлением в палиноспектрах пыльцы растений-галофилов (В.П. Гричук и др.) указывает на связь образования долинных водных бассейнов с развитием морских трансгрессий и дает основание квалифицировать их как эстуарии. Толщи эстуарных отложений прослежены вплоть до древнего водораздела бассейнов Баренцева и Каспийского морей.

Теоретически этапам образования эстуариев в речных долинах должно соответствовать такое же количество трансгрессий Баренцевоморского бассейна. Но до последнего времени в Западном Притиманье установлено присутствие отложений лишь трех, возможно, четырех трансгрессий (Н.Б. Левина, В.И. Гудина). Столь же неопределенна ситуация и в северной части Печорской низменности.

Значительно надежнее установлено количество разновозрастных основных морен, несмотря на невозможность использования для датирования как биологических остатков, содержащихся в валунных суглинках, так и (по ряду причин) радиометрических и палеомагнитного методов. Относительный возраст моренных горизонтов Западного Притиманья и Печорской низменности надежно устанавливается применением модернизированного и расширенного (по количеству показателей) кинетостратиграфического метода (А.С. Лавров, Л.М. Потапенко), основанного на изучении петрографического состава крупнообломочной фракции, заключенной в массе валунных суглинков, в сочетании с минералогическим анализом тяжелой фракции их мелкозема и комплексом дирекционных показателей (ориентировка длинных осей валунов, разнообразные проявления экзарации, векторы деформаций ледникового ложа и т.п.). Применение кинетостратиграфического метода, базирующегося на изучении заведомо переотложенного крупнообломочного материала, автоматически исключает появление ошибок, связанных с возможной несинхронностью анализируемого материала и вмещающей его породы, так как значение имеет не возраст того или иного компонента, а его качественные и количественные характеристики.

Полученные нами результаты подтвердили основные выводы предшественников, с ними весьма хорошо согласуются итоги многолетних исследований литологии морен, проведенных сотрудниками ИГ Коми НЦ УрОАН (Л.Н. Андреичева). В настоящее время можно считать установленным, что в пределах региона развиты пять горизонтов основных морен, отложенных ледниками Скандинавского, Баренцевоморско-Новоземельского и Уральского центров. Заметное влияние на движение ледниковых масс оказывал ледниковый покров, развивавшийся на севере Западной Сибири (Карский центр).

Основным, наиболее активным центром оледенения I-го и II-го ледниково-межледникового циклов была область современного Баренцева моря, о чем можно судить по отсутствию или крайне незначительному количеству крупнообломочного материала в основных моренах этого возраста в Печорской низменности. Древнейший и древний ледники перекрыли Западное Притиманье, где их морены кроме местных, содержат обломки пород Тиманского Кряжа, который играл уже в то время роль источника транзитного крупнообломочного материала. Но в нижнем течении р. Вычегды (разрез Туис-Керос) в морене II-го цикла осадконакопления обнаружены обломки кристаллических пород Скандинавского центра, и этот пункт определяет примерное положение зоны контакта древних Баренцевоморского и Скандинавского ледников.

В эпоху оледенения III-го ледниково-межледникового цикла основной, активный центр сместился в район островов Новой Земли. Новоземельский ледник, войдя в Печорскую низменность, блокировал Баренцевоморский (если таковой имел место) и, развиваясь далее как и древние Баренцевоморские ледники, из Печорской низменности, перевалив через Тиманский Кряж, распространился в Западном Притиманье вплоть до бассейна р. Пинеги, вновь ограничив сферу влияния Скандинавского центра.

Именно этот ледниковый покров получил в свое время название максимального (для северо-востока Русской равнины), коррелировался с ледником, отложившим основную морену Днепровского языка, — днепровским, а в региональной рабочей схеме получил название «печорский» (Решение..., 1986).

В IV-ый ледниково-межледниковый цикл в регионе явно доминировал ледник Скандинавского центра, перекрывший кроме всего Западного Притиманья значительную часть Печорской низменности, преградив путь не только леднику Баренцевоморской области, но и ограничив распространение новоземельского ледника восточной частью Большеземельской тундры. Это стало известным только после кинетостратиграфических исследований (Лавров и др., 1986). До их проведения ледниковый покров IV-го цикла в Печорской низменности относился к первому постмаксимальному оледенению, коррелировался с московским ледником центральных районов Европейской России, а в региональной рабочей схеме был назван «вычегодским» (Решение..., 1986).

Сравнение (с учетом новых данных) размеров ледников III-го цикла (новоземельского) и IV-го цикла (скандинавского) в пределах северо-востока Русской равнины выявляет явное территориальное преимущество последнего, давая все основания называть максимальным (для региона) именно его. Первоначальная, неточная оценка соотношения размеров этих ледников была следствием недостаточной изученности морен кинетостратиграфическим методом. Таким образом, в настоящее время максимальным для северо-востока Русской равнины будет обоснованнее считать ледниковый покров IV-го ледниково-межледникового цикла, ранее называвшийся I-ым постмаксимальным (московским), а затем вычегодским.

Не исключено, что сведения о повышенной активности скандинавского ледника на севере Русской равнины в IV-ый ледниково-межледниковый цикл послужат дополнительной информацией в решении вопроса о возрасте оледенения, оставившего свои следы в бассейне р. Днепра в виде гигантского выступа — ледникового языка, точнее, ледниковой лопасти.

Не забывая о нерешенной проблеме масштабов наземного оледенения в ледниковую эпоху V-го цикла, отметим в заключение, что на северо-востоке Русской равнины в период оледенения VI-го, последнего цикла осадконакопления задействованы примерно в равной степени были все центры оледенения, включая и область Карского моря.

Вариации размеров ледниковых покровов перечисленных центров оледенений и их роли в различные ледниковые эпохи послужили причиной существенных отличий вещественного состава основных морен и тем самым создали благоприятные условия для определения их количества и относительного возраста.

Абсолютный возраст установлен только для морены последнего оледенения. По торфяникам из подстилающего ее аллювия получена серия радиоуглеродных датировок от более 50 тыс. л. н. до 33 тыс. л. н. (Х.А. Арсланов и др.).

Отложения Верхнепечорского и Озъягского подпрудных приледниковых бассейнов с реверсированным стоком, возникших перед фронтом последнего ледникового покрова, так же как и морена VI ледниково-межледникового цикла, залегают на аллювии, возраст торфяников которого колеблется от запредельного (более 50 тыс. л. н.) до 35–26 тыс. л. н. В долине р. Печоры ледниково-озерные осадки образуют верхнепечорскую террасу, тыловые швы которой располагаются на абсолютных отметках 135–145 м. Терраса прослеживается на юг через серию сквозных долин (Мылвинская, Кельтменская, Верхне- и Среднекамская). При переходе через сквозные долины абсолютные высоты террасы снижаются до 130–135 м (озъягская терраса). Реверсированный поверхностный сток в эпоху последнего оледенения был направлен, таким образом, в бассейн Каспия, где примерно в это же время развивалась хвалынская трансгрессия. Связь приледниковых озер с Каспием, очевидно, была весьма полной, о чем свидетельствуют находки позднеплейстоценового каспийского осетра в Керчемской депрессии (Е.М. Тимофеев), то есть в верхнем течении современной р. Вычегды.

Таким образом, эпоху последнего оледенения региона следует, по нашему мнению, сопоставлять со второй изотопно-кислородной стадией (ИКС), время накопления аллювиальной свиты, подстилающей верхнюю морену, — с 3 и 4, а на юге региона — с 3, 4 и 5 ИКС.

Наметившееся в последние годы стремление некоторых исследователей понизить возраст морены VI цикла

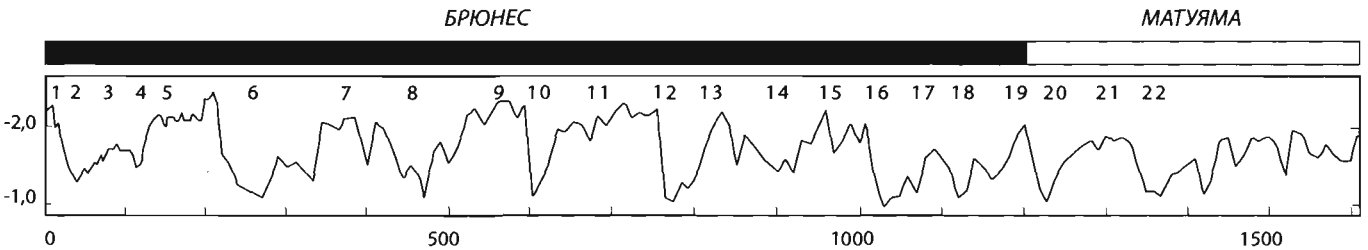


Рис. 108. Колонка V28–238 с плато Соломон (глубина 3120 м), Тихий океан

(Shackleton, Opdyke, 1973; комментарий по Д.Боуэну, 1981, стр. 92, рис 3.5)
1–22— стадии, установленные по изотопам кислорода. По горизонтали— глубина от верха колонки (см). По вертикали— отклонение от стандартной величины Эмилиани (в тысячных долях). Колонка предложена в качестве эталона для позднего плейстоцена. Граница эпохи Брюнес и Матуяма (700 000 лет назад) приходится на стадию 19 и используется как основа для датирования границ стадий.

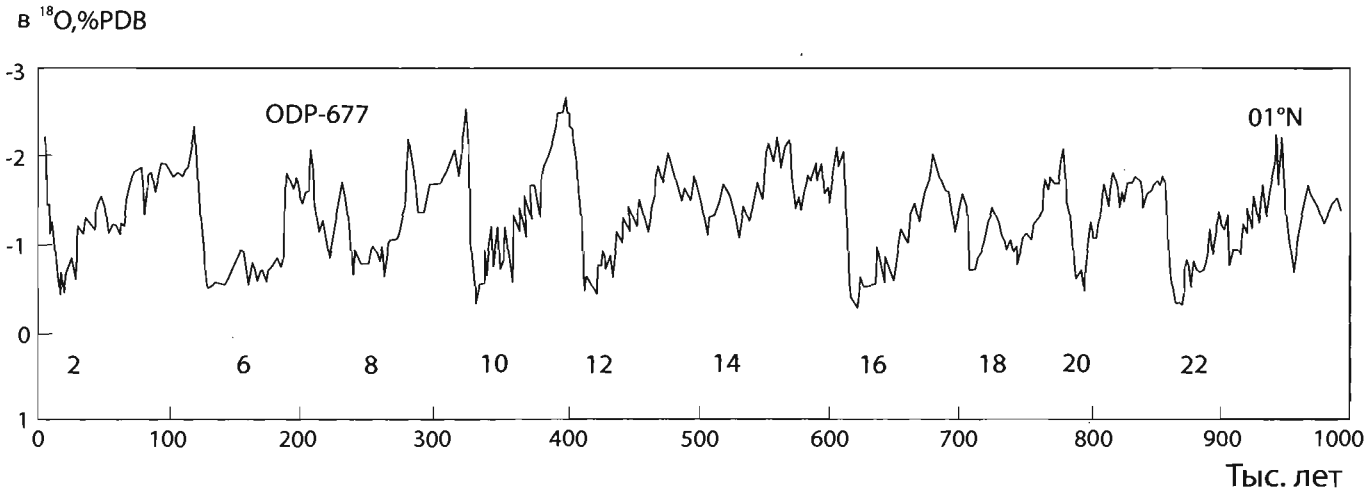


Рис. 109. Изотопно-кислородные кривые ст. ODP-677 (Николаев, 2000, фрагмент рис. 2)

до ранне-средневалдайского базируется на полном игнорировании комплекса результатов радиоуглеродного анализа, проведенного в лаборатории НИИГ ЛГУ (Х.А. Арсланов), на недостаточном внимании к геоморфологии региона, на излишнем доверии к результатам люминесцентного анализа, а также на использовании данных радиоуглеродного датирования органического материала, извлеченного из аллювиальных и флювиогляциальных базальных галечников и, следовательно, переотложенного.

Материалы разделов, посвященных V и последнему, VI ледниково-межледниковому циклам осадконакопления, нам кажется, позволяют составить достаточно обоснованную и логически законченную реконструкцию изменения палеогеографических обстановок в течение этих циклов осадконакопления, показать взаимообусловленность явлений, подчиненных основополагающим законам природы. Именно поэтому, имея все меньшее и меньшее количество наблюденных фактов о строении все более и более глубоких слоев плейстоцена северо-востока Русской равнины, мы посчитали возможным экстраполировать схему природных изменений эпохи конца позднего неоплейстоцена-голоцена — сверху вниз, на более древние циклы осадконакопления, несмотря на то, что фактологическая основа быстро слабеет в этом же направлении.

При справедливости подобной экстраполяции появляются некоторые основания для попытки увязать глубокие климатические изменения, обусловившие цикличность седиментации, с изотопно-кислородными стадиями океанических осадков.

Анализ динамики процессов образования, развития и деградации последнего ледникового покрова, базирующийся на основе детального и нового фактического материала, показывает, что продолжительный этап аккумуляции льда и экспансии ледников различных центров — Скандинавского, Новоземельского, Карского и Баренцеморского — до границ их максимального распространения сменился весьма быстро протекавшей дегляциацией, носившей временами катастрофический характер.

Брекер и ван-Донк (Broecker, van Donk J., 1970) полагали, что этапы медленной аккумуляции льда на континентах заканчивались этапами быстрого его таяния — терминациями, продолжительность которых составляла не более

десяти тысяч лет и что такой характер развития ледников отражается кривой ИКС. Как показывают приведенные нами результаты изучения скорости разрушения краевой зоны Баренцевоморско-Новоземельско-Карского и Северодвинского сектора Скандинавского ледниковых покровов, на северо-востоке Русской равнины продолжительность терминации была, по-видимому, еще более короткой, ограничиваясь 4–5 тысячами лет.

Изотопные кривые по колонкам высоких широт обычно не отличаются выразительностью вследствие значительной роли температурной со-ставляющей изотопного сигнала. Это обусловлено перманентным возмущающим влиянием локального оледенения, сохраняющегося в приполярных областях даже в периоды межледниковий.

Но на изотопных кривых по колонкам экваториальных зон океанов, как давно известных (Shackleton, Opdyke, 1973), так и полученных позднее (Shackleton, 1996 и др.), как правило, хорошо заметно, что после минимума ^{18}O стадии 22 и пика его в стадии 21 колебание содержания изотопа ^{18}O происходит весьма закономерно (рис. 108, 109). В пределах каждой пары стадий, начиная с пары 23–22, кривая образует серию максимумов и минимумов. При этом восходящие и нисходящие ветви большинства как максимумов, так и минимумов практически симметричны относительно нормали к оси времени. Асимметрия, причем выраженная очень резко, отмечается только у финальных минимумов стадий 22, 20, 16, 12, 10, 6 и 2. Левая (восходящая) ветвь каждого из них, гораздо более крутая, чем правая (нисходящая), отражает этап одновременного таяния ледников — терминацию. В стадиях 18, 14, 8 и 4 асимметрии финальных минимумов не наблюдается, и все они, кроме стадии 8, не отличаются той глубиной, которая характеризует финальные минимумы стадий 22, 20, 16, 12, 10, 6 и 2. Таким образом, можно предполагать, что глобальное развитие и синхронная деградация ледниковых покровов в плейстоцене имели место всего лишь семь раз, а четыре раза оледенения носили менее масштабный характер, ледниковые щиты формировались и деградировали метахронно, подтверждая известную гипотезу И.П. Герасимова и К.К. Маркова.

В качестве вероятного примера, по-видимому, можно предложить поздненеоплейстоценовые оледенения севера Русской равнины. Детальные палинологические исследования многочисленных разрезов аллювия и перекрывающих его озерных и болотных отложений, залегающих между морскими отложениями IV цикла осадконакопления (микулинское межледниковье, ИКС-5е) и мореной поздневалдайского оледенения (ИКС-2), установили, что в период их накопления имело место глубокое похолодание, вероятно, синхронное ранневалдайскому оледенению, стадиям 5a-d и 4. Однако, как было показано выше, морена этого возраста пока что не обнаружена. В северо-западных районах сведения о ранневалдайском оледенении более определены, но и здесь площадь его распространения многими исследователями принимается значительно меньшей, чем для поздневалдайского ледникового покрова (стадия 2). Следуя далее, можно отнести поздневалдайское оледенение (VI цикл) к первому (глобальному) типу, а ранневалдайское (V цикл) похолодание связывать с метахронным оледенением отдельных регионов.

При изложенной интерпретации весь комплекс фактов, все шесть ледниково-межледниковых циклов северо-востока Русской равнины со всеми особенностями образующих их геологических тел, начиная от моренных горизонтов и кончая межморенными толщами со спецификой их палинологических характеристик (количеством климатических оптимумов и похолоданий) и т.п., если вести последовательный, без пропусков отсчет сверху вниз, вполне удовлетворительно согласуются с изотопными кривыми в пределах 1–16 ИКС океанической шкалы.

Отсутствие сведений об отложениях более древних ледниково-межледниковых циклов (вероятно, это пары стадий 18–17, 20–19 и 22–21) объясняется, в первую очередь, почти полным отсутствием результатов кинетостратиграфических исследований глубоко залегающих моренных горизонтов и плохой сохранностью отложений. Следует подчеркнуть, что возможная неточность корреляций касается только морен, отнесенных к древнейшему и древнему (I и II) циклам, которых в действительности может быть не две, а более. Некоторые признаки этого ощущались нами при построении региональных разрезов. И здесь следует вспомнить, что, по данным А.Н. Степанова (1974), в пределах Печоро-Вычегодско-Камского водораздела стратиграфически ниже морены III цикла осадконакопления обнаружены три моренных горизонта. Нижний из них, возможно, относится к 20 или 22 стадиям, то есть имеет не неоплейстоценовый, а эоплейстоценовый возраст.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Шик С.М. Об общей стратиграфической шкале. Стратиграфия. Геологич. корреляция, 1997, т. 5, с. 105–108.

Амалицкий В.П. По Ледовитому океану и Печоре, путевые впечатления. 1905.

Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского северо-востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002, 320 с.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997, 82с.

Арманд Н.Н. Беломорский ледниковый поток (карта № 9). /В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973, с. 66.

Арманд Н.Н., Романова В.П. Беломорский ледниковый поток./В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977, с.72–80.

Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Зайцева Г.Я., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины Докл. АН СССР, 1977, 233, № 1, с. 188–191.

Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Лосева Э.И., Филонов Б.А. Новые данные о континентальных микулинских отложениях на Нижней Печоре. Вестник ЛГУ, 1975, № 24, с. 139–142.

Арсланов Х.А., Бреслав С.Л., Громова Л.И. и др. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье. Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 5, с. 1159–1162.

Арсланов Х.А.,Вознячук Л.Н., Величкевич Ф.Ю. и др. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра. Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6, с. 1397–1400.

Арсланов Х.А., Знаменская О.М., Баканова И.П. и др. Раннесредневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология. Бюлл. Комиссии по изучен. четвертичн. пер, 1975, № 43, с. 152–158.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины. /В сб.: Геохронология четвертичн. периода. М.: Наука, 1980, с. 68–81.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-востоке Русской равнины. /В сб.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981, с. 37–52.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Зайцева Г.Я., Чернов С.Б. О палеогеографии и геохронологии позднеледниковья на севере Печорской низменности. Вестник ЛГУ, 1975, № 12, с. 86–93.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Смирнова В.М., Тертычная Т.В. Средневалдайский интервал в бассейне Вычегды: геохронология, климат, генезис отложений. Вестник ЛГУ, геология, география, 1979, № 12, с. 72–77.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири. /В сб.: Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, 1983_1, с. 27–35.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Поздне-послеледниковые озера Печорской низменности. /В сб.: История озер в СССР (том 1). Таллин, 1983_2, с. 18–20.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности. /В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичн. пер. М.: Наука, 1987, с. 101–111.

Арсланов Х.А., Левина Н.Б., Останин В.Е., Баранова В.Н., Смирнова В.М., Тертычная Т.В. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена и раннего голоцена б-на р. Сев. Двины. Вестник ЛГУ, 1984, № 12, с. 57–66.

Арсланов Х.А., Левина Н.Б., Баранова В.Н., Смирнова В.М., Сорокина И.А. Новые данные по геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена бассейна рек Вычегды и Верхней Печоры. /В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичн. пер. М.: Наука, 1987, с. 97–101.

Археология Республики Коми. М.: ДиК, 1997, 758с.

Асеев А.А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена. /В сб.: Верхний плейстоцен. М.: Наука, 1966, с. 5–12.

Асеев А.А. Деградация последнего европейского материкового оледенения и критерии гляциоморфологического изучения. /В сб.: Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972, с. 41–50.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974, 391с.

Асеев А.А. Современное состояние и перспективы развития гляциальной геоморфологии областей древних материковых оледенений. /В сб.: Краевые образования материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1978, с. 13–21.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Ю.-И. Русско-норвежские исследования ледникового периода Арктики. Отечественная геология, 1999, № 2, с. 51–59.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Русской Арктики: возраст и конфигурация. Вестник С.-П. Университета, 2000, сер. 7, вып. 1, с. 3–14.

Атласов Р.Р., Букреев В.А.., Левина Н.Б., Останин В.Е. Особенности рельефа краевой зоны валдайского оледенения на Онего-Важском междуречье и в долине р. Ваги. /В сб.: Краевые образования материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1978, с. 30–38.

Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. /В сб.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд. МГУ,1963, с. 4–9.

Афанасьева Т.А. Отчет о создании стратиграфических схем палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенд к геологическим картам масштаба 1:50 000 и 1:200 000. Воркута, 1993. Росгеолфонд.

Барбот-де-Марни Н.Н. Геологическое путешествие в северные губернии Европейской России. Зап. Мин. общ-ва. 1868, 2 серия, т. III.

Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Кайнозойский покров севера Тимано-Уральской области. /В сб.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. Изд. МГУ, 1966, с. 38–55.

Бердовская Г.Н., Миронов К.Н. Материалы к палинологической характеристике межледниковых отложений северной части бассейна р. Печоры. /В сб.: Проблемы палеогеографии. Изд. ЛГУ, 1965, с. 139–147.

Бойцов М.Н. О сходстве и различии некоторых форм рельефа краевых образований и мерзлотных форм. /В сб.: Краевые образования материковых оледенений. Вильнюс: Минтис, 1965, с. 245–247.

Большаков В.А. Об использовании физических методов при изучении плейстоцена. Третье Всерос. совещ. по изучен. четвертичн. пер. М-лы совещ. Т.1. Смоленск, 2002, с. 23–25.

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981, 270 с.

Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер юго-восточного Алтая и их следы в рельефе. Геоморфология, 1985, № 1, с. 65–74.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: изд. Томского ун-та, 1993, 252 с.

Варсанофьева В.А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Уч. зап. каф. геол. Мос. гос. пед. ин-та, 1939_1, вып.1, с. 45–110.

Варсанофьева В.А. Четвертичные отложения Печорского края и Северного Урала. Тр. ИНКВА, 1939_2, т. 4.

Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовска И.Я. Позднечетвертичная история развития побережья Печорского моря./В сб.: Корреляция палеогеогр. событий: материк-шельф-океан. Изд. МГУ, 1995, с. 106–112.

Владимиров В.И., Жижин М.А., Капогузова Л.К. Отчет по разработке легенды для составления геологических карт четвертичных отложений м-ба 1:50 000 в пределах северных частей Шапкино-Юрьяхинского, Колвинского, Сорокинского вала. Нарьян-Мар, 1985. Росгеолфонд.

Вознячук Л.Н., Арсланов Х.А. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии. /В сб.: Хронология ледникового века. Л., 1971, с. 73–78.

Воллосович К.А. Заметки о постплиоцене в нижнем течении Северной Двины. М-лы для геологии России. 1900, т. XX.

Воллосович К.К. Четвертичные отложения Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала./В сб.: Совещ. по унификации стратигр. схем Урала и Русской платформы 13–18 февраля 1956 г. Тезисы докл. Свердловск, 1956.

Воллосович К.К. О стратиграфии четвертичных отложений Европейского Севера. /В сб.: М-лы по геол. и пол. ископ. с-в Европ. Части СССР, 1961, вып. 1.

Воллосович К.К. Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского северо-востока в плиоцене-среднем плейстоцене. /В сб.: Геология кайнозоя севера Европ. части СССР. М., 1966, с. 3–37.

Воллосович К.К., Князев С.Н. Геологические исследования северной части гряды Чернышева (отчет о работах партии за 1954 г). 1955. Росгеолфонд.

Воскресенская Т.Н., Соболев В.М. Состав и условия накопления осадков на шельфе Белого моря в позднем плейстоцене. Литология и полезн. ископ., 1998, № 3, с 239–243.

Гайдаманчук А.С., Федосов М.С., Владимиров В.И. и др. Отчет о гидрогеологической, инженерно-геологической и геологической съемке четвертичных отложений масштаба 1:50 000 на площади листов R-40-XXIX,XXX,XXXV,XXXVI в Ненецком автономном округе Архангельской области. 1985. Росгеолфонд.

Генералов П.П. Разрезы позднего кайнозоя Колво-Вишерского и Верхнепечорского бассейнов. /В сб.: Вопросы стратигр. и корреляц. плиоценовых и четвертичн. отл. сев. и южн. частей Предуралья. Уфа, 1972, вып. 2, с. 77–103.

Генералов П.П. Ярусность рельефа междуречий Западной Сибири и некоторые аспекты ее геологического анализа. /В сб.: М-лы по геол. мезозоя и кайнозоя Зап.-Сиб. равнины. Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1975, вып. 101 с. 94–129.

Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1984, 527 с.

Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре. /В сб.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973, с. 151–178.

Гопчак В.Г., Константинов В.М., Мотычко В.В. и др. Чешская Губа Баренцева моря/В сб.: Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. С.-П., 1997, с. 59–71.

Гопчак В.Г., Суздальский О.В. Анализ линеаментов гидросети Канино–Тиманского и Кулойского районов и отличительных линий Чешской Губы и Горла Белого моря /В сб.: Геология, литодинамика и россыпеобразование в прибрежных зонах Арктики. Л., 1990, с. 93–99.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., 1964, 413 с.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966, 410 с.

Государственнная геологическая карта СССР (новая серия). Лист Q-38,39 (Мезень) Карта четвертичных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.

Государственнная геологическая карта РФ. Лист P-38,39 (Сыктывкар). Объяснительная записка. С.-П.: ВСЕГЕИ, 1999. 264 с.

Графский Б.В. и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований м-ба 1:200 000, проведенных в 1958-59 гг. Усть-Куломской гидрогеологической партией в зоне будущего Усть-Куломского водохранилища на реке Вычегде между сс. Керчемья и Усть-Куломом. М., 1960. Росгеолфонд.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. /В сб.: Рельеф и стратигр. четвертичн. отл. с-з Русской равнины. М., 1961, с. 25–71.

Гричук В.П., Головачева Е.О., Губонина З.П., Моносзон М.Х. Генезис и возраст подморенных отложений переуглубленной части долины р. Кочмас (басс. Нижней Вычегды). Тезисы докладов рабоч. Совещ. по вопр. стратигр. и генезиса кайноз. отл. с-в. Европ. части СССР. М., 1968, с. 36–37.

Гросвальд М.Г. О вероятной роли катастрофических разливов ледников (сёрджей) в разрастании и деградации ледниковых покровов прошлого. М-лы гляциологич. исслед. Хроника, обсуждения. М., 1974, вып. 24, с 164–199.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.:Наука,1983, 216 с.

Гросвальд М.Г. Последнее великое оледенение территории СССР. М.: Знание, 1989 (Новое в жизни, науке, технике. Сер. «Науки о Земле» № 10), 48 с.

Гросвальд М.Г. Друмлинные поля Новоземельско-Уральской области и их связь с Карским ледниковым центром. Геоморфология, 1994, № 1, с. 40–53.

Гросвальд М.Г. Европейские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999, 120 с.

Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия мархида-вельт: двойной сёрдж Баренцева ледникового щита? М-лы гляциологич. исслед. Хроника, обсуждения. М.,1974, вып. 24, с. 173–188.

Гуревич В.И., Тарасов Г.А. О неровности рельефа морского дна в прибрежной зоне юга Баренцева моря. /В сб.: Геогр. аспекты пробл. осадкообразов. в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л., 1974, с. 47–55.

Гуревич Г.И. Стратиграфия и условия формирования четвертичных отложений Ижма-Печорской впадины. Автореф. канд. дисс. Казань,1967.

Гуслицер Б.И. Возраст валунных суглинков и межморенных отложений в районе с. Кипиево (Нижняя Печора) по данным изучения костей грызунов. /В сб.: Геол. и полезн. ископаемые с-в Европ. части СССР. Сыктывкар, 1973, с. 71–77.

Гуслицер Б.И. Поиски ископаемых остатков мелких млекопитающих. /Серия препринтов сообщений «Новые научные методики». Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1979, вып. 1, 38 с.

Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в средне-поздневалдайское время. /В сб.: Геол. и пол. ископ. Европ. северо-востока (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР). Сыктывкар, 1983, вып. 44, с. 26–27.

Гуслицер Б.И., Канивец В.И. Первая палеолитическая стоянка на Печорском Урале. Бюлл. комис. по изуч. четвертичн. пер., 1962, № 27, с. 21–27.

Гуслицер Б.И., Канивец В.И., Тимофеев Е.М. Стоянка Бызовая — палеолитический памятник у Полярного Круга. Сов. археология, 1965, № 2, с. 125–141.

Гуслицер Б.И., Лийва А. О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих и палеолитической стоянки Бызовая на Средней Печоре. Изв. АН ЭССР, биология, 1972, т. 21, № 3, с. 250–253.

Гуслицер Б.И., Лосева Э.И., Кыштымова Л.Т. и др. Стратиграфия плейстоценовых отложений бассейна Нижней Печоры (окончательный отчет по теме 3.1.3.3). Сыктывкар, 1975. Росгеолфонд.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982, 155 с.

Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода бассейна р. Мезени. Л.: Наука, 1964, 105 с.

Дедеев В.А., Заломина Н.М., Запольнов А.К., Кравец В.С., Матвеева Т.А., Сафронов И.Н., Сорокин В.А., Ференс-Сороцкий А.А. Геология и перспективы нефтгазоносности северной части Тимано-Печорской области. Тр. ВНИГРИ, 1966, вып. 245, с. 79–151.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока Европейской части России. С.-П.: Наука, 1993, 124 с.

Евзеров В.Я. Валдайское оледенение в Кольском регионе. /В сб.: Третье Всерос. совещ. по изучен. четвертичн. пер. М-лы Совещ. Т 1. Смоленск, 2002, с. 71–75.

Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., 1964.

Жмаев А.В., Иванов Е.М., Полушкин В.В. Отчет по объекту: Комплексная геолого-гидрогеологическая, инженерно-геологическая и мерзлотная съемка масштаба 1:200 000 листов Q-40-I,II. 1978. Росгеолфонд.

Жузе А.П., Порецкий В.С. Диатомовые межледниковые отложения по р. Ваге. Тр. Сов. секции АИЧПЕ, 1937, вып. 1, с.178–205.

Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М. Морские неоген (?)-четвертичные отложения нижнего течения р. Енисей. М.: Недра,1965.

Заррина Е.П., Краснов И.И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях. /В сб.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965, с. 5–21.

Зархидзе В.С. Вашуткинская свита Тимано-Уральской области. /В сб.: Вопросы стратигр. и корреляц. плиоценовых и плейстоценовых отложений сев. и южн. частей Педуралья. Уфа, 1972, вып. 1, с. 78–82.

Зархидзе В.С., Краснов И.И., Спиридонов М.А., Лаврушин Ю.А., Рюмина И.И. Основные разрезы Нижней Печоры и их значение для познания последних этапов геологического развития северо-востока европейской части СССР. /В сб.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970, с. 336–338.

Зархидзе В.С., Семенов И.И. Роговская и нерцетская свиты северных и северо-западных районов Тимано-Уральской области. /В сб.: Вопросы стратигр. и корреляц. плиоценовых и плейстоценовых отложений сев. и южн. частей Педуралья. Уфа, 1972, вып. 1, с. 67–77.

Зархидзе В.С., Слободин В.Я. Разработка стратиграфической основы для неоген-четвертичных отложений шельфов западного сектора Советской Арктики в связи с геологическим картированием и поисками полезных ископаемых. ВНИИ Океанология, 1985. Росгеолфонд.

Кальянов В.П. Морфология и четвертичные отложения среднего течения р. Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цильмой). Землеведение, 1936, т. 38, вып. 4.

Канивец В.И. Палеолит крайнего северо-востока Европы. М.: Наука, 1976, 95 с.

Карпухин С.С., Лавров А.С. Направление движения и положение зоны контакта днепровских ледниковых покровов на Русской равнине. ДАН СССР, 1974, т. 216, № 1, с. 158–161.

Карта четвертичных отложений СССР, м-б 1:5 000 000. ВСЕГЕИ, 1966.

Карта четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий, м-б 1:1 500 000. ВСЕГЕИ, 1971.

Карта четвертичных образований России, м-б 1:5 000 000. ВСЕГЕИ, 2001.

Кейзерлинг А.А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. 1849.

Коломенский Н.В. Инженерная геология. М., 1956. Т.2.

Корчагин А.А. О конечноморенных ландшафтах бассейна р. Мезень. Изв. Геогр. об-ва, 1937, т. 69, вып. 4.

Коссовой Л.С. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, лист Q-38-VI. М., 1969.

Кочмашев В.В., Птицин М.Б., Афанасьева Т А., Трухачева Н.А., Оберман Н.Г. и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000 Адзьвинской площади на территории листов Q-41-26-АБВГ; 27-А, по работам 1984–1988 гг. Воркута, 1988. Росгеолфонд.

Кошечкин Б.И. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей в поздне-послеледниковое время. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1975, № 4, с. 91–100.

Крайчик М.С. Отчет о результатах бурения 3^{X} разведочных скважин на воду в Печорском районе, 1961. Росгеолфонд (фонды УТГУ).

Крапивнер Р.Б. Проблема соединения бассейнов Камы, Вычегды и Печоры в четвертичное время и перигляциальные отложения бассейна р. Камы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т. XXXVI (2), с. 81–101.

Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения и основные черты новейшей тектоники бассейна р. Печоры (на участке между устьями рек Щугор и Цильма). Автореф. канд. дисс. М., 1967.

Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы. /В сб.: Вопр. стратигр. и корреляц. плиоценовых и плейстоценовых отложений сев. и южн. частей Приуралья. Уфа, 1976, с. 90–143.

Крапивнер Р.Б., Зайонц И.Л. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Лебедевской партией в зоне проектируемого Усть-Ижемского водохранилища в 1961 г. на участке от с. Кипиево до с. Пильегоры. М., 1962. Росгеолфонд.

Краснов И.И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1947, № 9, с. 76–79.

Краснов И.И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий. М-лы по геоморфологии Урала, 1948, вып. 1, с. 47–88.

Кременецкий К.В., МакДональд Г.М., Галабала Р.О., Лавров А.С., Чичагова О.А., Пустовойтов К.Е. Об изменении северной границы ареалов некоторых видов деревьев и кустарников в голоцене. Ботанический журнал, 1996, т. 81, № 4, с. 10–25.

Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Изд. Казанского Университета, 1971,122 с.

Кулик Н.А. О северном постплиоцене. Геол. вестник, 1926, т. 5, № 1–3.

Лавров А.С. К вопросу о генезисе валунных суглинков севера Европейской части СССР. ДАН СССР, 1965, т. 163, № 5, с. 1230–1233.

Лавров А.С. Новые данные о границах распространения бореальной трансгрессии и калининского ледникового покрова в бассейнах Печоры и Вычегды. /В сб.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966, с. 112–120.

Лавров А.С. Вехнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени. Изв. Всес. Геогр. общва, 1968_1, т. 100, с. 146–151.

Лавров А.С. О генезисе валунных суглинков бассейнов Вычегды и Печоры. /В сб.: Тезисы докл. рабоч. совещ. по вопросам стратиграфии и генезиса кайнозойских отложений с-в Европ. части СССР. М., 1968_2, с. 34–35.

Лавров А.С. Четвертичные отложения бассейнов Средней Печоры и Вычегды и условия их образования. Диссерт. на соискание уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1968_3.

Лавров А.С. О генезисе валунных суглинков северо-востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов. ДАН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 643–646.

Лавров А.С. Печорский ледниковый поток. /В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973_1, с. 72–75.

Лавров А.С. Древнее оледенение северо-востока Русской равнины. Известия АН СССР, сер. геогр., 1973_2, № 6, с. 29–38.

Лавров А.С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы северо-востока Европейской части СССР. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1974, № 41, с. 48–55.

Лавров А.С. Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. /Общая и региональная геология; геологическое картирование. Экспресс-информация. ОНТИ ВИЭМС. М., 1976, вып. 10, с. 1–16.

Лавров А.С. Баренцевоморский сектор: Кольско-Мезенский ледниковый поток, Баренцевоморско-Печорский ледниковый поток; Северовосточный сектор: Новоземельско-Колвинский ледниковый поток. /В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977, с. 83–100.

Лавров А.С. Некоторые типы камовых образований южной краевой зоны Баренцевоморского ледника. /В сб.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978. с. 53–61.

Лавров А.С. Субгляциальные компрессионные морены Баренцевоморского ледникового щита. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1981, № 51, с. 51–60.

Лавров А.С., Анорова М.А. и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных в 1962 г. Усть-Усинской партией в зоне проектируемого Усть-Ижемского водохранилища на участке долины р. Усы от д. Мукерка до с. Усть-Уса и долины р. Колвы в ее нижнем течении. М., 1963. Росгеолфонд.

Лавров А.С., Арсланов Х.А. Возраст и генезис террас Печорской низменности: новые геологические и радиоуглеродные данные. /В сб.: Речные системы и мелиорация. Часть I. Новосибирск, 1977, с. 128–132.

Лавров А.С., Арсланов Х.А. Возраст стратотипических разрезов роговской свиты. /В сб.: Кайноз. отл. Европ. с-в СССР и геология россыпей. Сыктывкар, 1987, с. 37–39.

Лавров А.С., Зайцев А.П., Константинов К.А. и др. Отчет о результатах аэрофотогеологической съемки м-ба 1:200 000 (партия № 3, работы 1971–1975 гг.). Москва, 1975. Росгеолфонд.

Лавров А.С., Костюнин Э.Г., Мешалкин К.А. и др. Аэрофотогеологическое картирование м-ба 1:200 000 (партия № 3, работы 1975–1979 гг.). Москва, 1979. Росгеолфонд.

Лавров А.С., Мешалкин К.А., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Самойлюк Л.А. Космофотогеологическое картирование м-ба 1:1 000 000 северной части Западно-Сибирской плиты (1979–1983 гг.). М., 1983. Росгеолфонд.

Лавров А.С., Мешалкин К.А., Потапенко Л.М. и др. Космофотогеологическое картирование масштаба 1:500 000 северной и центральной частей Печорской синеклизы. Отчет партии № 3 о работах, проведенных в 1983–1987 г.г. Листы Q-39-Б; Q-40-А,Б,В,Г (часть); R-39-Г (часть); R-40-В (часть). М.,1987. Росгеолфонд.

Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М. Динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат на северо-востоке Европейской части СССР. /В сб.: Новые м-лы по палеогеогр. и стратигр. плейстоцена. Уфа, 1986, с. 69–78.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Крупнообломочный материал морен Западного Притиманья: состав и закономерности формирования. /В сб.: Основные морены материковых оледенений (м-лы международн. симпозиума). М., 1978, с. 216–232.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Геоморфологическая карта СССР, м-б 1: 2 500 000 (фрагмент – Печорская низменность и Западное Притиманье). М., 1984.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Взаимосвязь литологии и стратиграфии морен, рельефа и некоторых видов полезных ископаемых на севере Печорской низменности. /В сб.: Палеогеогр. и пол. ископ. плейстоцена севера Евразии. Л., 1986_1, с. 71–74.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Типы, эволюция и гидродинамика позднеплейстоценовых озерных бассейнов севера Русской равнины и Западной Сибири. /В сб.: История древних озер (тез. докл. VIII совещ. по истории озер). Л., 1986_2, с 149–151.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Сравнительная характеристика позднеплейстоценовых ледниковых образований и террас севера Печорской низменности и Западной Сибири. /В сб.: Оледенения в плейстоцене. Часть II. М., 1989, с. 204–211.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Опытно-методические работы по комплексному использованию геолого-геоморфологических и дистанционных методов для воссоздания истории развития великих дельт (на примере рек Онеги, Сев. Двины, Мезени, Печоры) на 1993–1996 гг. М., 1997. 189 с. Росгеолфонд.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Цикличность событий плейстоцена на Европейском Севере России. /В сб.: Главнейшие итоги в изучен. четвертичн. пер. и основные направл. исследов. в XXI в. (Всероссийское совещ., тезисы докл.). С.-П., 1998, с. 119–120.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Разработка легенды карт четвертичных отложений м-ба 1:1 000 000 (Мезенская серия третье поколение). Основные результаты. /В сб.: Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Т. II. Сыктывкар, 1999, с. 241–243.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Лимнокамы северо-востока Русской равнины. /В сб.: Третье Всерос. совещ. по изучен. четвертичн. пер. М-лы совещ. Т. 1. Смоленск, 2002_1, с. 138–139.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Этапность и специфика дегляциации северо-востока Русской равнины в позднем неоплейстоцене. /В сб.: Третье Всерос. совещ. по изучен. четвертичн. пер. М-лы Совещ. Т. I. Смоленск, 2002_2, с. 140–143.

Лавров В.Д., Витте Э.А. и др. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия бассейна р. Сев. Двины. Л., 1976. Росгеолфонд.

Лаврова М.А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья. Тр. сов. секц. ассоц. по изуч. четвертичн. пер. INQUA, 1937, вып.1, с. 152–173.

Лаврова М.А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. /В сб.: Проблемы палеогеографии четвертичн. пер. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1946. с. 64–79.

Лаврова М.А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. Уч. зап. ЛГУ, сер. геогр., 1949, вып. 6, № 124, с. 13–51.

Лаврова М.А. Основные этапы истории четвертичного периода севера Европейской части СССР. Материалы по четв. пер. Изд. АН СССР, 1952, вып. 3.

Лаврова М.А., Троицкий С.Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. /В кн.: Хронология и климаты четвертичн. пер. Изд. АН СССР. М., 1960, с. 124–135.

Лаврова Т.М., Лавров А.С. и др. Отчет о результатах инженерно-геологических исследований, проведенных Помоздинской партией в зоне проектируемого Усть-Куломского водохранилища в 1958–59 гг. (на участке от устья р. Воль до устья р. Ю. Мылва). М., 1960. Росгеолфонд.

Лаврова Т.Т. Состав и некоторые свойства моренных отложений бассейнов Верхней Вычегды и Верхней Печоры. Сб. статей по геол. и г/геол., 1965, вып. 4, с. 195–199.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976, 273 с.

Лаврушин Ю.А. К генетической классификации типов ледникового рельефа. /В сб.: Краевые образования материковых оледенений (тезисы докл. VII Всесоюзн. совещ.). М.: Наука, 1985, с. 54–55.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов). Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 2001, № 64, с. 35–60.

Ламакин В.В. Современное поднятие земной поверхности на Средней Печоре. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 4.

Ламакин В.В. Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1948_1, № 12, с. 116–127.

Ламакин В.В. О больших озерах рисской эпохи, существовавших на Средне-Печорской равнине. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1948_2, № 13.

Левина Н.Б., Гудина В.И., Баранова В.Н., Левчук Л.К, Смирнова В.М., Никитина Н.С. Строение плейстоценовой толщи в бассейнах рек Пинеги и Вашки. /В сб.: Проблемы стратигр. и палеогеогр. плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 37–46.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980, 280с.

Легкова В.Г. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Сев. Двины. /В сб.: М-лы по четвертичн. геологии и геоморфологии СССР. Л., 1961, № 3, с. 91–103.

Лосева Э.И. Средневалдайское море-озеро на западе Большеземельской тундры. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1978, № 48, с. 103–112.

Лосева Э.И., Арсланов Х.А. Средневалдайский горизонт на западе Большеземельской тундры. Ежегодник — 1974 Инта геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1975, с. 82–86.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на Средней Печоре у дер. Родионово. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1973, вып. 16, с. 20–38.

Лосева Э.И., Певзнер М.А. Развернут ли Вастьянский Конь на 180°?. Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1977, № 47, с.130–132.

Макеев П.С. Материалы к геоморфологии бассейна р. Ижмы. Тр. Ин-та физич. геогр. АН СССР, 1935, вып. 16.

Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М.: Мысль, 1985, 366 с.

Мурчисон Р.И. Геологическое описание Европейской России. Ч. 1 и 2. Журн. Мин. Гос. ин-та, 1843, т. VIII.

Немцова Г.М. Формирование вещественного состава основных морен бассейна Сев. Двины и Вычегды. Автореф. канд. дисс. М., 1975, 26 с.

Немцова Г.М. Минералогический состав мелкозема основных морен бассейна Северной Двины и Вычегды. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 89–96.

Немцова Г.М. Связь петрографического состава и морфологии крупнообломочного материала основных морен с динамикой ледника. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. пер., 1981, № 51, с. 158–164.

Никифорова Л.Д. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры средней тайги северо-востока европейской части СССР. Бот. журнал, 1977, т. 63, с. 868–885.

Николаев С.Д. Меридиональные изменения генерального климатического тренда океанов северного полушария в плейстоцене. Доклады АН, 2000,т. 373., №4, с. 542–546.

Останин В.Е., Атласов Р.Р., Букреев В.А., Левина Н.Б. Краевые образования и граница валдайского оледенения в бассейне р. Ваги. Геоморфология, 1979, № 1, с. 72–76.

Останин В.Е., Левина Н.Б. Разновозрастные ледниковые отложения бассейнов рек Сев. Двины, Пинеги, Вычегды и положение их границ в соответствии с новейшим структурным планом. /В сб.: Новые м-лы по палеогеогр. и стратигр. плейстоцена. Уфа, 1986, с. 55–62.

Павленко В.В. (при участии Фирера Г.М.). Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Печорская. Лист Q-39-IV. М., 1977.

Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973, 259 с.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас – монография). М.: Наука, 1982, 151 с.

Писарева В.В., Никифорова С.Н., Свиридова Т.Г. Палинологическая характеристика микулинских межледниковых отложений северо-востока Европейской части СССР. /В сб.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., 1966, с. 225–232.

Плешивцева Э.С. Палинологическая характеристика опорного разреза осадков бореальной трансгрессии на северо-западе Архангельской области (район Северо-Двинской впадины)/В сб.: Палинология плейстоцена. М., 1972, с. 93–104.

Плешивцева Э.С., Гриб В.П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р. Северной Двины. /В сб.: Докл. по геоморф. и палеогеогр. с-з Европ. части СССР. 1965, вып. 2, ч. I, с. 7–35.

Полевой семинар по стратиграфии антропогена и палеолиту Печорского Приполярья (Б.И.Гуслицер, В.И.Канивец, Э.И.Лосева). Бюлл. Комис. по изучен. четвертичн. пер., 1970, № 37, с. 160–167.

Попов А.И. Палеогеография плейстоцена Большеземельской тундры. Вестник МГУ, сер. V-геогр., 1961. № 6.

Попов А.И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры. /В сб.: Кайнозойский покров Большезем. тундры. Изд. МГУ, 1963, с. 24–49.

Потапенко Л.М. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды. Вестник МГУ, география, 1971, № 3, с. 97–104.

Потапенко Л.М. Четвертичные отложения и развитие рельефа бассейнов рек Вычегды и Средней Мезени. Диссерт.на соискание уч. степ. канд. геогр. наук. М., 1975_1.

Потапенко Л.М. Эволюция лихвинского озера бассейна р. Вычегды. /В сб.: История озер в плейстоцене. Л., 1975_2, с. 107–113.

Прокопчук Б.И. О направлении движения ледников в северной части Восточно-Европейской платформы. Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 2, с. 446–447.

Раукас А., Ряхни З., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, 1971.

Решение 2-го МСС по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986.

Ростовцев Н.Н. Отчет о работах Кельтменской геологоразведочной партии в 1940–1946 гг. Москва, 1946. Росгеолфонд.

Румянцева Т.А., Ершов Н.Л., Лисицин А.Я. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Среднепинежской площади. Отчет Среднепинежской партии о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей м-ба 1:200 000, проведенного в 1990–1995 гг. листов P-38-III,IV. Новодвинск, 1995. Росгеолфонд.

Рудовиц Ю.Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. пер., 1947, № 9, с. 15–22.

Рухина Е.В. Строение Шапки-Кирсинской возвышенности. /В сб.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Недра, 1972, с. 186–190.

Савинов Ю.А. Четвертичная геология севера Русской равнины. Л., 1971, 190 с.

Сазонов И.В. Отчет о работах Северо-Мылвинской геологопоисковой партии в 1952–54 гг. (картировочное бурение и поисково-съемочные маршруты). 1955. Фонды УТГУ.

Саммет Э.Ю. О связи краевых ледниковых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины. /В сб.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. М.: Наука, 1963, с. 54–59.

Самойлюк Л.А., Лавров А.С. Новые данные о тектоническом районировании Хорейверской впадины. /Общая и региональная геология; геологическое картирование. Экспресс-информация. ОНТИ ВИЭМС. М., 1980, вып. 8, с. 1–9.

Символоков В.В., Найшулер М.П., Лютоева М.В. и др. Отчет о проведении групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемки м-ба 1:200 000 на листах Q-40-XIV,XIX-XXII. Коми АССР. Ухта, 1990. Росгеолфонд.

Символоков В.В., Найшулер М.П., Юхтина Т.С. и др. Отчет о проведенной групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200 000 на листах Q-40-XXV, XXVI, XXXI-XXXIII. Ухта, 1993. Росгеолфонд.

Символокова С.Е., Зархидзе В.С. Легенда Печорской серии листов Государственной геологической карты РФ м-ба 1:200 000. Ухта, 1999. Росгеолфонд.

Символокова С.Е., Иванов Н.Ф., Найшулер М.П. и др. Отчет о проведенной групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200 000 территории листов Q-39-XI,XII, XVI-XVIII; Q-40-XIII (1980–85 гг.). Ухта, 1985. Росгеолфонд.

Симонов А.Н. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности. Диссертация на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1973.

Смирнова В.М. О границе бореального моря в бассейне реки Вычегды (по данным диатомового анализа). ДАН СССР, 1976_1, т. 231, № 5, с. 1200–1203.

Смирнова В.М. Палеогеография позднеплейстоценовых и голоценовых водоемов бассейнов среднего течения рек Северной Двины, Вычегды и Мезени. Автореф. канд. дисс. М., 1976_2, 29 с.

Соломатин В.И. Пластовые льды как показатель условий плейстоценовых оледенений севера Западной Сибири /В сб.: Общее мерзлотоведение (м-лы к III межд. конф. по мерзл). Новосибирск: Наука, сиб. отд., 1978, с. 102–112.

Сорокин В.А. Отчет о структурно-поисковом бурении в пределах Усино-Колвинского свода в 1958–1960 гг. 1960. Фонды УТГУ.

Степанов А.Н. Стратиграфия и условия осадконакопления верхнекайнозойских отложений междуречья Печоры и Камы. Диссерт. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. наук. М., 1974, 147 с.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.; Наука, 1977, 141 с.

Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1986, 215 с.

Траат Х.О. и др. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 на территории листа Q-39-XX. 1981. Росгеолфонд.

Траат Х.О., Мищенко Р.Я. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Печорская. Листы Q-39-XXIII, XXIV. Ухта, 1988.

Траат Х.О., Сосновская Г.Д., Мищенко Р.Я. Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:200 000 на территории листов Q-39-XXII, XXIII, XXIV (Цилемская партия 1972–1978 г.г.). Ухта, 1979. Росгеолфонд.

Ушко К.А. Лихвинский разрез ледниковых озерных отложений. /В сб.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959, с. 148–226.

Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: ИЛ, 1963, 575 с.

Ходаков В.Г. Построение модели Европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе. /В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973, с. 79–112.

Черемхина Г.М., Степанов В.П., Румянцева Т.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые п-ова Канин. Отчет Несской ГСП о результатах ГГС и ГДП м-ба 1:200 000, проведенных в 1988–1996 гг. Новодвинск, 1996. Росгеолфонд.

Чернов Г.А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. пер., 1947, № 9, с. 70–75.

Чернов Г.А. Четвертичные отложения юго-восточной части Большеземельской тундры. Тр. Сев. Базы АН СССР, 1939, вып. 5.

Чернышев Ф.Н. Тиманские работы. Изв. Геол. Ком.,, 1894.

Чернышев Ф.Н. Об экспедициях в Большеземельскую тундру А.В. Журавского летом 1904 г. Отч. Русск. геогр. общ-ва за 1904 г.

Чернышев Ф.Н. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. Комис., 1915, т. XII, № 1.

Чумаков И.С. К методике палеонтологических исследований антропогеновых отложений (тезисы доклада). VI Конгресс INQUA. Доклады советских геологов, 1961, с. 41–43.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., 1951, вып. 135, № 55, 274 с.

Шаховец С.А., Шлюков А.И. Термолюминисцентное датирование отложений Нижней Волги (новый методический подход). /В сб.: Новые данные по геохронологии четвертичн. пер. М.: Наука, 1987, с. 197–204.

Шишкин М.А., Криночкин В.Г., Афанасьева Т.А. и др. Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута, 1998. Росгеолфонд.

Шренк. Путешествие к северо-востоку Европейской России. 1855, ч. I.

Штукенберг А.А. Отчет о геологическом путешествии в Печорский край и Тиманскую тундру. М-лы для геологии России,1865, т. YI, вып. 1.

Эйбер Дж. С. Применение кинетостратиграфии к нижнеплейстоценовым ледниковым отложениям центральной северной Америки. Тезисы докладов XI Конгресса ИНКВА, т. 2 (Москва, август 1982). М., 1982, с. 350–351.

Эпштейн О.Г. Обнажение Вастьянский Конь на нижней Печоре – разрез мощного конечно-моренного сооружения в активной краевой зоне новоземельского ледникового покрова. Бюлл. комис. по изуч. четвертичн. пер., 1990, № 59, с. 14–28.

Юдкевич А.И., Симонов А.Н. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена. /В сб.: Вопр. стратигр. и корреляции плиоцен. и плейстоцен. отложений сев. и южн. частей Предуралья. Уфа, 1976, с. 142–164.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956, 311 с.

Яковлева С.В. Основные выводы о распространении оледенений на севере Русской равнины по данным изучения состава основных морен. /В сб.: Геоморфология и геология четвертичн. пер. севера Европ. ч. СССР. Петрозаводск, 1976, с. 79–85.

Янковский В.М. Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфологии Малоземельской тундры. Тр. ИНКВА, 1939, т.4.

Яхимович В.Л. К плиоцен-плейстоценовой истории Печорского бассейна. /В сб.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970, с. 293–300.

Яхимович В.Л., Данукалов Н.Ф. Арктический плиоцен Тимано-Уральской области (препринт). Уфа, 1988. 20 с.

Яхимович В.Л., Зархидзе В.С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области (препринт). Уфа, 1990, 27 с.

Яхимович В.Л., Зархидзе В.С., Афанасьева Т.А. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (Гряды Гамбурцева и Яран-мусюр). Препринт доклада БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1992. 12с.

Яхимович В.Л., Чигуряева А.А. О возрасте отложений, вскрытых скважиной на Вильесском болоте (междуречье Вычегда-Кама). /В сб.: Вопр. стратигр. и корреляции плиоцен. и плейстоцен. отложений сев. и южн. частей Предуралья. Уфа, 1976, с. 86–89.

Astakhov B.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O. end Tveranger J. Marginal formation of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. – Boreas, 1999, vol. 28, № 1, p. 23–45.

Broecker W.S., van Donk J. Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep sea cores. Rev. Geophysics and Space Phys., 1970, p. 168–198.

Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. – Physics and chemistry of the Earth, London, 1961, v. 4, p. 99–185.

George T.N. Discussion. Proc. Geol. Soc. London, 1970, 1660, p. 378–380.

Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late – Warm Arctic Ice Sheet? Nature, 1977, vol. 266, No 5603, p. 596–602.

Larsen E., Lysa A., Demidov I., Funder S., Houmark-Nielsen V., Kjaer K.H. and Murray A. Age and extent of the Scandinavian ice sheet in northwest Russia. – Boreas, 1999, vol. 28, № 1, p. 115–132.

Mangerud J., Svendsen J. end Astakhov B.J. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia. – Boreas, 1999, vol. 28, № 1, p. 46–80.

Pavlov Pavel, Indrelid Sven. Human occupation in Northeastern Europe during the period 35,000–18,000 bp. /Hunters of golden age. The mid upper palaeolithic of Eurasia 30,000 –20,000 BP. Edited by Wil Roebroeks, Margherita Mussi, Jiri Svoboda & Kelly Fennema. University of Leiden, 2000, p.165–172.

Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial record. Proc. R. Soc. London. B. 174. 1969, p. 135–154.

Shackleton N.J. 1996. ftp://medias.meteo.fr/paleo/paleocean/sediment_files/isotope/odp-677.isotope.tab.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. Quat. Res., 1973, 3, p. 39–55.

Shepard F.P. Sea level rise during the past 20,000 years. – L. geomorphol., 1961, Suppl. – Bd. 3.

Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyanov D.JU. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. Boreas, 1999, v. 28, № 1, p. 234–242.

Tveranger J., Astakhov V. end Mangerud J. The margin of the last Barents – Kara ice sheet at Markhida, Northern Russia. – Quaternary Research, 1995, 44, p. 328–340.

Расшифровка некоторых аббревиатур

АФГК – аэрофотогеологическое картирование

ВАГТ – Всесоюзный аэрогеологический трест

ВАНПО «Аэрогеология» – Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология

ВГГТ – Всесоюзный гидрогеологический трест

ВКГРЭ – Воркутинская комплексная геологоразведочная экспедиция

ВНИГРИ – Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный институт

ГГС – групповая геологическая съемка

ИКС – изотопно-кислородная стадия

КМПВ – корреляционный метод преломленных волн

КФГК – космофотогеологическое картирование

МАКС – материалы аэрокосмической съемки

НИИГА – Научно-исследовательский институт геологии Арктики

ФГУНПП «Аэрогеология» – Федеральное государственное унитарное научно-производственное объединение «Аэрогеология»

PECHORA – Palaeoenvironments and Climate History of the Russian Arctic

QUEEN – Quaternary Environments of the Eurasian North

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ ... 3

Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ... 6

1.1. Этапы изучения ... 6

1.2. Дискуссионные вопросы (нерешенные проблемы) ... 9

Глава 2. КОМПЛЕКС ПРИМЕНЯВШИХСЯ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ... 11

2.1. Геоморфологический метод ... 11

2.2. Кинетостратиграфический метод ... 12

2.2.1. Типы валунных комплексов 14

2.2.2. Стратиграфическая значимость валунных комплексов 16

2.2.3. Движение ледников различных эпох оледенений 16

2.3. Палеогидрологический метод 18

Глава 3. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА. ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ... 25

Глава 4. ПЕРВЫЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ ... 28

4.1. Древнейшее неоплейстоценовое оледенение(Морены E и E_1) ... 28

4.2. Древненеоплейстоценовое межледниковье ... 29

Глава 5. ВТОРОЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ ... 33

5.1. Древнее неоплейстоценовое оледенение(Морены D и D_1) ... 33

5.2. Первое средненеоплейстоценовое (лихвинское) межледниковье ... 34

Глава 6. ТРЕТИЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ ... 40

6.1. Первое средненеоплейстоценовое (днепровское, печорское) оледенение (Морены C и C_1) ... 40

6.2. Второе средненеоплейстоценовое (горкинское) межледниковье ... 44

Глава 7. ЧЕТВЕРТЫЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ ... 49

7.1. Второе средненеоплейстоценовое (московское, вычегодское) оледенение(Морены B и B_1) ... 49

7.2. Поздненеоплейстоценовое (микулинское) межледниковье ... 54

7.2.1. Бореальная трансгрессия 54

7.2.2. Аллювиальные отложения 57

Глава 8. ОТЛОЖЕНИЯ (ЧЕТВЕРТОГО И ПЯТОГО ЦИКЛОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ), ПОДСТИЛАЮЩИЕ ОСНОВНУЮ МОРЕНУ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ... 62

8.1. Разрез «Гарево» ... 62

8.2. Разрез «Кипиево» ... 65

8.3. Разрезы «Шапкина 1–4» ... 69

8.4. Разрезы Малоземельской тундры ... 73

Глава 9. ШЕСТОЙ ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫЙ ЦИКЛ 76
9.1. Последнее (поздневалдайское) оледенение (Морены А и $А_1$) 76
9.1.1. Основная морена 76
9.1.2. Ледниковый рельеф (краевые образования) 82
9.1.2.1. Аккумулятивно-напорные морены уступов гляционзостатических плато 83
9.1.2.2. Субгляциальные компрессионные морены 83
9.1.2.2.1. Классический (основной) разрез «Вастьянский Конь-1» 85
9.1.2.2.2. Разрез «Вастьянский Конь-2» 93
9.1.2.3. Сёрджи 94
9.1.2.3.1. Разрез «Мархида» 95
Глава 10. СИСТЕМА КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ 108
10.1. Баренцевоморско-Новоземельско-Карский ледниковый покров (север Русской равнины) 108
10.1.1. Печорская низменность 108
10.1.1.1. Ледниковые лопасти 110
10.1.2. Север Западного Притиманья 148
10.1.2.1. Ледниковые лопасти 148
10.1.3. Ледоразделы, межлопастные массивы,гляциоизостатические плато и депрессии 154
10.1.3.1. Ледоразделы (Северный Тиман и гряда Чернышева) 154
10.1.3.2. Лайский межлопастной массив 154
10.1.3.3. Гляциоизостатические плато и депрессии 155
10.2. Скандинавский ледниковый покров (Северодвинский сектор) 157
10.2.1. Ледниковые лопасти 158
10.2.1.1. Северо-восточная группа (Верхнемезенская, Вашская и Пинежская ледниковые лопасти) 158
10.2.1.1.1. Краевые морены 158
10.2.1.1.2. Лопастные депрессии 158
10.2.1.1.3. Межлопастные массивы 159
10.2.1.2. Юго-западная группа (Северодвинская и Важская ледниковые лопасти) 159
10.2.1.2.1. Краевые морены 159
10.2.1.2.2. Лопастные депрессии и связанные с ними проблемы 162
Глава 11. ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ПОДХОДА К РЕШЕНИЮ ВОПРОСА О ГРАНИЦЕ И ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ 165
11.1. Террасы (отложения) приледниковых подпрудных бассейнов 165
11.1.1. Верхнепечорская терраса 165
11.1.2. Войская терраса 167
11.1.3. Озъягская терраса 168
11.1.4. Гамская терраса 174
11.2. Интрагляциальные и озерно-морские террасы 182
11.2.1. Нижнепечорская интрагляциальная терраса 182
11.2.2. Терраса ледниковых контактов (эпигенетическая терраса) 183
11.2.3. Окуневская терраса 185
11.2.4. Прибрежная терраса 189
Глава 12. ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ 194
12.1. Этап наступания 196
12.2. Этапы дегляциации 197
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 204
ЛИТЕРАТУРА 209

СПИСОК ГРАФИЧЕСКИХ ПРИЛОЖЕНИЙ

Приложение 1. Карта четвертичных образований-лист R-(37,38), Q-(37),38

Приложение 2. Карта четвертичных образований-лист R-(39,40), Q-39,(40)

Приложение 3. Карта четвертичных образований-лист P-(37),38

Приложение 4. Карта четвертичных образований-лист P-39,(40)

Приложение 5. Условные обозначения к карте четвертичных образований

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К КАРТЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ



ed — Структурно-денудационный и денудационный рельеф Кулойского плато, Тиманского кряжа, гряды Чернышева и Урала (элювиально-делювиальные отложения)

Дочетвертичные породы

Прочие обозначения

- Гребневидные вершины краевых морен
- Параллельно-грядовый рельеф краевых морен (гляциодислокации чешуйчато-надвигового типа)
- Отдельные краевые моренные гряды, не выражающиеся в масштабе
- Друмлины, друмлиноиды
- Морены Де Геера
- Линейные формы неясного генезиса
- Троговые долины
- Ледниковые шрамы и борозды
- Камы не выражающиеся в масштабе
- Лимноозы
- Инверсионные водно-ледниковые формы рельефа, образовавшиеся:
  - а) в субаквальных условиях – налединковые лимнокамы, участки лимнокамовых террас (слившихся лимнокамов)
  - б) в субаэральных условиях – проталинные лимнокамы, не выражающиеся в масштабе
- Древние береговые валы
- Область развития карста
- Контуры брошенных речных долин
- Песчаные валы – формы ледникового контакта в субаквальных условиях
- Конус выноса
- Направление стока вод приледниковых подпрудных долинных озер в эпохи оледенений
- Следы эрозии на поверхности Верхнепечорской террасы, оставленные придонными течениями во время спуска приледникового озера
- Миграция водных масс Верхнепечорского приледникового подпрудного озера
- Эрозионные уступы
- Древние абразионные уступы
- Эрозионно-абразионные уступы – следы спада уровня Нижнепечорского интрагляциального озера
- Уступы ледникового контакта
- Уступы гляциоизостатических плато
- 50 — Направление наклона поверхности гляциоизостатических плато и предполагаемая амплитуда поднятия
- Межлопастные и межледниковые массивы
- Экзарационно-тектонический уступ
- Структурно-денудационные уступы
- Структура гряды Чернышева, погребенная под четвертичными отложениями

Границы

- Оледенений:
  - поздненеоплейстоценового
  - средненеоплейстоценового
- Площадей в пределах второго средненеоплейстоценового оледенения не покрывавшихся льдом
- Сёрджей – ледниковых языков деградационного наступания в финальную фазу
- Генетических типов рельефа и формирующих его отложений

Карта четвертичных образований

2004 г.

Составили А.С.Лавров, Л.М.Потапенко

R-(39,40), Q-39,(40)

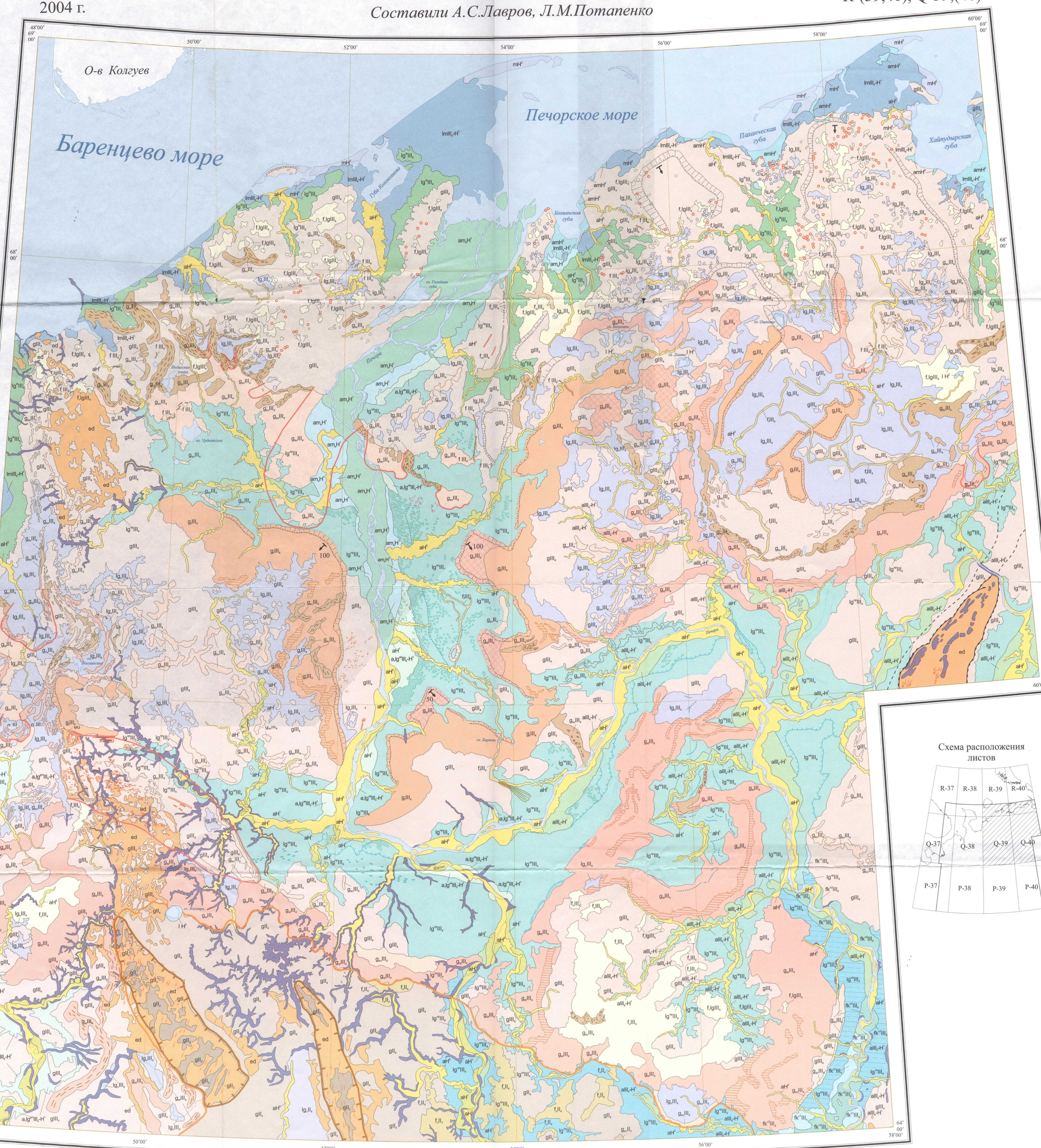


Схема расположения листов

Компьютерное оформление: Л.М.Потапенко, Т.И.Кудрявцева

© А.С.Лавров, 2004 г.
© Л.М.Потапенко, 2004 г.
© ФГУНПП "Аэрогеология", 2004 г.

км 10 0 10 20 30 40 50 км

в 1 сантиметре 10 километров

Карта четвертичных образований

2004 г. *Составили А.С.Лавров, Л.М.Потапенко* R-(37,38), Q-(37),38



Компьютерное оформление: Л.М.Потапенко, Н.П.Сайфутдинова

© А.С.Лавров, 2004 г.
© Л.М.Потапенко, 2004 г.
© ФГУНПП "Аэрогеология", 2004 г.

км 10 0 10 20 30 40 50 км

в 1 сантиметре 10 километров

Карта четвертичных образований

Составили А.С.Лавров, Л.М.Потапенко

2004 г.

Р-(37), 38

41°00'
64° 00'
42°00'
44°00'
46°00'
48°00'
62° 00'
60° 00'

Схема

R-37
Q-37
P-37

Компьютерное оформление: Л.М.Потапенко, Н.П.Сайфутдинова

км 10 0 10 20 30 40 50 км

в 1 сантиметре 10 километров

© А.С.Лавров, 2004 г.
© Л.М.Потапенко, 2004 г.
© ФГУНПП "Аэрогеология", 2004 г.

Карта четвертичных образований

2004 г.

Составили А.С.Лавров, Л.М.Потапенко

Р-39,(40)

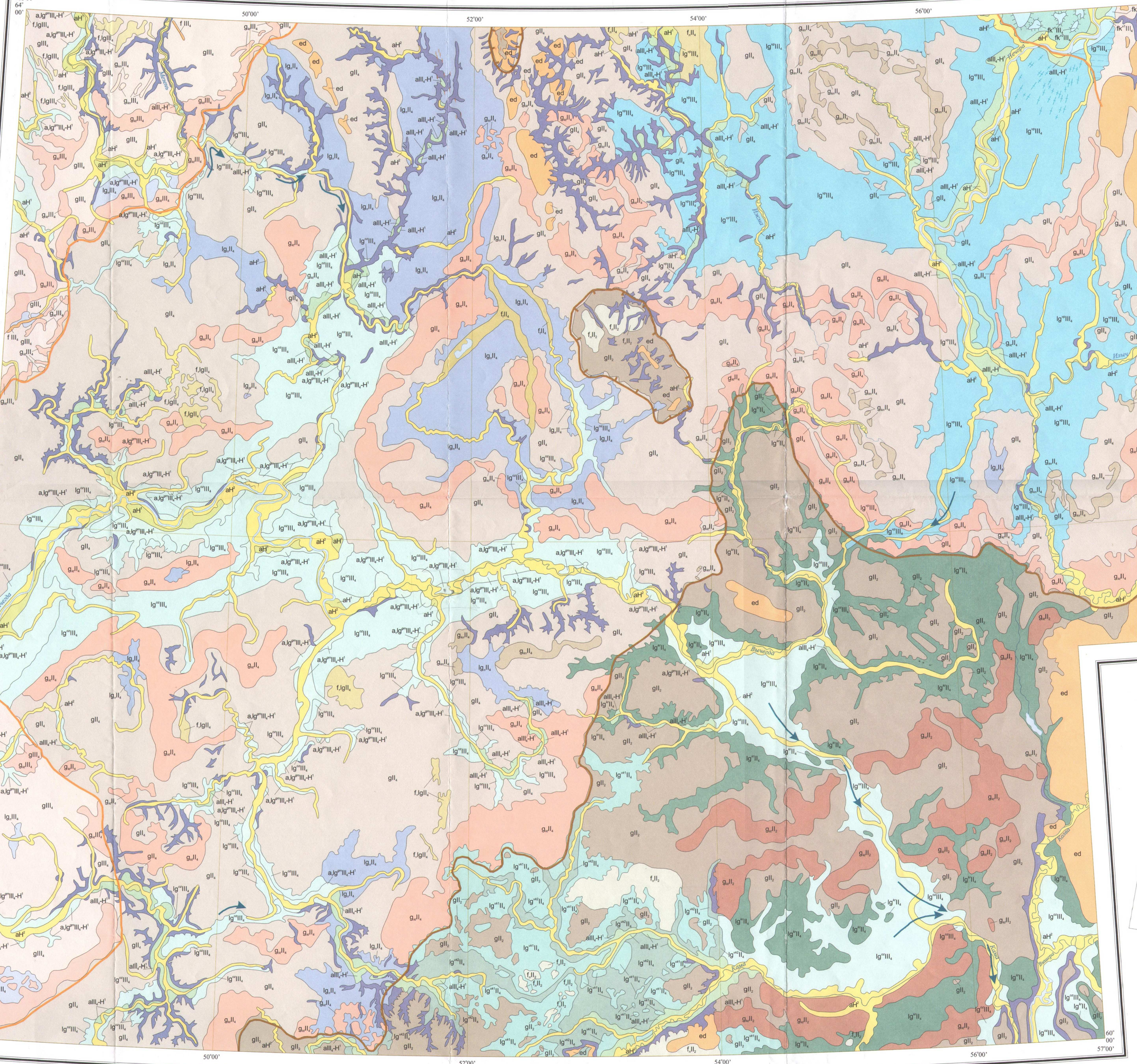
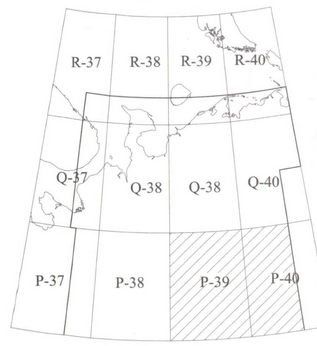


Схема расположения листов



км 10 0 10 20 30 40 50 км

в 1 сантиметре 10 километров

Компьютерное оформление: Л.М.Потапенко, Н.П.Сайфутдинова

© А.С.Лавров, 2004 г.
© Л.М.Потапенко, 2004 г.
© ФГУНПП "Аэрогеология", 2004 г.