

Д.Ю.Большиянов, В.М.Макеев

АРХИПЕДАГ

Северная Земля

оледенение, история развития
природной среды



Фар 10
Д.Ю.Большиянов, В.М.Макеев

АРХИПЕДАГ Северная Земля

оледенение, история развития
природной среды



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1995

В книге приведены результаты исследований ледников, перигляциальных ландшафтов, четвертичных отложений и геоморфологических процессов, проведенных во время работы гляциологического стационара Арктического и антарктического научно-исследовательского института на леднике Вавилова в 1974—1989 гг. Показана рельефообразующая роль ледников, впервые подробно охарактеризовано строение толщ четвертичных отложений, открыт новый тип оледенения и выделены основные этапы развития природной среды архипелага за последние 550 тыс. лет.

Для специалистов и исследователей в области наук о Земле в полярных районах.

Presented are the results of studies of periglacial landscapes. Quaternary deposits and geomorphological processes, provided by glaciological resident group of the Arctic and Antarctic Research Institute at Vavilov glacier in 1974—1989. The relief forming function of glaciers is demonstrated, the structure of the masses of Quaternary deposits is characterized in detail for the first time, new type of glaciation is discovered, and basic development stages of the environment of archipelago identified for the period of the last 550 thousand years.

For experts and researchers in the field of Polar terrestrial science.

ИЗДАНИЕ КНИГИ
ЧАСТИЧНО ФИНАНСИРОВАЛОСЬ
РОССИЙСКИМ ФОНДОМ
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. Горького
МГУ

1094-2-97

пр. 05, стр. 13

В 1805040800 - 020
069(02) - 95 Без объявл.

ISBN 5-286-01190-X

© Д. Ю. Большинов, В. М. Макеев,
1995 г.

Посвящается Л. С. ГОВОРУХЕ —
основателю гляциологического стационара
Арктического и антарктического
научно-исследовательского института
на леднике Вавилова

Предисловие

Одной из самых характерных особенностей природной среды полярных областей Земли является присутствие наземного покровного оледенения. Площади покровного оледенения для различных районов колеблются от 1,5—2,0 тыс. до 14 млн км². В Антарктиде и Гренландии покровными ледниками перекрыто свыше 90 % суши. В Антарктиде, к примеру, всего 0,3 % суши свободной ото льда. Имея громадную массу с большими запасами холода и пресной воды, испытывая динамику (постоянно двигаясь), покровные ледники оказывают воздействие практически на все компоненты природной среды. В ледниковые эпохи, когда масштабы оледенения земного шара в целом увеличивались, их роль еще больше возрастала.

Вопросам о месте и значении современных и древних ледниковых покровов в единой природной системе полярных областей, особенностях развития и масштабах древних оледенений, их влиянии на процессы формирования природных комплексов посвящено достаточно много отечественных и зарубежных исследований. Совершенно очевидно, что эти непростые вопросы не могут однозначно трактоваться различными авторами, и это хорошо видно по продолжающейся уже многие годы дискуссии. Особенно она усилилась после опубликования в 70—80-е годы М. Г. Гросвальдом серии работ, посвященных теоретическим вопросам гляциологии и палеогляциологии, в которых он доказывал идею развития в последнюю ледниковую эпоху гигантского Панарктического ледника с центром на современном евроазиатском шельфе, который оказывал колоссальное влияние на процессы рельефообразования и геодинамику практически на всем евроазиатском Севере.

В течение 70—80-х годов различные организации вели гляциологические и геоморфологические исследования в большинстве

ледниковых районов Арктики и Антарктики. Активное участие в этих исследованиях принял отдел географии полярных стран ААНИИ, традиционно занимавшийся на протяжении многих лет изучением природных комплексов и процессов в различных районах Арктики. Как правило, эти исследования завершались монографическими публикациями [49, 132, 156, 166, 195 и др.]. Данная монография продолжает эту серию. В основу ее положены материалы, собранные авторами в результате многолетних (с 1974 по 1990 г.) исследований на Североземельском гляциогеографическом стационаре, который просуществовал с 1974 по 1989 г. На стационаре проводился широкий комплекс работ, направленных на изучение ледников и перигляциальных явлений.

Данная монография не претендует на всеохватывающую характеристику природных особенностей ледников и перигляциала. Основной упор в ней сделан на более глубокое освещение особенностей строения и режима ледниковых покровов Северной Земли, воздействия ледников на подстилающий субстрат, геоморфологических процессов, протекающих в перигляциальной зоне, многие из которых тесно связаны с ледниками, истории развития оледенений Северной Земли за последние 500 тыс. лет. При этом палеогеографическая реконструкция опиралась на данные, полученные авторами в результате широкомасштабных исследований геоморфологического строения и четвертичных отложений архипелага, а также на комплексные аналитические исследования образцов пород и разнообразных органических остатков, выполненные в различных лабораториях бывшего СССР. Авторы глубоко признательны многим специалистам, принимавшим активное участие в обработке североземельского материала: О. Ф. Барановской (определение микрофауны), Д. П. Пономаревой (определение спор и пыльцы), Х. А. Арсланову и сотрудникам его лаборатории (радиоуглеродное датирование), А. Н. Молодкову (ЭПР-датирование).

Авторы также благодарны специалистам и студентам, участвовавшим с ними в экспедициях и внесшим определенный вклад в представляемый труд: Д. Б. Малаховскому, М. Ю. Острижному, А. А. Мордвинову, Р. И. Юнак, И. М. Симонову, А. В. Космодамианскому, И. П. Смирнову, А. Д. Матюшкову, С. Р. Веркуличу, Ю. А. Ожгибесову, С. В. Моргачеву, А. В. Орлову.

Весьма полезными оказались дискуссии с М. Г. Гросвальдом, В. Я. Слободным, В. С. Зархидзе; именно в спорах с ними у авторов выкристаллизовались взгляды, изложенные в книге.

Особую благодарность авторы выражают своим коллегам — сотрудникам отдела географии полярных стран ААНИИ, которые активно проводили исследования на Северной Земле и данные которых использованы в книге.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Архипелаг Северная Земля открыт в 1913 г. гидрографической экспедицией под руководством Б. А. Вилькицкого. Была открыта земля, о существовании которой только догадывались [9, 183], вблизи которой проходили морские и сухопутные экспедиции, но не имели возможности ее увидеть [130, 135].

Первые исследования островной суши начались в 1930 г., когда на о. Домашнем высадились экспедиция Г. А. Ушакова и Н. Н. Урванцева. Эта одна из выдающихся арктических экспедиций была отлично подготовлена. Благодаря организации и профессионализму ее научного руководителя Н. Н. Урванцева четырьмя исследователями за два года проведены географические и геологические исследования крупного архипелага, которые по праву должны открывать список научных географических открытий нашего столетия. В результате исследований острова положены на карту масштаба 1:750 000, составлена геологическая карта масштаба 1:500 000, получены метеорологические данные, сведения об особенностях рельефа островов, выявлены площади распространения ледников [32, 173—176].

Первая аэрофотосъемка островов, геоморфологические и гляциологические наблюдения с воздуха были проведены летом 1931 г. во время советско-германской экспедиции на дирижабле „Граф Цеппелин” [154]. Данные этой экспедиции имеют большое значение для исследования динамики краевых частей современных ледников.

Новый этап исследований Северной Земли связан с экспедицией Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА). В 1948—1951 гг. под руководством Б. Х. Егiazарова геологи провели геологическую съемку архипелага и составили карту масштаба 1:1 000 000 [59, 62—65].

В 1950—1951 гг. в работе этой экспедиции принимала участие Н. Г. Загорская. Наряду с геологической съемкой она проводила геоморфологические исследования, на основании которых составлена первая геоморфологическая карта архипелага, выделены в рельефе островов три основных геоморфологических уровня: приледниковое плато, внутренняя денудационная равнина, прибрежно-морская равнина; произведено описание четвертичных отложений островов [71—74]. Гляциологические наблюдения

Н. Г. Загорской также были первыми. Ею выявлена площадь оледенения, произведена классификация ледников, выделены зоны питания и абляции, на основании чего был сделан вывод о стабильном состоянии ледникового покрова [71].

Н. Г. Загорская охарактеризовала флювиальные рельефоформирующие процессы, рассмотрела способы формирования речных долин в условиях развития современного покровного оледенения [74]. Одним из итогов работ Н. Г. Загорской был вывод о том, что главнейшими факторами формирования отложений в зоне оледенения являются вода, а затем процессы солифлюкции и нивации.

Работавший на островах в 1948—1951 гг. геолог К. С. Агеев также изучал их геоморфологическое строение. В его работах [1, 2, 145] заслуживают внимания выводы о тектонической структуре островов, возрасте поверхностей выравнивания, а также классификация речных долин.

В это же время Е. С. Короткевич и И. В. Семенов провели физико-географические и гляциологические исследования в центральной части архипелага.

Основанная экспедицией Г. А. Ушакова и Н. Н. Урванцева метеостанция на о. Домашнем работала круглогодично до 1954 г., а затем была перенесена на о. Голомянный, находящийся в нескольких километрах западнее о. Домашнего. Накопленные более чем за 60 лет метеорологические данные имеют огромное значение для всех географических исследований на архипелаге. Позднее — в 1953, 1951, 1941 гг. — начали работать метеостанции на островах Краснофлотских, о. Большевик (Бухта Солнечная и Мыс Песчаный). Сотрудники полярных станций, кроме своих прямых обязанностей, часто выполняли географические и геологические наблюдения. Из таких наблюдений до последующих поколений исследователей дошло немного сведений. Однако и они представляют большую ценность. Например, данные по замерам положения краев ледников на о. Большевик, полученные в 1956—1957 гг. И. С. Михайловым, в настоящее время используются для подсчета скоростей сокращения ледников.

В 1952 г. произведена аэрофотосъемка архипелага, ставшая основой для построения крупномасштабных карт архипелага и всех последующих сравнительных географических исследований. В 1975 г. повторной аэрофотосъемке подверглись отдельные участки архипелага, а в начале 80-х годов ГУГКом произведена полная аэрофотосъемка архипелага и на ее основе построены крупномасштабные более точные карты.

Геологическая съемка, поисковые и разведочные работы, проводимые с 1975 г. на Северной Земле ПГО „Севморгеология“, привели к созданию геологических и геоморфологических карт отдельных островов архипелага масштаба 1:200000. Однако огромный фактический материал по строению рыхлых четвертичных отложений, вскрываемых большим количеством скважин и горных выработок, остался слабо обобщенным. Доступными для широкого круга исследователей являются лишь несколько небольших опубликованных геологами статей [31, 70, 82, 97, 119, 120, 122, 145, 149], в основном в изданиях ПГО „Севморгеология“.

Самые общие сведения о геоморфологическом строении островов Краснофлотских, входящих в состав архипелага Северная Земля, и склоновых процессах, происходящих там, привел в своей работе В. Г. Чигир [180].

С 1962 г. Арктический и антарктический научно-исследовательский институт проводит на Северной Земле комплексные географические исследования. Детальные работы по изучению ледников осуществлены здесь Л. С. Говорухой — основателем гляциологического стационара ААНИИ на леднике Вавилова. В его работах приведены результаты масс-балансовых наблюдений на ледниках, данные о строении ледников, палеогеографические выводы о развитии перигляциала [40—52, 80]. Гляциологический стационар, работавший на Северной Земле с 1974 по 1989 г. (с 1977 г. круглогодично), стал базой не только для исследования ледников, но и для комплексных географических исследований ледников и перигляциала. Здесь работали метеорологи и климатологи [21—23, 129], гидрологи [123—126, 161], ботаники [155, 178, 179], почвоведы [37—39], мерзлотоведы [92, 133, 140, 141], зоологи [7, 8, 28, 29].

Из наиболее значительных гляциологических исследований необходимо отметить изучение внутреннего строения ледника Вавилова, в котором заложено восемь буровых скважин, достигших ложа. Также пробурен на всю толщину крупнейший ледник архипелага — ледник Академии Наук [26]. На ледниках проведены авиационная и наземная радиолокационная съемки, позволившие представить подледный рельеф островов [10, 11, 20, 86], а также масс-балансовые наблюдения, в результате которых определены тенденции развития ледников в течение периода более 30 лет [134].

Специальные геоморфологические исследования, имеющие палеогеографическую направленность, проводятся на Северной Земле с 1974 г. Геоморфологическая съемка, исследования четвертичных отложений, донных озерных отложений, современных геоморфологических процессов [12—14, 17, 104, 106—109, 113, 114, 137, 163] в сочетании с данными о строении ледников дают возможность восстановить историю развития архипелага в позднем плейстоцене — голоцене, изменения климата и оледенения в последние сотни и тысячи лет [103, 105, 111, 112, 142].

Гляциологический стационар — единственная в стране станция долговременных исследований покровных ледников — дал возможность осуществить программу комплексных исследований, которые вывели их на новый уровень — уровень установления связей абиотических и биотических факторов природной среды, контроля ее состояния [7, 30, 79, 167]. Таким образом, гляциологический стационар ААНИИ на леднике Вавилова начал, по существу, экологические исследования, но в связи с недостатком средств на поддержание его существования в 1989 г. был закрыт.

Глава 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

2.1. Общие сведения

Архипелаг Северная Земля расположен в центральном секторе Российской Арктики между морями Карским и Лаптевых. На юге его отделяет от п-ова Таймыр прол. Вилькицкого, ширина которого составляет 60—90 км. Архипелаг состоит из четырех крупных и множества мелких островов общей площадью 36 788 км² [88]. Крупнейшие острова: Октябрьской Революции площадью 13 708 км², Большевик — 11 312 км², Комсомолец — 9006 км², Пионер — 1522 км².

2.2. Геолого-геоморфологическое строение

Рельеф островов характеризуется значительной выровненностью и неоднородностью их геологического строения. Остров Большевик сложен преимущественно верхнепротерозойским терригенным флишомидным комплексом пород, деформированным крутыми линейными складками северо-северо-восточного простирания и прорванными интрузиями гранодиоритов, гранитов и долеритов [2]. Палеозойскими сильно дислоцированными осадочными породами, также прорванными гранитными интрузиями, сложены острова Пионер, Октябрьской Революции и южная часть о. Комсомолец. Для северной части последнего характерны выходящие на поверхность рыхлые палеоген-неогеновые и четвертичные отложения. Общая выровненность рельефа обусловлена длительным периодом денудации.

На островах выделяются две денудационные поверхности, обычно разделенные четко выраженным уступом (рис. 2.1). Это поверхность выравнивания с высотными отметками до 180 м, преобразованная в нижней части (до 120—140 м) в аккумулятивно-абразионную равнину, и поверхность денудационной равнины (верхняя поверхность выравнивания или приледниковое плато по Н. Г. Загорской [71]) на высотах от 200 до 700 м, в значительной мере погребенная современными ледниками.

В целом высоты поверхности суши в пределах архипелага увеличиваются с северо-запада на юго-восток. Рельеф о. Октябрьской Революции, занимающего срединное положение среди других островов, характеризуется асимметричным строением. Эта особенность заключается в том, что восточная часть острова приподнята по отношению к западной приблизительно на 200 м

и отделена от последней выположенным уступом — структурным проявлением длительно живущего тектонического шва фундамента, подтвержденного геофизическими исследованиями. Уступ разделяет архипелаг на две части: западную, относительно пониженную, и восточную — возвышенную. По разлому, носящему название Восточнооктябрьский, протягивающемуся с северо-запада на юго-восток, по-видимому, в течение этапа новейшей тектонической активизации произошло воздымание восточной части архипелага по отношению к западной.

Острова Комсомолец и Пионер практически полностью (за исключением юго-восточной оконечности о. Комсомолец) лежат в пределах нижнего денудационного уровня. По материалам радиолокационного зондирования ледников Северной Земли [88], ледник Академии Наук перекрывает несколько небольших островов, разделенных проливами (рис. 2.2).

Наибольшей сложностью в строении рельефа отличаются острова Октябрьской Революции и Большевик, где сформированы обе поверхности выравнивания. Уступ, их разделяющий, особенно хорошо прослеживается в северной половине о. Большевик, где его высота достигает 450 м, а крутизна — более 35°. На юге того же острова граница между двумя уровнями денудации менее отчетлива — аккумулятивно-абразионная равнина повышается на север и по пологому склону переходит в верхнюю поверхность выравнивания (см. рис. 2.1). Поверхность о. Большевик имеет общий наклон с севера на юг, обусловленный тектоническими деформациями, происходившими, вероятно, во время новейшего этапа тектонической активизации.

Верхняя поверхность выравнивания, судя по профилям радиолокационного зондирования ледников [11, 88] и профилям, построенным по картографическим материалам, имеет сложное строение, представляя собой ступенчатую равнину с отдельными плосковерхими массивами, возвышающимися иногда в виде нунатаков над поверхностью ледников. Эта ступенчатость — свидетельство сложных тектонических движений, носивших блоковый характер, особенно в пределах о. Большевик. Здесь поверхность верхнего денудационного уровня наиболее широко распространена. На востоке о. Октябрьской Революции данная поверхность в основном скрыта ледниками, а в западной половине острова изредка появляется из-под ледников Вавилова, Дежнева, Альбанова в виде небольших площадок, ограниченных крутыми уступами, отделяющими их от нижележащей поверхности.

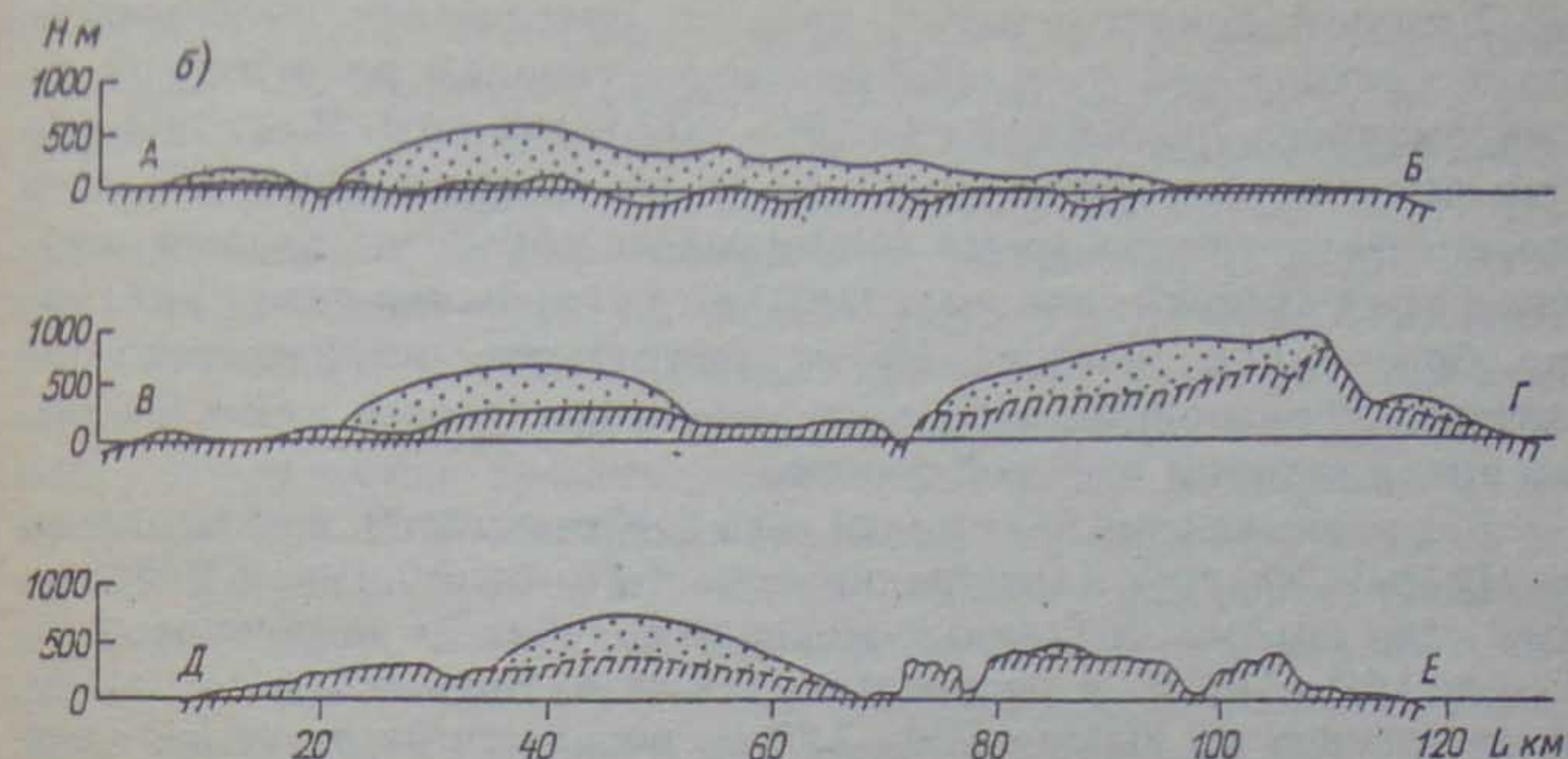


Рис. 2.1. Геоморфологическая схема архипелага (а) и геоморфологические профили через острова (б).

Островная суша: 1 — поверхность выравнивания (денудационная) верхнего уровня на высотах 200—700 м, мел-палеоген-четвертичная (1' — выходящая на дневную поверхность, 1'' — скрытая ледниками); 2 — поверхность выравнивания (денудационная) нижнего уровня на высотах ниже 200 м, неоген-четвертичная (2' — выходящая на дневную поверхность, 2'' — скрытая ледниками); 3 — аккумулятивно-абразионная позднечетвертичная равнина на высотах 0—120 (140) м (3' — выходящая на дневную поверхность, 3'' — скрытая ледниками); 4 — контуры ледников; 5 — ледники голоценового возраста (5' — плоская поверхность ледниковых куполов и щитов, 5'' — сильно трещиноватая поверхность выводных ледников, 5''' — поверхность шельфового ледника); 6 — склоны комплексной денудации неоген-голоценового возраста; 7 — выположенный уступ — геоморфологическое выражение длительно живущего тектонического шва фундамента; 8 — крутые денудационные уступы; 9 — долины рек допозднечетвертичного заложения; 10 — долины рек позднечетвертичного — голоценового заложения; 11 — предполагаемые долины, скрытые ледниковым щитом; 12 — озерные ванны; 13 — структурно-денудационная котловина; 14 — линии геоморфологических профилей.

Дно моря (по „Геоморфологической карте северных морей СССР“, составленной А. Н. Ласточкиным, Б. Г. Федоровым, П. Н. Сафроновым, Л. И. Жуковой, В. Д. Дибнером, Г. Г. Матишовым, М. А. Спиридоновым [99]): 15 — поверхность континентального подножия; 16 — поверхность континентального уступа; 17 — субаквальная абразионно-аккумулятивная поверхность раннего голоценового — позднелейстоценового; 18 — субазральная допозднеплейстоценовая поверхность; 19 — субазральная позднелейстоценовая поверхность; 20 — подводные долины на шельфе; 21 — подводные каньоны на континентальном склоне; 22 — бровка шельфа; 23 — граница, разделяющая уступ и подножие континентального склона; 24 — ледниковый лед; 25 — поверхность коренных пород.

Нижний денудационный уровень представлен на островах полигенетической поверхностью выравнивания на отметках от современного уровня моря до 180—200 м над ним. В связи с тем что нижняя часть этой поверхности (до отметок 120—140 м) в позднечетвертичное время подвергалась обработке водами морских трансгрессий, она выделена как прибрежная аккумулятивно-абразионная равнина. На ее поверхности развиты аккумулятивно-абразионные террасы с морскими отложениями, содержащими остатки морской фауны.

Эта равнина занимает почти весь о. Комсомолец, всю площадь о. Пионер, вдается в центральные части о. Октябрьской Революции, где хорошо окатанные морские галечники встречаются до высот 140—150 м, и распространена на о. Большевик до подножия уступов на высоте 100—120 м, отделяющих ее от верхней денудационной поверхности. Чехол рыхлых отложений на морской равнине маломощен — до первых метров и имеет прерывистое распространение. Лишь в речных долинах его мощность больше.

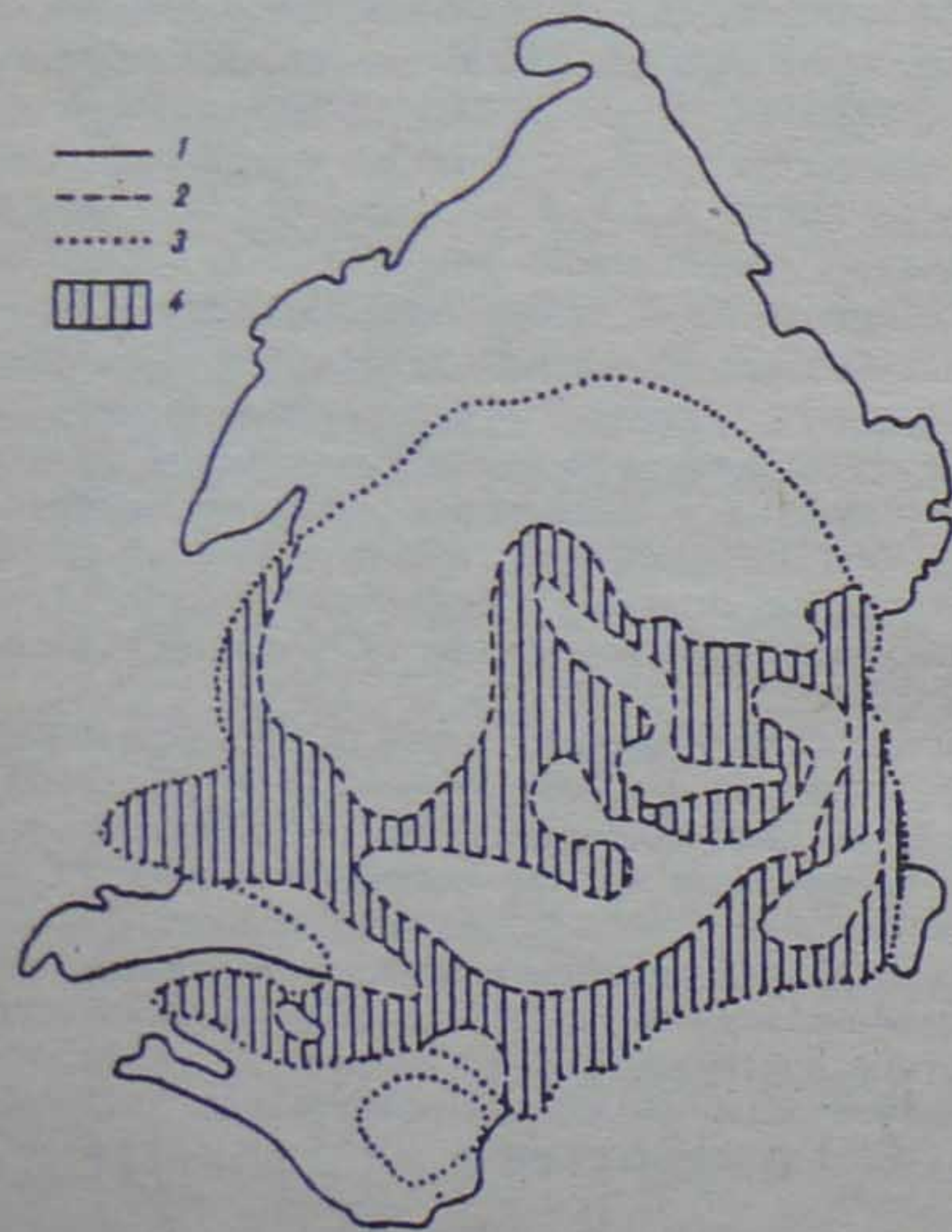


Рис. 2.2. Схема подледного рельефа о. Комсомолец, построенная по данным радиозондирований ледника Академии Наук с самолетов, произведенных ПГО „Севморгеология“ и ААНИИ, а также по морским картам масштаба 1:50 000.

1 — нулевая горизонталь; 2 — нулевая горизонталь под современным ледником; 3 — граница современных ледников; 4 — участки, находящиеся ниже современного уровня моря.

Аккумулятивно-абразионная поверхность представляет собой плоскую или слегка всхолмленную полого наклоненную к морю равнину. Элементы морских террас в рельефе выражены слабо. Из нескольких пологих абразионных уступов можно выделить как характерные лишь расположенные на высотах 40 и 80—100 м над современным уровнем моря. Часто эти уровни отмечены береговыми валами, сложенными хорошо окатанными галечниками и песками. Уступы террас, расположенные на других уровнях, выражены заметно слабее или не выдержаны по простиранию. Н. Г. Загорская [71] выделила морские террасы на высотах 5—10, 15—20, 30—40, 60—70, 80—100 м над уровнем моря и считала, что все они выдерживаются с большим постоянством на всех островах и что нет оснований предполагать какое-либо несовпадение уровней для террас одного возраста. Однако пока нет достаточного количества репрезентативных данных, по которым можно судить об одинаковой высоте разновозрастных морских террас по всем островам, так как выделение террас до сих пор производилось на недостаточно точной топографической основе.

Возраст террас определяется как позднеплейстоценовый методом радиоуглеродного датирования остатков морской фауны, микрофаунистическим анализом [104, 137]. Аккумулятивно-абразионная равнина о. Большевик отличается от прибрежной равнины других островов скудостью морских отложений и содержащихся в них остатков морской фауны. В южной части острова морские галечники обнаружены по долинам рек до высоты 120 м над уровнем моря.

Поверхность выравнивания нижнего уровня, не осложненная деятельностью морских вод в позднем плейстоцене, распространена в центральной части о. Октябрьской Революции. Здесь она названа Н. Г. Загорской внутренней равниной [71]. Чехол рыхлых отложений маломощен, а зачастую вообще отсутствует. Основные геоморфологические элементы равнины имеют ориентировку, близкую к северо-западной, согласную с общим структурным планом. На о. Большевик поверхность нижнего денудационного уровня полностью совпадает с пределами распространения прибрежно-морской равнины, а выше отметок 120—140 м повсеместно наблюдается склон, крутой на севере, западе и востоке и пологий — на юге.

Речные долины, расчленяющие нижнюю и верхнюю поверхности выравнивания по морфологии и возрасту, могут быть

разделены на две большие группы, в пределах которых имеет место большое разнообразие их строения. Первая группа — древние террасированные долины островов Октябрьской Революции и Большевик; вторая — молодые нетеррасированные или долины со слабо выраженными террасами всех четырех крупнейших островов. Кроме того, характерной чертой эрозионной сети архипелага является существование ложбин стока талых ледниковых вод. Все эти разновидности долин рассмотрены в гл. 4 в связи с особенностями их формирования.

Вследствие недостаточности фактического материала в настоящее время возраст поверхностей выравнивания Северной Земли определяется условно.

Наиболее древней поверхностью является денудационная равнина верхнего уровня. По мнению К. С. Агеева [1, 2], первоначальное заложение этой поверхности восходит к эпохе формирования предверхнекарбонового пенеплена. Точка зрения авторов основывается на представлениях о геоморфологическом этапе в жизни Земли — отрезке времени, когда сформировались главные черты современного рельефа нашей планеты [34], а также палеотектонического анализа сопредельных территорий [148]. В соответствии с данными Ю. Е. Погребицкого [148], в поздней перми и мезозое происходили интенсивные тектонические движения в Таймырской складчатой системе, сопровождавшиеся внедрением интрузивных тел и чередовавшиеся с эпохами пенепленизации (рэтская эпоха). Поэтому поверхность выравнивания предверхнекарбонового времени не могла сохраниться до настоящего времени даже в виде реликтовой откопанной цокольной равнины. Общая выравненность суши на месте современного архипелага была характерна в мел-палеогеновое время, когда, согласно данным геологов [82, 101], на низкой денудационной равнине активно шли процессы образования коры выветривания. По-видимому, эта поверхность явилась основой современного рельефа островов. В дальнейшем новейшие тектонические движения земной коры привели к воздыманию поверхности выравнивания, началу ее размыва, формированию ступенчатости рельефа. Дифференцированные движения по разломам приподняли восточную часть архипелага по отношению к западной. Время заложения нижней поверхности выравнивания, формировавшейся в процессе размыва верхней равнины, относится Н. Г. Загорской к нижнему и среднему плейстоцену, а по мнению авторов, к более раннему

периоду, когда в ее образовании, вероятно, участвовали воды неоген-четвертичных морских трансгрессий.

Основные черты рельефа шельфа (см. рис. 2.1), окружающего архипелаг, были сформированы в условиях низкого стояния уровня моря и интенсивного эрозионного расчленения. Последующие трансгрессии преобразовывали субэвральный рельеф [99, 100]. Основные этапы развития шельфа относятся к миоцен-плиоценовой, раннеплейстоценовой и позднеплейстоценовой регрессиям, плиоценовой и поздне-последниково-й трансгрессиям моря.

В позднем плейстоцене на островную сушу неоднократно трансгрессировало море, в результате чего сформировалась аккумулятивно-абразионная равнина. На протяжении четвертичного периода активную роль в рельефоформировании играли ледники, являющиеся и сейчас неотъемлемым элементом геоморфологического строения архипелага. В целом рельеф ледниковых тел не нарушает равнинности территории.

2.3. Климатические условия

Климат Северной Земли определяется высокоширотным географическим положением и своеобразным радиационным режимом, обусловленным небольшой высотой солнца и сменой в течение года полярного дня полярной ночью. Климат характеризуется низкой средней годовой температурой воздуха — 13—14 °С, сравнительно небольшим количеством осадков, холодным коротким летом и суровой продолжительной зимой. Годовой радиационный баланс колеблется в пределах от 0 до 0,84 кДж/м². В отдельные годы он может быть отрицательным — до -0,42...-0,84 кДж/м². Положительные значения радиационного баланса отмечаются с мая по август [88].

Основными барическими центрами, влияющими на климат Северной Земли, являются арктический антициклон, располагающийся над Арктическим бассейном, сибирский антициклон, формирующийся над материком, и баренцево-карская ложбина исландской депрессии. Циклоны, проникающие в район архипелага в осенне-зимнее время со стороны Карского моря, связаны с развитием процессов западной и восточной форм атмосферной циркуляции. Антициклонический режим погоды, отмечающийся на Северной Земле главным образом в марте—апреле и летом, определяется воздействием квазистационарного барического максимума над п-овом Таймыр, гребня арктического антициклона

или подвижных ядер и гребней высокого давления, перемещающихся с запада на Карское море. В сентябре—октябре общее повышение давления в Арктическом бассейне и в Сибири сопровождается углублением минимумов над Карским морем, сливающихся в дальнейшем с баренцево-карской ложбиной исландской депрессии [88].

Ветровой режим на Северной Земле находится под сильным влиянием местных условий рельефа. И зимой, и летом здесь преобладают ветры, направленные либо вдоль побережий, либо по проливам между островами. Особенностью ветрового режима в районах крупных островов архипелага является наличие стоковых (катабатических) ветров, связанных с орографией местности. Стоковые ветры неоднократно отмечались в перигляциальной зоне Северной Земли и в проливах вблизи ледниковых берегов. Самый холодный период на Северной Земле — февраль—март. Сочетание низких температур воздуха и сильных ветров обуславливает значительную суровость погоды, достигающую на ледниках 7—8 баллов в январе [88].

Лето на островах холодное. Положительные средние месячные температуры воздуха отмечаются лишь в июле и августе. Летняя температура воздуха на архипелаге понижается по направлению с юго-востока на северо-запад в соответствии с понижением радиационного баланса и увеличением океаничности климата в этом направлении [88].

В районе Северной Земли в теплый период можно выделить три локальные климатические зоны: ледниковую, перигляциальную и морскую. В перигляциальной зоне воздух теплее на 2—3 °С, чем на мелких островах в морской зоне, а на последних характеризуется температурой на 1,5—2,0 °С более высокой, чем на ледниках [23]. По данным многолетних наблюдений полярных станций, в морской зоне средняя температура июля меняется в пределах от -0,5 до 2,7 °С. Иногда самым теплым месяцем года может быть август.

Влияние ледников в теплый период на температуру окружающего воздуха незначительно. По данным разрозненных наблюдений, при переходе от ледника к суше температурный скачок составляет 1—2 °С. Положительный градиент температуры воздуха на уровне 2 м над поверхностью суши, обусловленный охлаждающим влиянием ледника, имеет место в полосе шириной несколько сотен метров перед фронтом ледника.

В перигляциальной зоне температура воздуха редко превышает 10 °С даже в полдень. Такие случаи на Северной Земле возникают только в июле по 2—3 дня и далеко не каждый год [23]. В аномально теплые сезоны, каковые были, например, в 1965, 1975, 1984 гг., температура воздуха в перигляциальной зоне достигала 15—17 °С в конце июля — начале августа благодаря вторжению на архипелаг теплых масс воздуха с континента. Максимальная температура воздуха над ледниками может достигать 16,9 °С вследствие частых инверсий температуры.

Температура поверхности грунта в июле в среднем выше температуры воздуха на 2—3 °С [23].

Весной переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С наступает в среднем в начале третьей декады июня на юго-востоке и в конце июня — начале июля на северо-западе архипелага. Период с положительной средней суточной температурой воздуха продолжается от 2,5 мес на юго-востоке архипелага до 1,5 мес на о. Домашнем [88].

Осадков выпадает больше на ледниках, чем в перигляциальной и морской зонах. В среднем в ледниковой зоне выпадает около 400 мм осадков в год, а в морской — 240—260 мм/год. За теплый период (июнь—август) в ледниковой зоне выпадает 100—120 мм, а в морской — около 80 мм осадков. На архипелаге повсюду за год выпадает больше твердых осадков — до 70 % и более. Максимум количества осадков в морской и перигляциальной зонах отмечается в сентябре, в ледниковой — в сентябре и октябре.

Устойчивый снежный покров устанавливается в среднем в первой половине сентября, сходит в конце июня — начале июля. Бесснежный период продолжается около 2 мес.

На Северной Земле более 80 дней в году с туманами [88]. На ледниковых куполах и щитах количество туманов увеличивается и наиболее часто они наблюдаются летом — в среднем по 18—19 дней в июле и августе.

В целом климатические условия довольно значительно меняются как по широте, так и по долготе. Кроме того, наблюдаются значительные колебания температур воздуха и ветрового режима на небольших расстояниях между различными зонами и даже в одной зоне, как установлено наблюдениями на леднике Вавилова (рис. 2.3).

Состояние климата в настоящее время и в прошлые эпохи определяет и определяло ход развития процессов как на ледни-

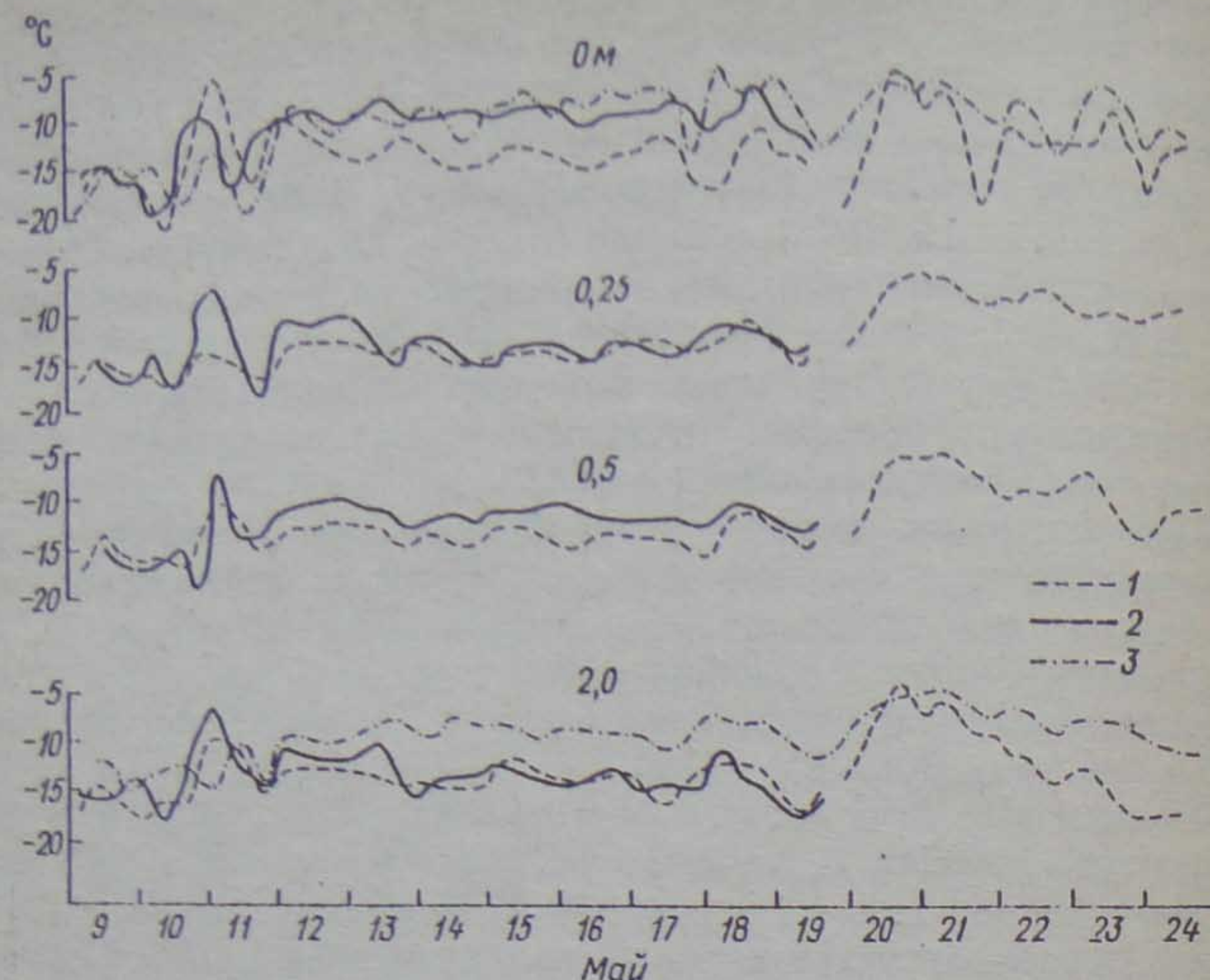


Рис. 2.3. Результаты синхронных наблюдений за температурой воздуха (°C) на леднике Вавилова на четырех горизонтах (поверхность снега, 0,25, 0,5 и 2,0 м).

1 — юрта; 2 — балок (см. рис. 3.2); 3 — ст. о. Голомянный.

ках, так и в перигляциальных условиях — от экзогенных геоморфологических процессов до развития растительности.

2.4. Оледенение

Ледники на Северной Земле в 1957 г. занимали площадь 18 325,5 км², что составляло 49,8 % площади архипелага. При средней толщине ледников, равной 300 м, их объем определялся в 5 500 км³ [158].

Оледенение Северной Земли относится к покровному типу [36, 83, 188]. Оно представлено ледниковыми комплексами и отдельными ледниками. В ледниковые комплексы входят купола и выводные ледники. Отдельные ледники представлены простыми куполами с недифференцированной краевой зоной и небольшими по размерам ледниковыми формами горного типа. На Северной

Земле насчитывается 17 ледниковых комплексов общей площадью 17 180,4 км² (в 1957 г.), 46 ледников горного типа площадью 68,5 км² (тоже в 1957 г.) [158].

Основанием большинства крупных ледников является приподнятая выше 200 м над современным уровнем моря поверхность выравнивания. Краевые части ледников о. Октябрьской Революции (ледники Вавилова, Карпинского, Университетский, Альбанова, Русанова) часто залегают в пределах прибрежной морской равнины. Ледник Пионер и самый крупный ледниковый комплекс Академии Наук залегают на поверхности морской равнины. Последний погребает под собой несколько низких островов, разделенных проливами (см. рис. 2.2).

Ледниковые купола представляют собой сравнительно изометричные в плане, караваеобразные тела. Их привершинные поверхности — это обширные ровные плато, плавно переходящие в склоны. Однако равнинность ледяных плато часто нарушается волнообразными повышениями и понижениями поверхности ледников, отражающими сложности рельефа коренного ложа. Амплитуды таких превышений достигают нескольких десятков метров при толщине льда до 400—500 м. Особенно ярко выражены неровности поверхности ледникового плато в северной части ледника Карпинского, что является следствием интенсивной расчлененности субстрата в зоне Восточнооктябрьского глубинного разлома земной коры.

В краевых частях ледников крутизна склонов достигает 10—15°. Четко выраженный перегиб к крутому участку склонов расположен на высоте 70—100 м над основанием ледников. На ограниченных участках куполов крутизна склонов увеличивается до 40—45°. Отвесные ледяные обрывы высотой 10—30 м обнаружены там, где края ледников налегают на неровности ложа или эродируются реками.

Для нижних сравнительно крутых частей ледников, располагающихся в области абляции, характерны ложбины стока талых ледниковых вод, имеющие винтообразную форму и каньонообразный поперечный профиль. Их ширина достигает 2—3 м, глубина до 5—7 м. В холодное время года эрозионная сеть, значительно расчленяющая склоны ледников, заполняется снегом, что приводит к выравниванию поверхности краевых частей куполов. С наступлением периода таяния снова вырабатывается сеть ложбин, которые обычно смещаются в плане относительно существовавших в прошлом году.

Современные выводные ледники характеризуются пологоувалистым м-зорельефом, сильной трещиноватостью, обусловленной преобладающим развитием глыбовых структур и значительными скоростями движения льда. Многие выводные ледники (особенно ледникового комплекса о. Комсомолец) достигают моря и продуцируют айсберги.

Наряду с ледниковыми куполами и выводными ледниками в ледниковый комплекс входят шельфовый ледник фиорда Матушевича на о. Октябрьской Революции и обособленные малые ледники горного типа островов Большевик и Октябрьской Революции.

Общей закономерностью распространения ледников является постепенное увеличение степени оледенения с юго-востока на северо-запад в соответствии с понижением границы питания в этом же направлении [159]. В настоящее время средняя многолетняя граница питания в пределах островов располагается на высоте 600 м над о. Большевик и понижается до 370—300 м в районе ледника Академии Наук. Высотное положение границы питания и ее соотношение с рельефом местности определяют различия в степени оледенения островов, морфологию ледников. По мере ее снижения на северо-запад происходит смена относительно небольших отдельных ледников, располагающихся на значительных высотах, более крупными монолитными ледниковыми комплексами, расположенными на низкой аккумулятивно-абразионной равнине.

Питание ледников осуществляется за счет атмосферных осадков, приносимых циклонами из Западной Сибири. В соответствии с распределением осадков аккумуляция на Северной Земле закономерно уменьшается от 40—45 г/см² в вершинной зоне ледника Академии Наук на о. Комсомолец до 15—20 г/см² на вершине ледника Ленинградского на о. Большевик [88]. Существуют и локальные особенности питания ледников, которые будут рассмотрены ниже.

Условия таяния определяются преимущественно господствующими летом в этом районе массами теплого континентального полярного воздуха и более редкими вторжениями континентального тропического воздуха.

На ледниках установлено наличие ледяного и фирнового типов питания. Преобладающую часть области аккумуляции ледников (45% км²) занимает ледяная зона. Вертикальное простираение ее колеблется на разных ледниках от 130—150 до 350 м. Фирново-

ледяная толща вскрывается на ледниках Академии Наук, Альбанова, Русанова, Карпинского, Вавилова, Университетского [88].

2.5. Особенности гидрологического режима вод суши

Острова архипелага имеют интенсивно развитую гидрографическую сеть (рис. 2.4). Наиболее крупные реки: Озерная и Ушакова на о. Октябрьской Революции, Лагерная и Студеная на о. Большевик, Многоструйная и Посадочная на о. Комсомолец, Круговая на о. Пионер. Своеобразие гидрографической сети определяется режимом окружающих ледников, так как основная часть воды поступает при их таянии. Наличие многочисленных форм эрозии талых ледниковых вод, слабая выработанность продольных профилей рек, глубокий врез и переуглубление устьевых участков, имеющих характер заполненных эстуариев, — все это свидетельствует о том, что на последних этапах развития гидрографической сети фазы деградации оледенений имели определяющее значение не только для гидрологического режима рек, но и для преобразования рельефа архипелага.

И в настоящее время реки имеют снежно-ледниковое питание [161]. Сток осуществляется в течение короткого промежутка времени — не более 3 мес [161], когда температура воздуха положительна. Зимой по всем рекам сток воды прекращается. Неравномерность водности рек характерна не только для внутригодового [124], но и для внутрисезонного распределения стока. Поступление воды в реки контролируется режимом температуры воздуха и соответственно ходом таяния снега и абляции на ледниках. Колебания расходов воды в р. Ушакова лежат в пределах от первых десятков до 212 м³/с, в реках южной половины о. Большевик — от 20 до 120 м³/с.

Эрозионная способность рек достаточно велика. Многочисленные паводки, имеющие место в теплый период года, являются руслоформирующими. В это время увеличение расходов воды ведет к значительному росту количества взвешенного материала, и, несмотря на это, потоки не теряют способности эродировать ложе, особенно в средних частях долин рек о. Большевик. Большое количество обломочного материала откладывается в устьях рек, имеющих ледниковое питание, — там происходит рост выдвигающихся в море дельт.

Наряду с реками горного типа, на архипелаге встречаются долины и части долин с пологими продольными профилями, обусловленными заполнением долин рыхлыми отложениями.

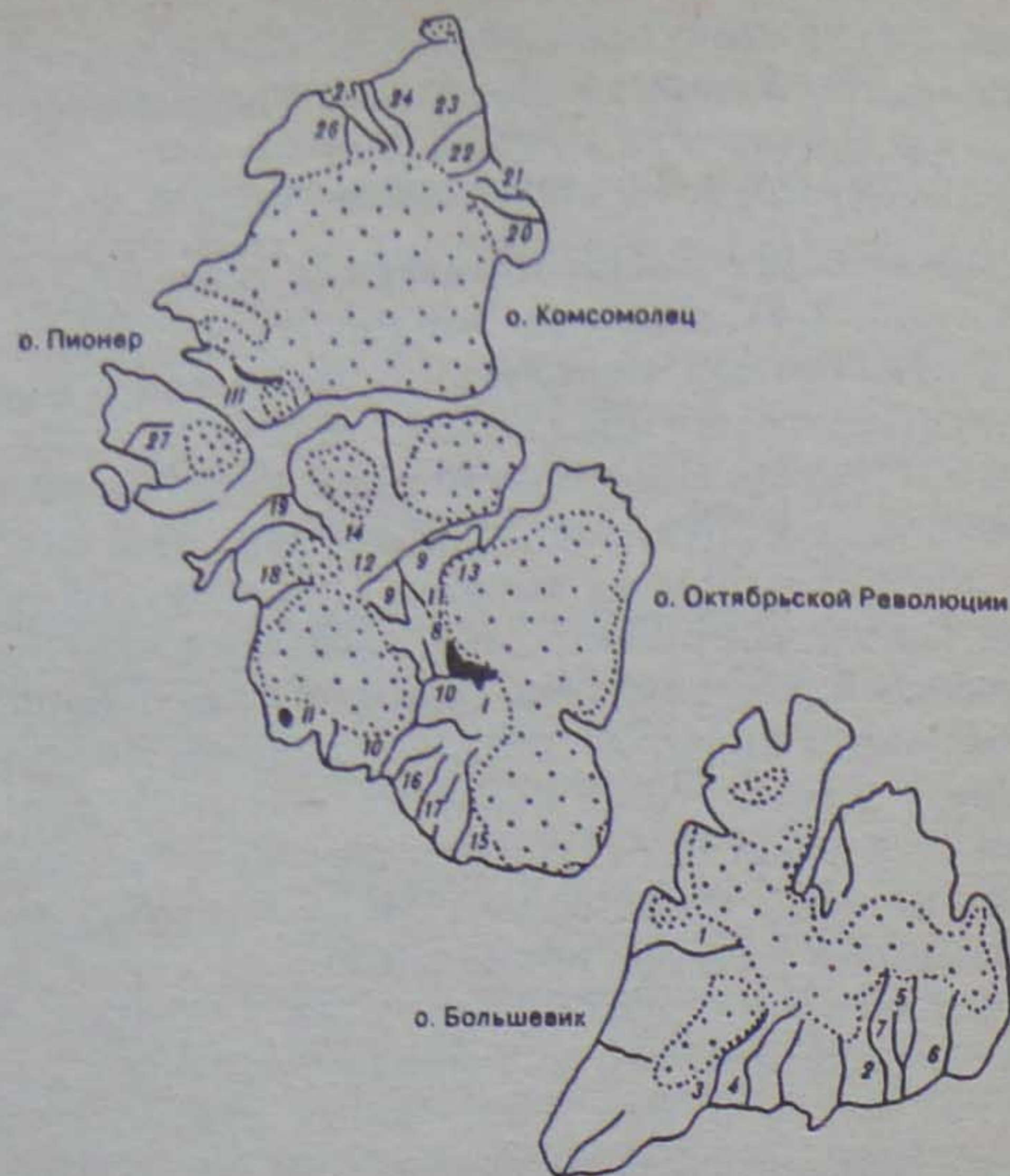


Рис. 2.4. Гидрографическая сеть архипелага Северная Земля.

Реки: 1 — Студеная, 2 — Ледерная, 3 — Каменка, 4 — Тора, 5 — Скалистая, 6 — Голышева, 7 — Горная, 8 — Бедная, 9 — Ушакова, 10 — Озерная, 11 — Книжная, 12 — Матусевича, 13 — Ледниковая, 14 — Большая, 15 — Курчавая, 16 — Незаметная, 17 — Сланцевая, 18 — Подъемная, 19 — Песчаная, 20 — Капизная, 21 — Сухая, 22 — Труба, 23 — Полевая, 24 — Многоструйная, 25 — Близкая, 26 — Посадочная, 27 — Круговая; озера: I — Фиордовое, II — Изменчивое, III — Угловое и Географов.

Русла таких рек склонны к фуркациям на широких плоских днищах. Таковы крупнейшие реки о. Комсомолец, р. Озерная в нижнем течении.

Озера архипелага немногочисленны. Наиболее крупные из них подпружены ледниками и располагаются между краями ледников и склонов долин. Для них характерны глубины 20—30 м,

колебания уровня с амплитудой в несколько метров в теплый период года. Таковы озера Угловое, Географов на о. Комсомолец, Приледниковое на о. Октябрьской Революции.

Самое большое озеро Северной Земли — Фиордовое на о. Октябрьской Революции, имеет площадь 39,5 км² и глубины до 97 м. Оно возникло в результате запруживания выводными ледниками системы долин, открывавшихся в фиорд Марата.

Приледниковое оз. Изменчивое площадью около 10 км² расположено в структурно-денудационной котловине в юго-западной части о. Октябрьской Революции и отличается от типичных приледниковых озер тем, что находится в 4 км к югу от современного ледника.

Приледниковые озера характеризуются низкими значениями температур водных масс [123], редким полным исчезновением ледяного покрова толщиной 1,5—3,0 м, наличием ленточнослоистых донных отложений, являющихся чуткими показателями климатических условий на протяжении периода их накопления.

Кроме приледниковых озер, на Северной Земле встречаются лагунные, термокарстовые озера и водоемы, занимающие структурно обусловленные депрессии. Все они невелики по размерам, неглубоки (несколько метров) и отличаются от приледниковых озер более значительным прогревом воды и освобождением от ледяного покрова летом.

Вода большинства озер характеризуется нейтральной реакцией. Значения pH колеблются в пределах 6,9—7,2 [123].

По своим основным признакам — температурному и ледовому режимам, продукционно-биологическим и другим свойствам — озера Северной Земли обладают особенностями, присущими высокоширотным озерам Арктики [123, 125].

2.6. Мерзлотные условия

Северная Земля расположена в зоне развития сплошной многолетней мерзлоты. Мерзлотные явления проявляются в местах распространения рыхлых четвертичных отложений. Последние довольно разнообразны. В долинах это аллювиально-флювиогляциальные толщи с большим количеством грубообломочного материала; в нижних частях долин вскрываются морские толщи. На поверхности аккумулятивно-абразионной равнины развиты морские рыхлые образования, широко распространены покровные суглинки. На водоразделах характерен тонкий плащ криоаллювия.

В теплый период года (июль—сентябрь) происходит оттаивание верхнего деятельного слоя грунта. Мощность деятельного слоя зависит от множества причин: рельефа, состава грунтов, растительности, увлажнения и других и изменяется быстро даже в пределах одной фации. Однако глубина протаивания, составляя в среднем 0,3—0,4 м, не превышает 0,9 м даже в самые теплые периоды.

Формы мерзлотного микрорельефа, образующиеся в деятельном слое, достаточно разнообразны. Это каменные кольца с мелкозернистым наполнителем, структурные образования типа каменных многоугольников, прямоугольные ячеи, полосы с сортированным каменным материалом и полосы оголенного грунта на склонах. А. Г. Костяевым [133] по исследованиям на о. Октябрьской Революции выделено три морфологических вида микрополигональных образований: 1) типичные пятна-медальоны и типичные каменные многоугольники, основную роль в образовании которых играет криоконвекция с участием усыхания; 2) трещинные полигоны — результат усыхания; 3) травяные бугры и пятна, а также мохово-ячеистые образования неясного генезиса. Следов морозобойного растрескивания зафиксировано очень мало — лишь 10 % случаев. Крупные полигоны диаметром до 20—30 м развиты как в тонкодисперсных породах, так и в крупнообломочном криозелюнии.

Ледяные жилы встречаются редко и их мощность не более 1,35 м при ширине от 0,1 до 0,6 м [141]. Жилы эпигенетические, сингенетический тип промерзания пород свойствен весьма ограниченному пространству [140, 141].

Проявление инъекционного льдообразования в виде пластовых ледяных интрузий также ограничено [140, 141].

Скопления подземного льда характерны для речных долин и каналов стока ледниковых вод, где они часто залегают под аллювиально-флювиогляциальными образованиями. Есть основания считать эти ледяные тела останцами глетчерного льда, поскольку им часто присущи слоистость, мореносодержащие прослои и дислоцированность слоев.

2.7. Почвы, растительность и животный мир

Основными формами проявления почвообразования являются ожелезнение, перераспределение солей в почвенном профиле, их выщелачивание, гумусонакопление, оторфовывание, оглеение. Однако эти процессы имеют слабую выраженность и возрастает

относительное значение физических и физико-химических процессов в преобразовании почвенных масс [38, 39]. Свойства почвенных профилей в большой мере унаследованы от пород субстрата. Кроме того, факторами, влияющими на почвообразование, являются: вертикальная поясность, морозные процессы, условия увлажнения, ветровой режим. Интересной особенностью почв и растительности является максимальное их развитие не в наиболее прогреваемых местообитаниях, а в местах с наиболее устойчивым влагообеспечением [38, 39].

На о. Октябрьской Революции выделяются следующие почвенные разности: пустынно-арктические почвы с вертикальной профильной дифференциацией по структуре и щелочной реакции; арктические почвы (с горизонтами A_0A_1 — оторфованным, гумусированным и A_1 — гумусированным с большей выщелоченностью); торфянистые почвы, формирующиеся в условиях устойчивого увлажнения с мощностью торфа не более 10—15 см и глубиной протаивания на эту же величину [38].

Однако процессами почвообразования затронуты далеко не все грунты — например, песчаные морские отложения о. Комсомолец или криозелювиальные россыпи, широко распространенные на денудационных равнинах островов.

Растительный покров на Северной Земле сильно разрежен [66]. По последним ботаническим исследованиям [155] здесь насчитывается 74 вида сосудистых растений. Наиболее богато представлены семейства крестоцветных, камнеломковых, злаковых, гвоздичных, а из родов — камнеломки и крупки.

Мхи и лишайники играют важную роль в составе растительного покрова.

В пределах архипелага прослеживается обеднение состава флоры с юга на север. На о. Пионер пока известно только восемь видов растений [66], на о. Комсомолец обширные пространства аккумулятивно-абразионной равнины вообще лишены каких бы то ни было растений. Обеднение состава флоры наблюдается также по мере поднятия над уровнем моря.

На прибрежных равнинах и в долинах рек развита полигональная арктическая пустыня с различными ассоциациями: травяно-моховой, кустарничково-лишайниковыми, кустарничково-травянистыми [66]. Значительно беднее растительность поверхностей выравнивания, которые разбиты на плохо выраженные полигоны и представляют собой холодную и сухую пустыню. Растительность скудная, проективное покрытие 1—3 % [66].

Высокая поверхность выравнивания и прибрежно-морская равнина о. Комсомолец характеризуются почти полным отсутствием цветковых. Из растений здесь есть только лишайники.

Проективное покрытие растительностью в целом колеблется от 0 до 50 %, иногда 80 %. Кроме того, в более благоприятных условиях обитания встречаются небольшие участки, где растительность образует связную сеть, т. е. участки растительности арктических тундр [66].

Среди животных по количеству видов преобладают птицы, которые играют важную роль в биоценозах. Из воробьиных на гнездовании представлена пуночка *Plectrophenax nivalis* и лапландский подорожник *Calcarius lapponicus*; из куликов — морской песочник *Calidris maritima* и песчанка *C. alba*. Пластинчатоклювые: черная казарка *Branta bernicla*, гага-гребенушка *Somateria spectabilis*. Из чистиковых на Северной Земле гнездятся люрик *Alle alle* и чистик *Cerphus grylle*. На птичьих базарах также выводят потомство бургомистры *Larus hyperboreus* и моевки *Rissa tridactyla*. Самостоятельными колониями гнездятся белые чайки *Pagophila eburnea*. При благоприятных кормовых условиях гнездятся белая сова *Nyctea scandiaca* и прилетают кочующие средние поморники *Stercorarius pomarinus*. Изредка замечены на кочевках розовые чайки *Rhodostethia rosea*.

Из наземных млекопитающих на Северной Земле обитают лишь четыре вида: копытный лемминг *Dicrostonyx torquatus*, северный олень *Rangifer tarandus* островной популяции, белый медведь *Ursus maritimus* и песец *Alopex lagopus*. На о. Большевик иногда с материка проникает волк *Canis lupus* и беляк *Lepus timidus*. В морских прибрежных водах можно встретить морского зайца *Erignatus barbatus*, нерпу *Phoca hispida*, регулярно подходит белуха *Delphinapterus beucas* и совсем редко и только на севере — нарвал *Monodon monocerus*.

Из рыб в пресноводных водоемах встречается только голец *Salvelinus alpinus* на островах Большевик и Октябрьской Революции.

В соответствии с выделенными особенностями географической среды архипелаг отнесен к Североземельской пустынно-арктической провинции арктических полярных пустынь [95].

Глава 3. СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

3.1. Тенденции в развитии современного оледенения Северной Земли

Изменению ледникового покрова Северной Земли в XX столетии посвящена обширная статья Л. С. Говорухи с соавторами [80]. В ней приводятся многочисленные материалы, доказывающие, что ледники Северной Земли за период с 1931 по 1974 г. сократились по площади не менее чем на 460,5 км², уменьшили высоту. Используя гидрологические расчеты и данные масс-балансовых наблюдений, авторы пришли к выводу, что в 60-е годы настоящего столетия североземельские ледники теряли ежегодно в среднем 2—3 км³ льда, или 130 мм в водном эквиваленте со всей площади.

Дешифрирование аэрофотоснимков съемки 1985 г., наряду с работой, проведенной авторами по инструментальной засечке краев ледников в различные годы, подтверждает выводы упомянутой статьи и констатирует, что и к 1985 г. тенденция сокращения ледников в целом сохранилась. Вновь отмечено отступление кромок ледников: куполов, выводных ледников, шельфового ледника в фиорде Матусевича, мелких ледниковых шапок и горных ледников; понижение поверхности ледников по освобождаемым от льда и снега склонам нунатаков. Наибольшее сокращение оледенения снова зафиксировано на о. Большевик, наименьшее — на о. Комсомолец. Констатируя общее сокращение ледников Северной Земли с 1931 по 1985 г., необходимо отметить, что наиболее интенсивное уменьшение площади и частое исчезновение с поверхности архипелага относится не к ледниковым куполам, а мелким ледниковым и снежно-фирновым шапкам, которые приурочены к краям ледниковых куполов или располагаются отдельно от последних. Особенности этих ледниковых тел будут рассмотрены ниже.

Наряду с общим сокращением оледенения, существуют ледники, края которых наступают на сушу. Это в первую очередь относится к леднику Вавилова, за которым наблюдения ведутся с 1965 г. Повторные измерения расстояний между каменными гурями и краем ледника показали явное и достаточно быстрое (до 3 м/год) выдвижение его южной кромки. Впервые эту особенность ледника Вавилова заметили Е. М. Зингер и В. С. Корякин,

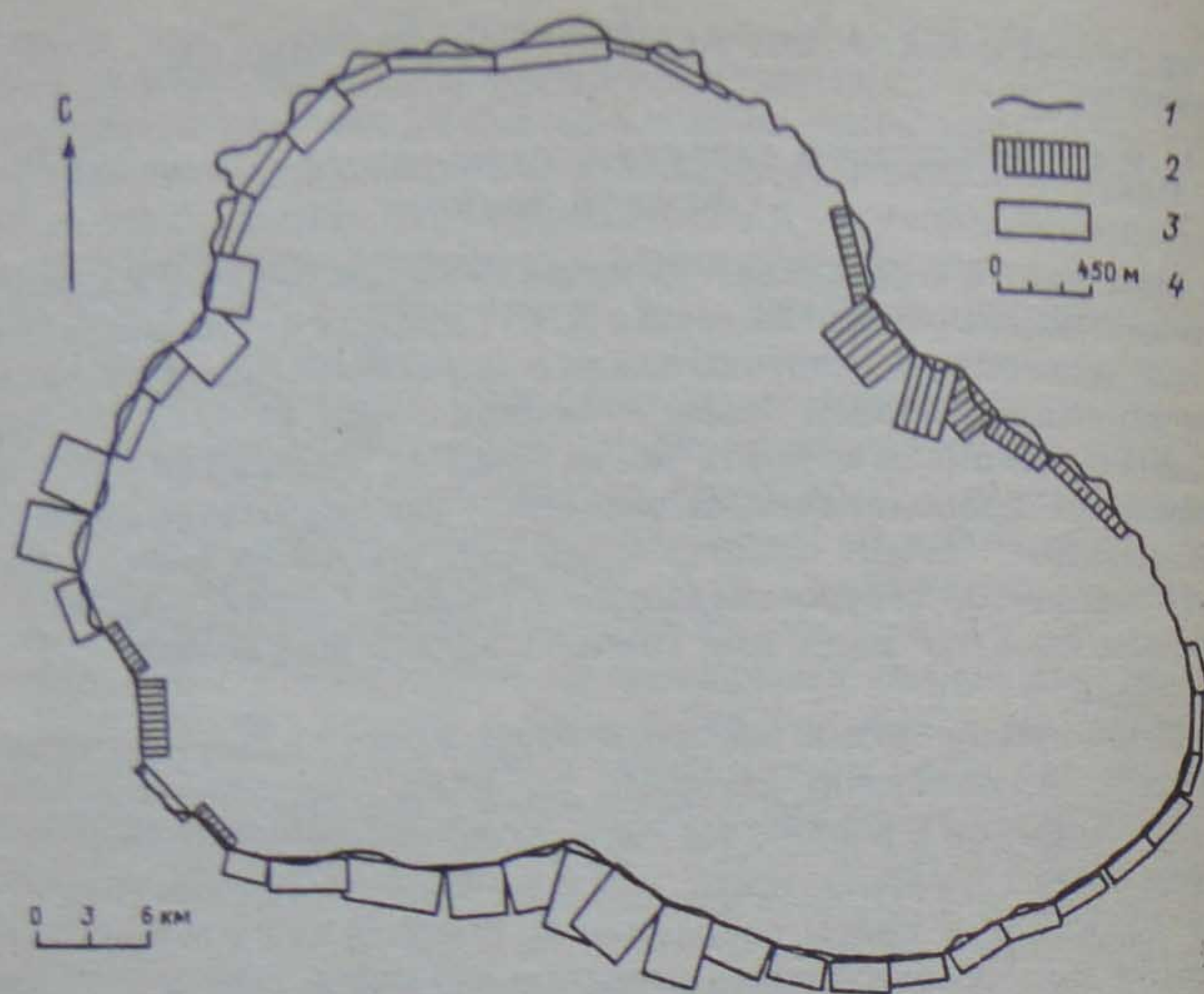


Рис. 3.1. Изменение краев ледника Вавилова с 1952 по 1985 г.
1 — положение края ледника в 1952 г.; 2 — отступление ледника за 1952—1985 гг.; 3 — наступание ледника за 1952—1985 гг.; 4 — масштаб отступления—наступления ледника.

выполнившие аэровизуальные наблюдения на Северной Земле, но выводы, сделанные этими исследователями об общем наступлении ледников архипелага [78], оказались неверными, как, впрочем, и вывод об эталонности ледника Вавилова для всех ледников Северной Земли [48].

Ледник Вавилова имеет режим, отличный от других ледников архипелага. Аэрофотосъемка 1985 г. позволила провести специальную картографическую работу и получить точные представления об изменении положения кромки ледника. Проведено сравнение положений края ледника по всему периметру в 1952 и 1985 гг. по уточненным фотосхемам на жесткой основе. Результаты сравнения показаны на рис. 3.1, из которого видно, что за 33 года южная кромка ледника выдвинулась на сушу почти на

всем своем протяжении на расстояние от 150 до 450 м. На западном краю ледника есть еще один участок протяженностью по фронту 9 км, где также наблюдается значительное продвижение льда на расстояние от 170 до 400 м.

Наступание южной и западной кромок ледника Вавилова на сушу происходит одновременно с изменением уклонов и рельефа в краевой части ледника. Об этом свидетельствуют изменения в положении верхней границы моренного пояса, окаймляющего ледник по периметру (см. п. 3.2). Из сопоставления положения верхнего края моренного пояса в 1952 и 1985 гг. следует, что он продвинулся в сторону суши на расстояния, превышающие наступание кромок ледника. Произошло сокращение ширины моренного пояса на 100—250 м, что указывает на частичное перекрытие практически неподвижной части ледника, отмеченной моренным поясом, сравнительно более подвижными массами льда, растекающимися из области питания ледника.

На остальных участках периметра положение края ледника стабильно или наблюдается отступление кромки в среднем на 150 м. Максимальное расстояние отступления — 450 м. Освободившаяся площадь суши составила $11,1 \text{ км}^2$, а площадь, на которую надвинулся ледник, — $14,6 \text{ км}^2$. Таким образом, за прошедшие 33 года площадь ледника увеличилась на $3,5 \text{ км}^2$. Не столь значительна эта величина по сравнению с общей площадью сокращения оледенения на архипелаге, но сам факт обнаружения явления противоположной направленности развития, даже в пределах одного ледника, подтолкнул к исследованию причин этого процесса.

Тщательное дешифрирование аэрофотоснимков 1985 г. показало, что и некоторые другие ледники слегка выдвинули часть кромок или, по крайней мере, оставались стабильными во время всеобщего сокращения островного оледенения. Так, при явных признаках регрессии кромок ледников Карпинского и Университетского на о. Октябрьской Революции юго-западный край ледника Карпинского в отдельных местах выдвинулся на расстояние до 150 м, а юго-западный край ледника Университетского оставался стабильным. Такая явно закономерная приуроченность наступающих кромок к юго-западным частям ледников наводит на мысль о гляциоклиматической обусловленности данного явления.

Данные, полученные в результате многолетних (с 1974 по 1989 г.) наблюдений за ледником Вавилова на единственном в стране

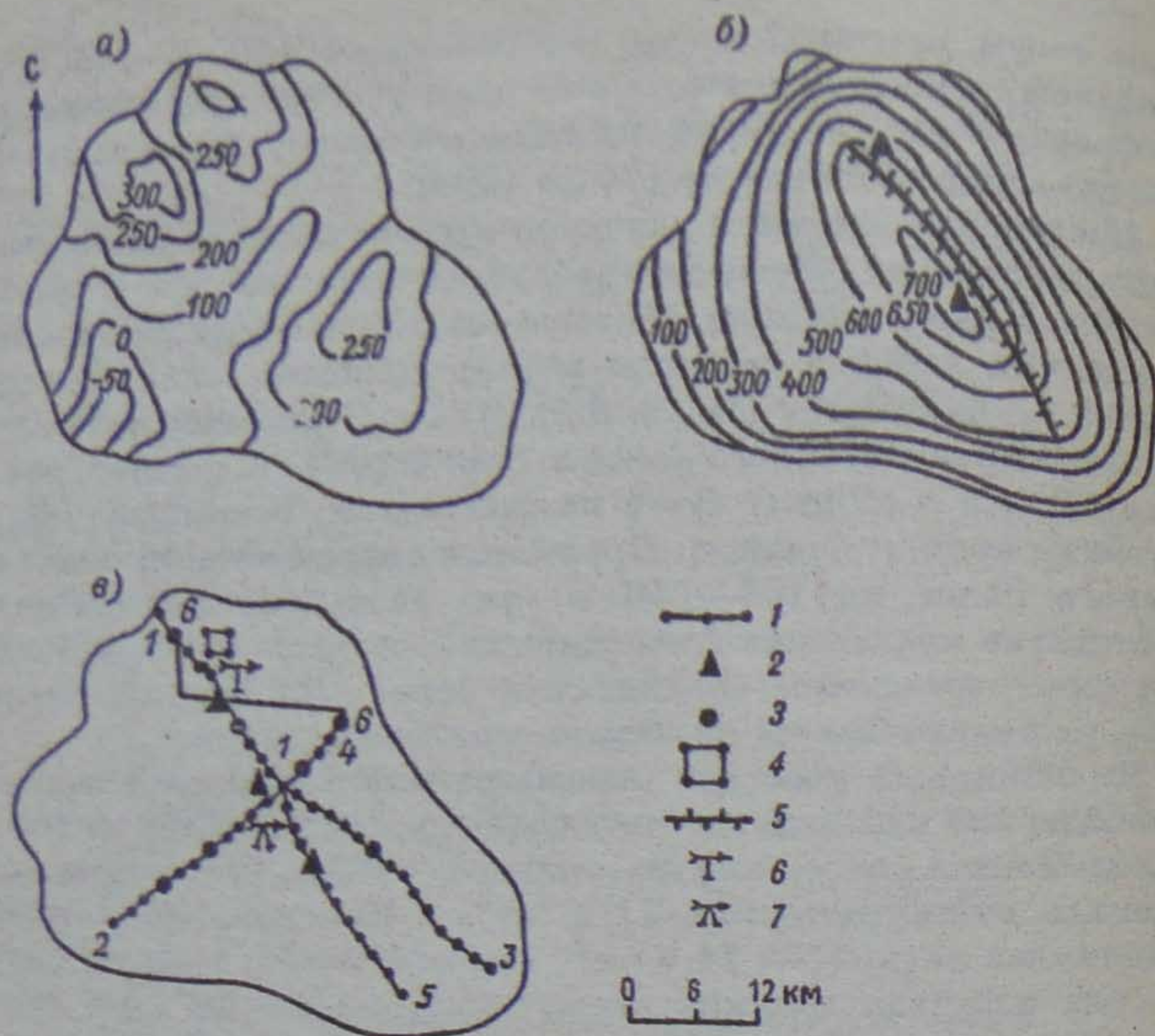


Рис. 3.2. Схемы ледника Вавилова.
 а — подледный рельеф; б — рельеф поверхности; в — расположение снегомерных профилей (1), буровых скважин (2) и полигонов: снегомерных (3) и по измерению поверхностных скоростей движения льда (4); 5 — ледораздел; 6 — временная метеостанция (балок); 7 — временная метеостанция (юрта).

гляциологическом стационаре на арктическом покровном леднике, широко известны [35, 45, 48, 49, 50, 127], но в последние годы (с 1985 по 1990) получены новые сведения о строении ледника и его развитии, которые значительно расширяют наши представления об оледенении Северной Земли.

Площадь ледника Вавилова в 1952 г. составляла $1820,5 \text{ км}^2$, максимальная толщина по данным радиолокации — 610 м [11, 20], самая глубокая скважина достигла ложа на глубине 556,5 м. Ледник залегает на расчлененном плато высотой 200 м и более, и только в юго-западной части подстилающая поверхность по

высоте близка к уровню моря (рис. 3.2). Основной особенностью рельефа ледника является существование ледораздела, протягивающегося с северо-запада на юго-восток вкrest простирания основных неровностей коренного рельефа и делящего ледник на две несимметричные части: более пологий юго-западный и сравнительно крутой северо-восточный склоны. Кроме того, в юго-западной части ледника есть несколько долинообразных понижений, отвечающих неровностям ложа. В целом рельеф поверхности ледника не связан с характером подстилающего рельефа (см. рис. 3.2). Асимметрия ледника вызвана повышающейся по направлению с юго-запада на северо-восток поверхностью ложа и особенностями питания ледника атмосферными осадками.

В результате проведенной систематизации и обработки всех материалов по снегомерным наблюдениям получены данные о зимнем, летнем и годовом балансах массы на поверхности ледника Вавилова за 10 балансовых лет: 1974/75—1980/81 и 1985/86—1987/88 гг. Зимний баланс характеризуется накоплением снега в среднем за период с сентября по май или июнь; летний баланс отражает накопление и абляцию в среднем за период с июня по август, а годовой баланс подводит итог соответствующему балансовому году.

Для подсчета балансовых характеристик в среднем по леднику были использованы все значения по профилям за 10 балансовых лет. Получены следующие значения: зимний баланс $28,5 \text{ г/см}^2$, летний баланс $-31,3 \text{ г/см}^2$, годовой баланс $-2,8 \text{ г/см}^2$. По материалам снегосъемок по профилям с учетом общих особенностей рельефа ледника, отраженных на топографических картах, составлена карта-схема его питания (рис. 3.3). Она дает самое общее представление о распределении годовых скоростей накопления и стока.

Планиметрирование карты-схемы показало, что область питания занимает 838 км^2 , что составляет 46 % площади ледника. Путем послойного планиметрирования площадей, ограниченных изолиниями питания и абляции, подсчитаны соответствующие объемы массы. В зоне аккумуляции за год накапливается $0,164 \text{ км}^3$ воды, а в зоне абляции расходуется в результате стока талой воды $0,185 \text{ км}^3$. Таким образом, сальдо бюджета массы ледника Вавилова оказалось близким к нулю.

Для характеристики межгодовой изменчивости зимнего, летнего и годового балансов массы рассчитаны их средние значения по всем профилям за каждый балансовый год — с 1974 по 1981

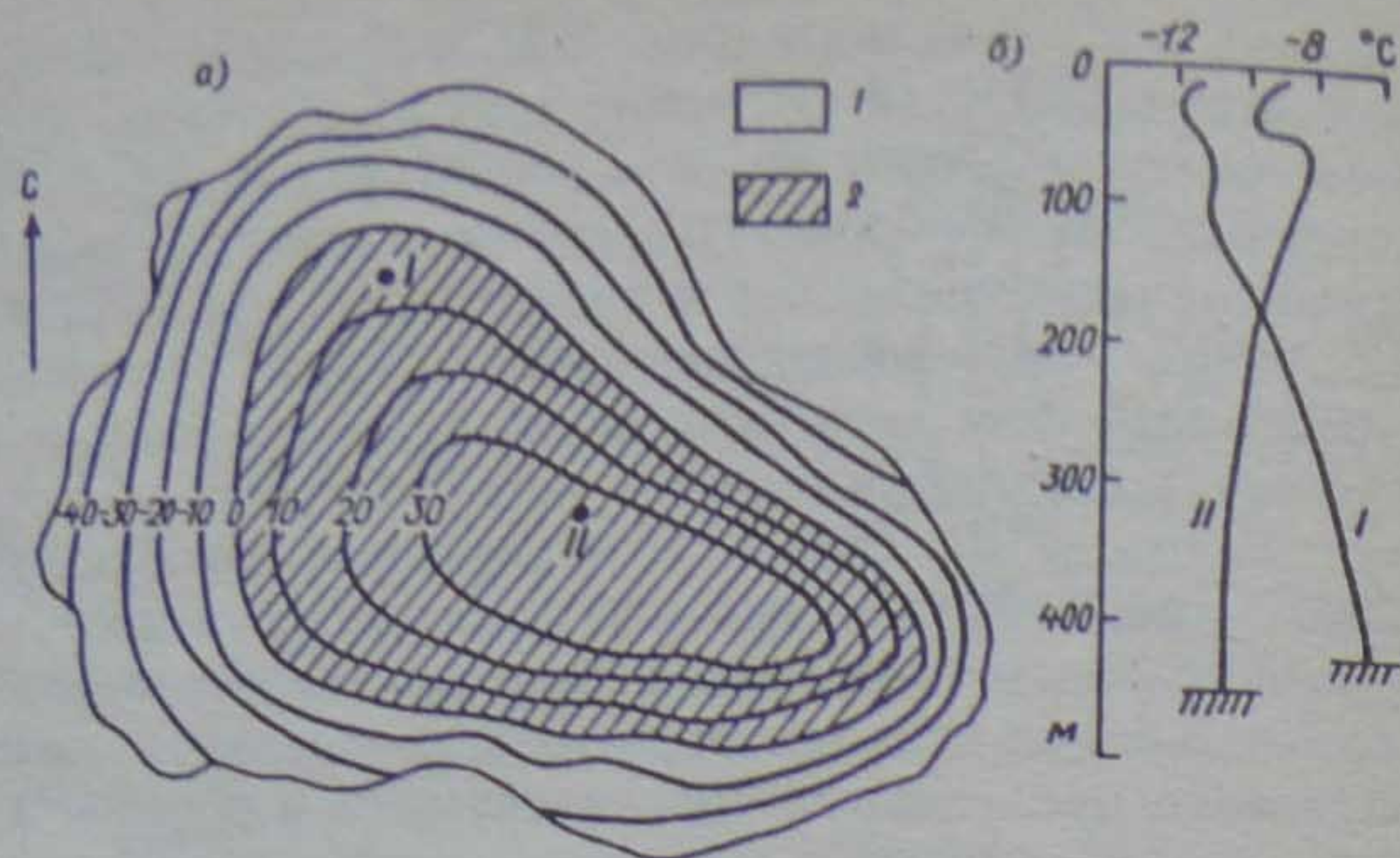


Рис. 3.3. Карта-схема питания ледника Вавилова за 1974—1988 гг.

а — годовой баланс массы (г/см^2) на поверхности ледника Вавилова: 1 — область абляции, 2 — область питания ледника; б — распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) в скважинах бурения I и II.

и с 1985 по 1988 гг. Полученные результаты, сведенные в табл. 3.1, отличаются от расчетов, приведенных в работе Л. С. Говорухи с соавторами [80], в которой использованы данные за меньшее число лет и только по северной части ледника.

Из табл. 3.1 следует, что балансовые характеристики ледника Вавилова подвержены значительным колебаниям в основном благодаря изменчивости летнего баланса массы. Интенсивность таяния снега, фирна и льда на поверхности арктических ледников тесно связана с суммой положительных температур воздуха. Исходя из этого положения предпринята попытка охарактеризовать изменение летнего баланса на протяжении более длительного периода. За основу были взяты инструментальные наблюдения за температурой воздуха на ближайшей метеорологической станции о. Голомянный.

Произведена корреляция между суммами средних суточных положительных температур воздуха за июнь—август 1975—1981 гг. на станциях о. Голомянный и Ледник Вавилова. Коэффициент корреляции оказался равным 0,916. Используя полученное уравнение регрессии, рассчитаны вероятные значения сумм положительных температур воздуха, которые могли быть на леднике в

Таблица 3.1

Зимний, летний и годовой баланс массы (г/см^2) на поверхности ледника Вавилова по результатам наблюдений на снегомерных профилях

Балансовый год	Баланс		
	зимний	летний	годовой
1974/75	12	-33	-21
1975/76	39	-4	35
1976/77	31	-16	15
1977/78	17	-70	-53
1978/79	21	-82	-61
1979/80	16	-32	-16
1980/81	38	-12	26
1985/86	36	-28	8
1986/87	31	-38	-7
1987/88	44	2	46
Среднее	28,5	-31,3	-2,8

период с 1950 по 1985 г. Затем определена зависимость значений летнего баланса массы от сумм положительных средних суточных температур на леднике за 1975—1987 гг. (коэффициент корреляции 0,719). После этого были рассчитаны вероятные значения летнего баланса массы на поверхности ледника Вавилова в период 1950—1985 гг. Из рис. 3.4 видно, что периоды с положительными или близкими к нулевым значениями летнего баланса чередуются с периодами его больших отрицательных значений (до $-70\ldots-90 \text{ г/см}^2$). В последние годы намечается определенная тенденция увеличения интенсивности абляции по сравнению с 50-ми годами, когда она в основном не превышала $16\text{—}30 \text{ г/см}^2$.

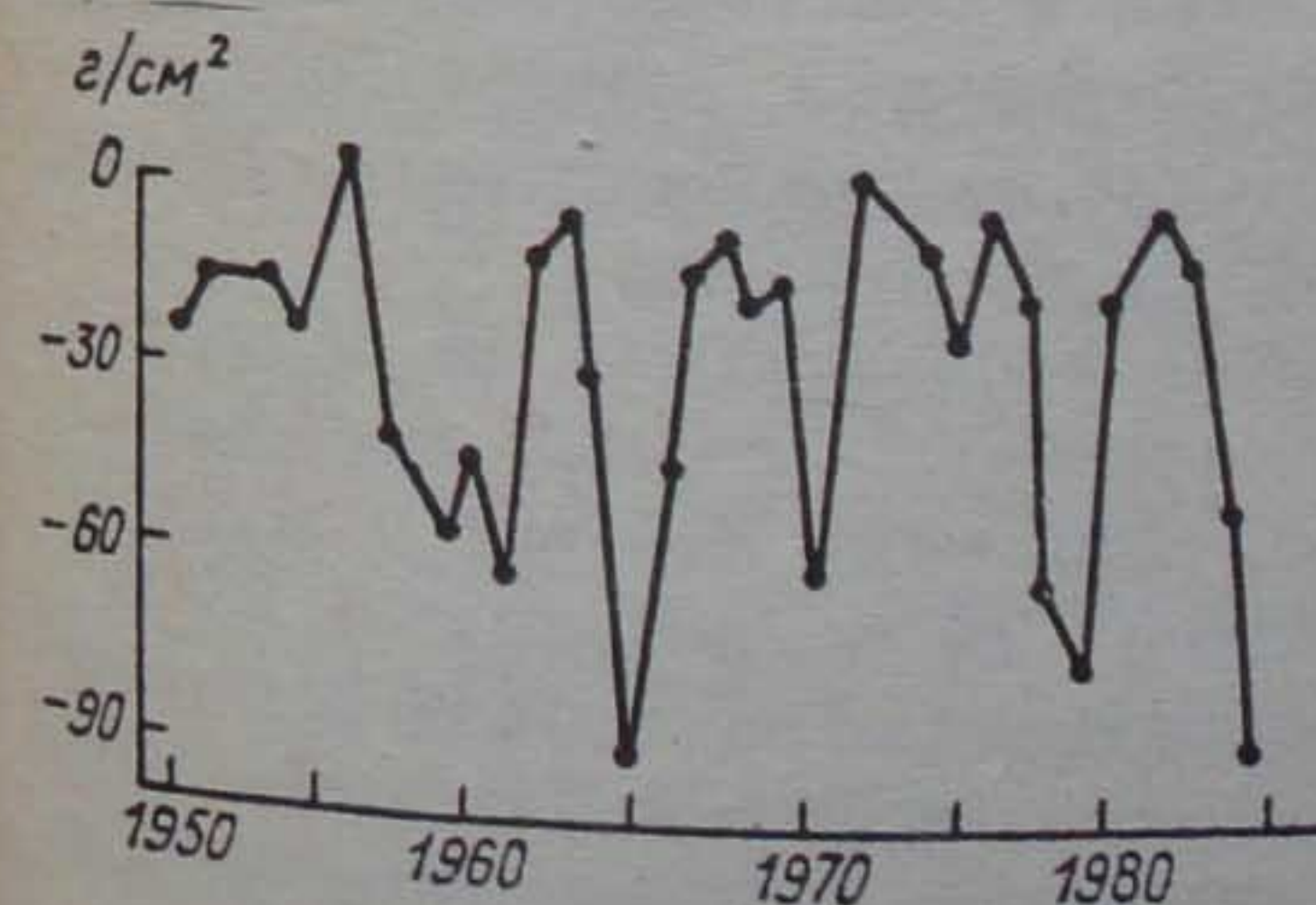


Рис. 3.4. Летний баланс массы (г/см^2) на поверхности ледника Вавилова за 1950—1985 гг.

Таблица 3.2

Зимний, летний и годовой балансы массы (г/см^2) на поверхности ледника Вавилова по результатам наблюдений на всех установленных профилях, но в ограниченные сроки в связи с закрытием гляциологического стационара в 1989 г.

Балансовый год	Баланс		
	зимний	летний	годовой
1987/88	49,3	-8,5	40,8
1988/89	38,0	—	—
(август—апрель)			
1989/90	—	—	54,0
(апрель—май)			

Все приведенные выше расчеты основаны, однако, на ограниченных данных. Площадь ледника изучена неравномерно. Наиболее длительные наблюдения проведены в его северной части. Только в 1985 г. установлены снегомерные профили, пересекающие ледник вдоль и поперек. Совсем неизвестной по особенностям снегонакопления остается западная часть ледника. Работы, проведенные в 1988—1990 гг. вместе с установкой снегомерного профиля в южной части ледника Вавилова (см. рис. 3.2), показали неожиданные результаты. Подсчет зимнего снегонакопления за 1987/88, 1988/89 гг., баланса массы за 1989/90 балансовый год (табл. 3.2) показал, что зона накопления в действительности смещена в южную часть ледника. В условиях увеличивающегося в целом за последние годы накопления осадков на склонах ледника в 1989—1990 гг. произошло полное погребение под снегом и фирном всех вех на снегомерном профиле 1—5, в то время как на других профилях вехи в основном сохранились. Обнаруженная асимметрия в распределении твердых осадков оказывается имеет решающее влияние на режим ледника Вавилова и неравномерность продвижения его кромки.

Как показали метеорологические исследования за период с сентября 1983 по август 1984 г., количество осадков, выпавших на гляциологическом стационаре, составило 345 мм в водном эквиваленте. Доля твердых осадков — 79 %, жидких — 15 %, остальные осадки смешанные. Распределение осадков во времени неравномерно (табл. 3.3). В годовом ходе осадков наблюдается два максимума: осенний в октябре и сентябре и летний в июне.

Таблица 3.3

Среднее месячное количество атмосферных осадков (мм) на ст. Ледник Вавилова за период 1980—1988 гг.* и в 1983/84 балансовом году

Период наблюдений, годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1980—1988	30	34	21	19	15	45	29	35	60	61	24	14
1983	—	—	—	—	—	—	—	—	40	76	4	13
1984	22	11	29	2	19	63	41	25	—	—	—	—

* Пропуски в наблюдениях: апрель 1982 г. — август 1983 г.; январь—апрель 1986 г.

Совместный анализ распределения осадков по отрезкам времени и господствующих ветров в момент их выпадения показал, что основная масса осадков выпадает при ветрах южного и юго-западного направлений (рис. 3.5). Причина такого распределения обусловлена преобладающим перемещением влагонесущих циклонов над акваторией Карского моря с юго-запада на северо-восток.

Осенний максимум осадков связан с усилением циклонической деятельности, с активизацией исландского минимума. Глубокие циклоны, вызывающие обильные осадки, перемещаются из Северной Атлантики [134].

В холодный период года осадков выпадает мало вследствие небольшого влагосодержания воздушных масс при низких температурах.

В летний период влияние исландского барического минимума ослаблено. Максимум осадков связан с вторжением циклонов, зарождающихся на севере европейской части страны и Западной Сибири (рис. 3.6).

Наименьшее количество осадков выпадает в апреле—мае, когда над Центральной Арктикой формируется антициклон.

Существенное превышение количества осадков, приносимых южными и юго-западными ветрами, над осадками, выпадающими при ветрах других направлений, положительные аномалии снегонакопления на юго-западном и южном склонах ледника Вавилова приводят к заключению, что юго-западный склон ледника, являясь наветренным, получает наибольшее количество осадков. Эти факты объясняют асимметричность ледникового

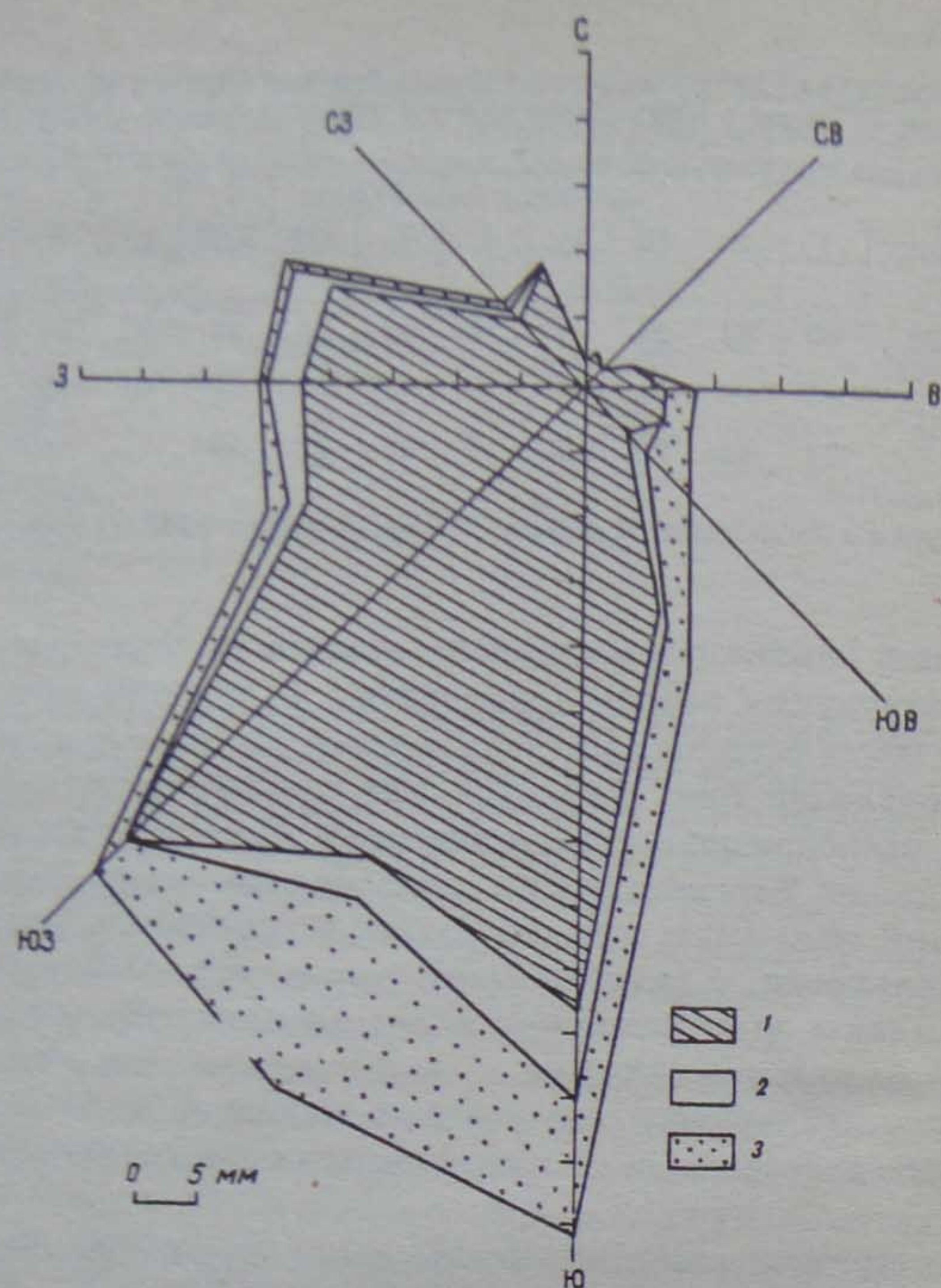


Рис. 3.5. Распределение количества осадков за год при различных направлениях ветра на ст. Ледник Вавилова в 1983—1984 гг.

Осадки: 1 — твердые; 2 — смешанные; 3 — жидкие.

купола, смещение зоны питания от центра ледника к югу, наступление южной и западной кромок льда на сушу.

Выдвижение юго-западных кромок других ледников, например ледника Карпинского, также обусловлено этой климатической причиной. Однако по сравнению с ледником Вавилова этот процесс происходит значительно менее интенсивно. По-видимому, ледник Вавилова является орографическим барьером на пути

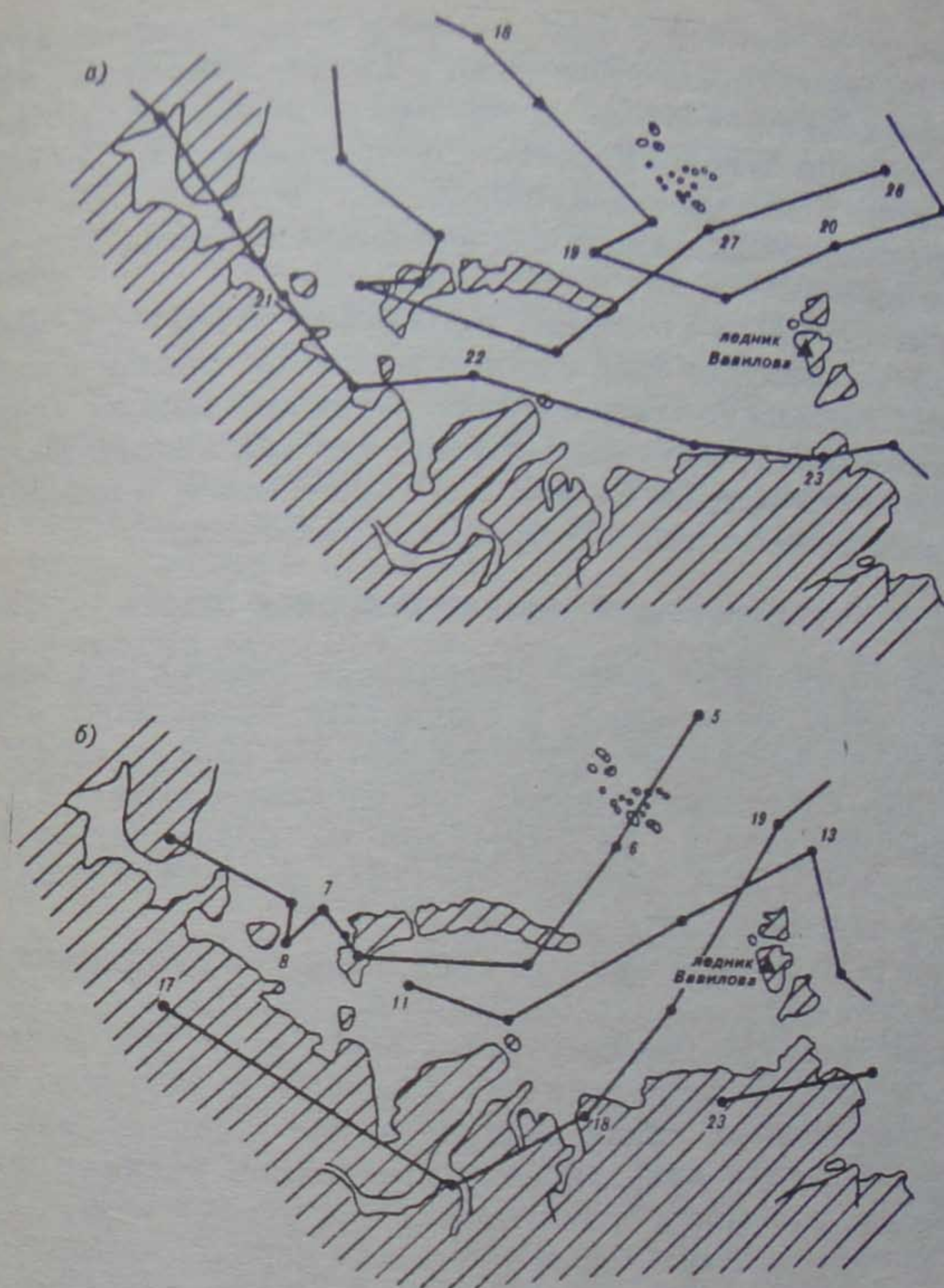


Рис. 3.6. Пути циклонов, определивших наиболее активные осадки в октябре 1983 г. (а) и в июне 1984 г. (б) (числами обозначены даты).

воздушных масс, приносящих осадки на о. Октябрьской Революции, и другие ледники, находящиеся в его тени, не получают такого, как он, количества осадков с юго-запада.

Данные измерения толщины снега и фирна на леднике Ленинградском (о. Большевик), произведенные при его пересечении

туристической группой с юга на север и сообщенные авторам руководителем группы В. Каюмовым, показывают, что на южном склоне ледника в мае 1991 г. снежно-фирновый слой был толще, чем на северном склоне. Вероятно, и на ледниках о. Большевик имеет место асимметрия снегонакопления, обусловленная преобладанием выпадения осадков под влиянием юго-западных влагонесущих ветров.

Таким образом, в последние годы (1988—1991) для ледника Вавилова установлена тенденция возрастания зимнего снегонакопления. Насколько эта тенденция верна для других ледников Северной Земли, сказать пока трудно, так как ледник Вавилова не является показательным для всего архипелага, а наблюдений за другими ледниковыми объектами недостаточно.

3.2. Строение ледников Северной Земли

Исследование внутреннего строения покровных ледников архипелага стало возможным в результате проведения бурения снарядами различных конструкций [24, 35; 193] на глубину до 761 м [26]. Стратиграфические исследования ледяной толщи ледника Вавилова до глубины 556 м, проведенные О. Л. Клементьевым и В. Я. Липенковым [164], позволили определить основные черты строения ледника.

В толще льда выделено три типа льда: режеляционный, инфильтрационный и инфильтрационно-конжеляционный, соответствующие условиям преобразования снега в лед при различных условиях таяния—накопления на поверхности ледника. В каждом из выделенных типов льда по длине керна определялись размеры, формы и ориентировка кристаллов ледяной породы, содержание, размеры и ориентировка воздушных включений.

По этим петрографическим признакам породы определено, что по мере углубления в толщу ледника лед подвергается динамометаморфизму с глубины 30—40 м. Кристаллы льда с увеличением глубины укрупняются, приобретают вытянутую в направлении движения, уплощенную по вертикали форму. Структура льда из гранобластовой превращается в липидогранобластовую. Максимальные размеры кристаллов отмечены на глубине около 340 м, ниже кристаллы льда мельчают в результате повышения напряжений и увеличения скорости деформаций.

Кристаллы с горизонтальной ориентировкой осей полностью исчезают на глубине 320 м, ниже преобладает вертикальная ориентировка, свидетельствующая о том, что в процессе течения

и деформирования льда базисные плоскости его кристаллов оказываются в положении, близком к горизонтальному, и это обеспечивает им наименее напряженное и устойчивое состояние.

В нижней части ледника генетические признаки льда исчезают, размеры его кристаллов оказываются одинаковыми и лед из первичного осадочно-метаморфического превращается в динамометаморфический вторично-рекристаллизационный.

На основе текстуро-структурных особенностей и степени метаморфизма льда кернов глубоких скважин выделено три структурных яруса: 0—30 м — первично осадочно-метаморфического льда; 30—370 м — умеренного динамометаморфизма; 370 м — ложе ледника — усиленного динамометаморфизма, куда входит подъярус дробления и катаклаза [26].

Краевые части североземельских ледников имеют характерную особенность строения. На всех более или менее крупных куполах и выводных ледниках, оканчивающихся на суше, на протяжении многих километров по периметру куполов и в краевых частях выводных ледников развиты полосы мореносодержащего льда. Выходы мореносодержащего льда на поверхность ледников приурочены к высотным отметкам 70—100 м (нижний край пояса) над основанием ледников независимо от высоты залегания последних. Слои мореносодержащего льда в этих поясах падают внутрь ледников под крутыми углами, а на поверхности ледников в пределах поясов часты характерные образования — холмы конической формы, цепи холмов и гряд высотой до 15—20 м. Протяженность гряд и холмов достигает нескольких километров. С поверхности они прикрыты крупнообломочным материалом мощностью до 0,5—1,0 м, под которым обнаруживаются ледяные ядра (рис. 3.7). Наиболее интересными участками в пределах моренных поясов являются выходы сортированных, слоистых отложений мощностью до 10—15 м. В юго-западных частях ледников Вавилова, Академии Наук, западной части ледника Ленинградского конусообразные формы рельефа сложены песками, алевроитами, слои которых залегают согласно с падением пластов льда в пределах моренных поясов (см. рис. 3.7). Анализы отобранных из этих отложений образцов показали их морское происхождение. Кроме комплексов микрофауны и обломков древесины, в них обнаружены створки раковин морских моллюсков отличной сохранности. Современные ледниковые формы рельефа в теле ледника сложены морскими отложениями, что не вызывает удивления, так как ледники,

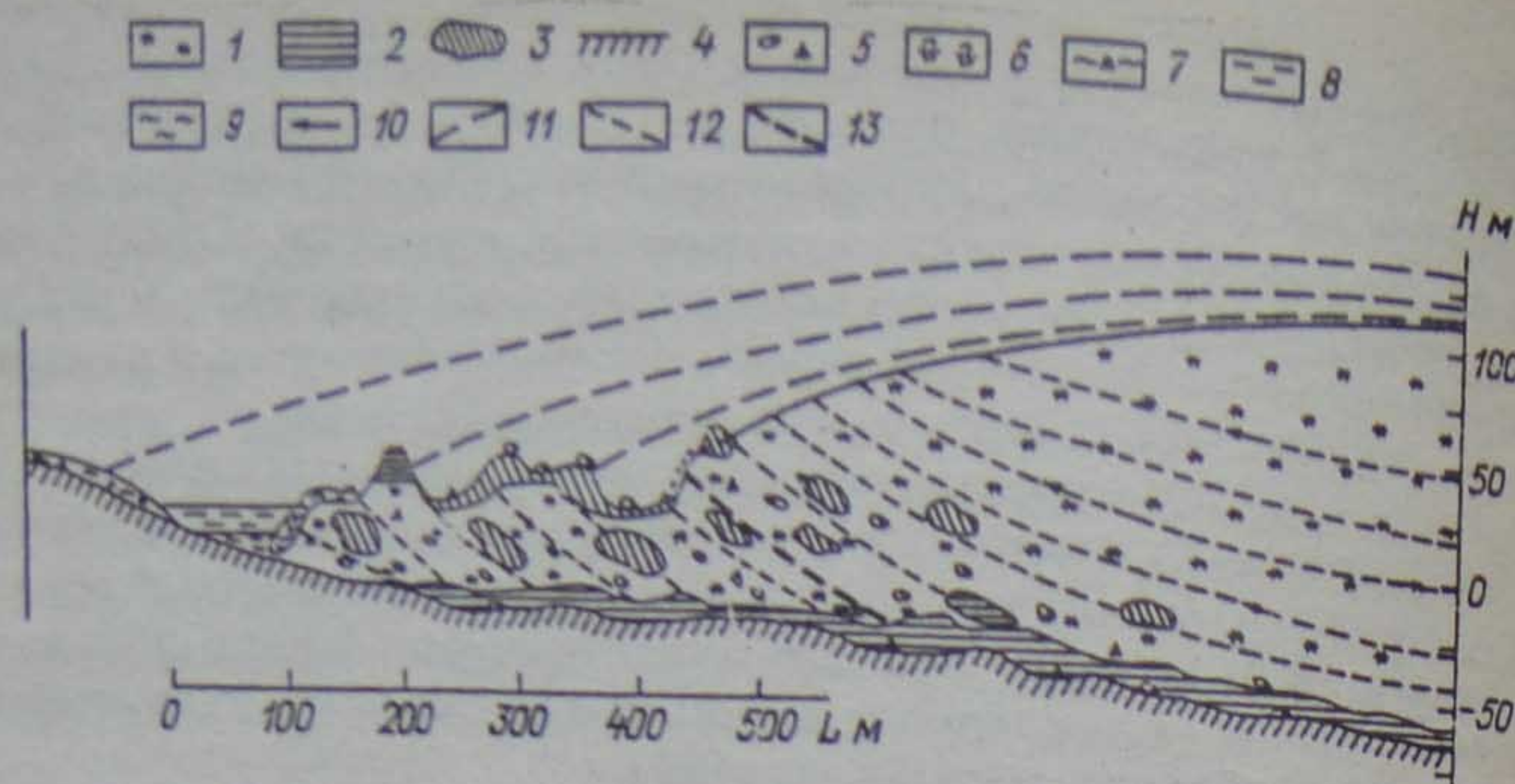


Рис. 3.7. Схема формирования холмисто-грядового рельефа в краевой части ледника Академии Наук.

1 — лед; 2 — рыхлые отложения, залегающие на коренных породах; 3 — ледниковые отторженцы; 4 — коренные породы; 5 — крупнообломочный материал; 6 — гляциодислокации; 7 — покровные суглинки; 8 — озерные воды; 9 — ленточнослоистые донные озерные отложения; 10 — направления движения льда; 11 — последовательные положения поверхности ледника при его деградации; 12 — линии тока; 13 — структурная граница, разделяющая части ледника, движущиеся с различной скоростью (зона разломов).

в которых они обнаружены, залегают на прибрежно-морской равнине, сложенной с поверхности морскими отложениями.

Хорошая сохранность раковин и ненарушенная слоистость отложений на ледниках свидетельствуют о том, что обломочный материал, вынесенный с ложа на поверхность ледника, не испытал значительных деформаций, за исключением изменения общего наклона первично горизонтальной слоистости в соответствии с падением слоев льда в краевой части ледника. Более или менее значительные скопления обломочного материала в теле ледника часто имеют облик линз или блоков, обтекаемых слоями льда с образованием в нем складок типа сундучных. Такое залегание обломочного материала во льду может быть характерным для ледниковых отторженцев, образованных в результате отчленения блоков подстилающих ледник пород, находившихся в мерзлом состоянии, и переноса блоков в леднике на небольшое расстояние.

Другим доказательством того, что обломочный материал, наряду с хаотическим распространением в нижних частях ледника содержится и в виде отдельных блоков, является коническая

форма холмов, образующихся при вытаивании отторженцев на поверхности ледника. Конусообразность обусловлена наклонным залеганием отторженцев в соответствии с напластованием в краевой части ледника. При вытаивании блоков углы падения склонов, обращенных к леднику, составляют $30-80^\circ$ и остаются согласными с падением слоев льда благодаря слабому развитию процессов осыпания по поверхности напластования. Внешние склоны конусов крутизной до $70-80^\circ$ формируются после вытаивания в результате осыпания, интенсивность которого зависит от слагающих тело отторженца пород. Поэтому холмы часто имеют асимметричную конфигурацию (см. рис. 3.7).

Различные фазы вытаивания отторженцев наблюдали на леднике Академии Наук в 1951 г. Н. Г. Загорская [71—73]. В настоящее время конусообразные и пирамидальные блоки морских отложений продолжают появляться на поверхности моренных поясов ледников. Причина вывода на поверхность ледника обломочного материала, отторгнутого с ложа, объясняется абляционным срезом в результате современной деградации оледенения (см. рис. 3.7). По мере снижения ледников на их поверхности возникают новые и новые скопления рыхлого материала, ранее скрытые в краевой части ледника. Более зрелые формы разрушаются под влиянием эрозии и склоновых процессов. Вынесенный материал откладывается перед фронтом отступающего ледника. Об этом процессе речь пойдет в гл. 5, посвященной геоморфологическим процессам.

Обнаруженные загибы слоев в краевых частях ледников мало похожи на краевые антиклинали, описанные М. Г. Гросвальдом в ледниках Земли Франца-Иосифа и распространенные в представлениях этого же автора на другие ледниковые покровы [57]. Л. С. Говоруха в своей работе, посвященной тектоническому строению ледников [45], перенес эти представления на ледники Северной Земли, в которых были обнаружены загибы слоев. Но при этом отсутствие замковых частей антиклиналей он объяснил абляционным срезом, тем самым показав, что антиклинали относятся к прошлому леднику, а не существующему ныне ледниковому куполу. Однако факт отсутствия элементов структуры не может служить доказательством существования антиклиналей. Кроме того, построения М. Г. Гросвальда также не могут считаться доказанными, так как на куполе Чурлениса, где были обнаружены подобные структуры, скважины пройдены только на крыльях и их нет в замковых частях „антиклиналей”, что застав-

ляет признать эти построения в значительной мере умозрительными.

Гораздо ближе по строению к загибающимся вверх слоям льда североземельских ледников аналогичные структуры, наблюдавшиеся С. А. Евтеевым в Антарктиде [60]. Этот исследователь объясняет искривление слоев льда — загибы вверх — наталкиванием ледника при его движении на склоны выступа ледникового ложа. Аналогичная особенность строения ледников Шпицбергена отмечена в работах Боултона [198, 200], Ю. А. Лаврушина [98], Л. С. Троицкого [139]. Изгибание плоскостей наибольшего напряжения сдвига вверх в краевой части ледника П. А. Шумский объясняет сопротивлением перегруженного мореной придонного слоя нижней части ледника [189].

Однако кромки ледниковых куполов и некоторых выводных ледников Северной Земли с загибающимися вверх слоями льда не испытывают никакого ограничивающего воздействия склонов, так как залегают в основном на возвышенных поверхностях, а нижние части ледников далеко не всегда содержат обломочный материал. Аналогичные структуры характерны и для краевых частей ледниковых куполов Земли Франца-Иосифа [116], также залегающих на возвышенных плато.

Исходя из наблюдений, можно заключить, что для краевых частей ледниковых куполов Северной Земли скорее характерны синклиналильные структуры, которые, вероятно, возникают во всяком ледниковом куполе при достижении им мощности, достаточной для растекания льда. Характер движения льда в таком случае рассчитан У. Ф. Баддом [4]. На рис. 3.8 приведена схема

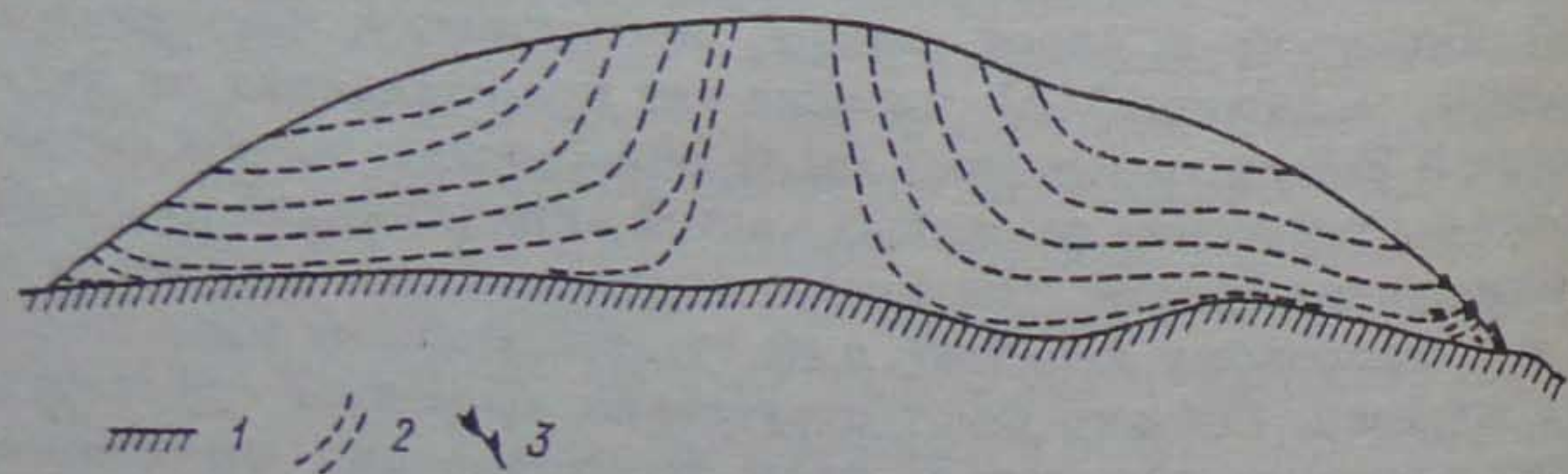


Рис. 3.8. Схема движения льда в ледниковом куполе Северной Земли.

1 — коренное ложе; 2 — линии тока; 3 — ледниковые отторженцы.

возможного механизма образования синклиналильных структур, реально наблюдающихся в периферических частях североземельских ледников. Она не противоречит построениям Бадда, отличающимся от его схемы лишь загибанием слоев в краевой части купола и выносом обломочного материала, отторгнутого с поверхности субстрата.

Загиб слоев льда и соответствующий наклон блоков рыхлых отложений, отторгнутых ранее от ложа, связан, по-видимому, с подпором, который оказывает лед, залегающий в основании куполов. Окраинное положение этого клина льда, примороженного к ложу и расположенного по периметру ледника (см. рис. 3.7), обуславливает уменьшение давления и напряжения в нем по сравнению с объемами льда, залегающими ближе к центру ледника, что в свою очередь вызывает замедление скоростей вязкопластических деформаций в окраинной массе. Данное соотношение напряжений влечет за собой надвигание растекающихся от центра масс льда на сравнительно „омертвевшую“ часть купола, расположенную по его периметру в основании. В результате между последней и активным льдом купола образуются сколы и разрывы, хорошо заметные в вертикальных обрывах краевых частей ледниковых куполов. Вдвигающемся льду возникают синклиналильные структуры при встрече растекающегося льда с препятствием в виде „омертвевшей“ внешней части купола.

Для выводных ледников, заканчивающихся на суше, не характерны трещиноватость и какие-либо признаки движения. Они, как правило, имеют вогнутую форму поверхности и создают впечатление отмерших выводных потоков, в которых движение льда практически прекратилось. По фронту выводных языков часто наблюдаются те же формы ледникового рельефа, что и по краям куполов. Конусообразные холмы и цепи холмов, окаймляющие окончания ледников, принимаются обычно за конечно-моренные гряды. Однако при внимательном рассмотрении оказывается, что холмы, сложенные в основном льдом, лишь сверху прикрыты обломочным материалом. Их проксимальные склоны согласны с падением слоев льда в краевой части бывшего выводного ледника. Для этих ледников также характерны структуры загибания слоев льда вверх и абляционные морены. Образование загибов аналогично связано с подпором движению льда и примерзанием языка к ложу. Похожие структуры обнаружены на ледниках Шпицбергена.

Для тектонического строения действующих выводных ледников, выносящих лед в фиорды и проливы архипелага, характерно преобладание глыбовых структур в сочетании с пликтивными дислокациями. В результате ромбогенеза весьма развито мегабрекчирование выводных ледников вблизи концов их языков. Эти структуры наиболее ярко проявляются в районе фиорда Матусевича при впадении в него выводных ледников. Здесь развита густая сеть трещин с системами сравнительно мелких разобщенных ромбических глыб [45]. Однако выводные ледники не выносят в настоящее время значительного количества обломочного материала, так как нет скольжения льда по ложу и, следовательно, экзарации.

3.3. Условия на ложе ледников

Результаты измерения температуры в глубоких скважинах ледников Вавилова и Академии Наук представлены на рис. 3.9.

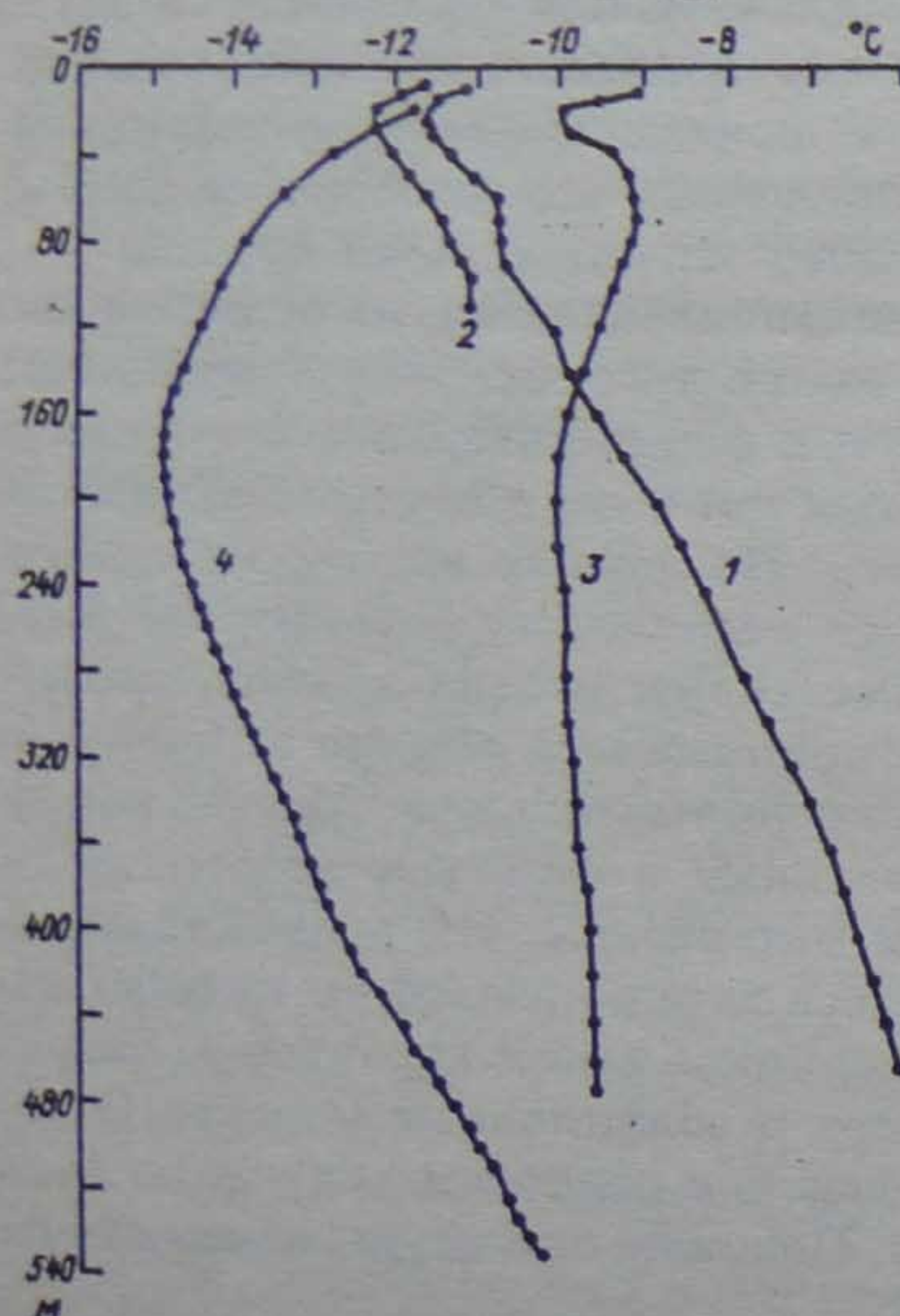


Рис. 3.9. Температура льда (°C) в ледниках Вавилова и Академии Наук.

Ледник Вавилова: 1 — стационар, 1979 г.; 2 — 11-й километр, 1985 г.; 3 — 20-й километр, 1985 г.; 4 — ледник Академии Наук, 1985 г.

Различия в распределении температуры, измеренной в двух скважинах ледника Вавилова, расположенных в зоне аккумуляции на расстоянии 20 км друг от друга, объясняются тем, что термограмма 1 характеризует окраинную часть зоны аккумуляции, а термограмма 2 — срединную ее часть. Изотермия в центральной части ледника объясняется условиями ледораздела, где линии тока направлены вертикально вниз и движение осуществляется без горизонтальной составляющей (см. рис. 3.8). Ближе к окраине условия движения иные, иное и распределение температуры в толще ледника.

Важной особенностью теплового режима ледников Северной Земли является существование на их нижней границе отрицательных температур, что определяет характер движения льда. Как показали эксперименты [153], при таких температурах силы сцепления льда с ложем более крепки, чем в толще льда, и поэтому сдвиги, разрывы и скольжение при движении льда должны происходить в ледяной породе, а не на контакте ледника и ложа. Однако эти экспериментальные данные удалось подтвердить на ледниках Северной Земли только в марте 1988 г., когда толща ледника Вавилова была пройдена буровым электромеханическим снарядом КЭМС-112, разработанным сотрудниками Санкт-Петербургского горного института. Глубина пройденной скважины 461,61 м. Получен керн подстилающих ледник горных пород. Исследования керна включали в себя: макроописание (структура, текстура льда и горных пород), фотографирование и зарисовки, определение льдистости частей керна, содержание крупнообломочного материала, отбор образцов для лабораторных исследований. Наиболее интересные отрезки керна изучены с помощью петроструктурного метода. Исследовано 10 пластин и 10 шлифов, проведен микроструктурный анализ по трем шлифам, анализ изотопного состава кислорода глетчерного льда и льда-цемен-та. Результаты работы опубликованы в 1992 г. [81]. Выявлены следующие особенности строения нижней части ледника и подстилающих его пород в точке бурения (рис. 3.10):

- 1) мощность мореносодержащего льда составляет 2,15 м;
- 2) в мореносодержащем льду развиты пликтивные деформации, связанные с вязко-пластическим течением льда, и деформации сдвига, обусловленные скольжением блоков льда относительно друг друга. Интенсивность деформаций максимальна в верхней части исследованного керна на глубине до 457,9 м и минимальна в нижней его части — на глубине 458,5—459,3 м;

Рис. 3.10. Кери с глубин 457,07—461,61 м из скважины № 8, пробуренной на леднике Вавилова электромеханическим снарядом.

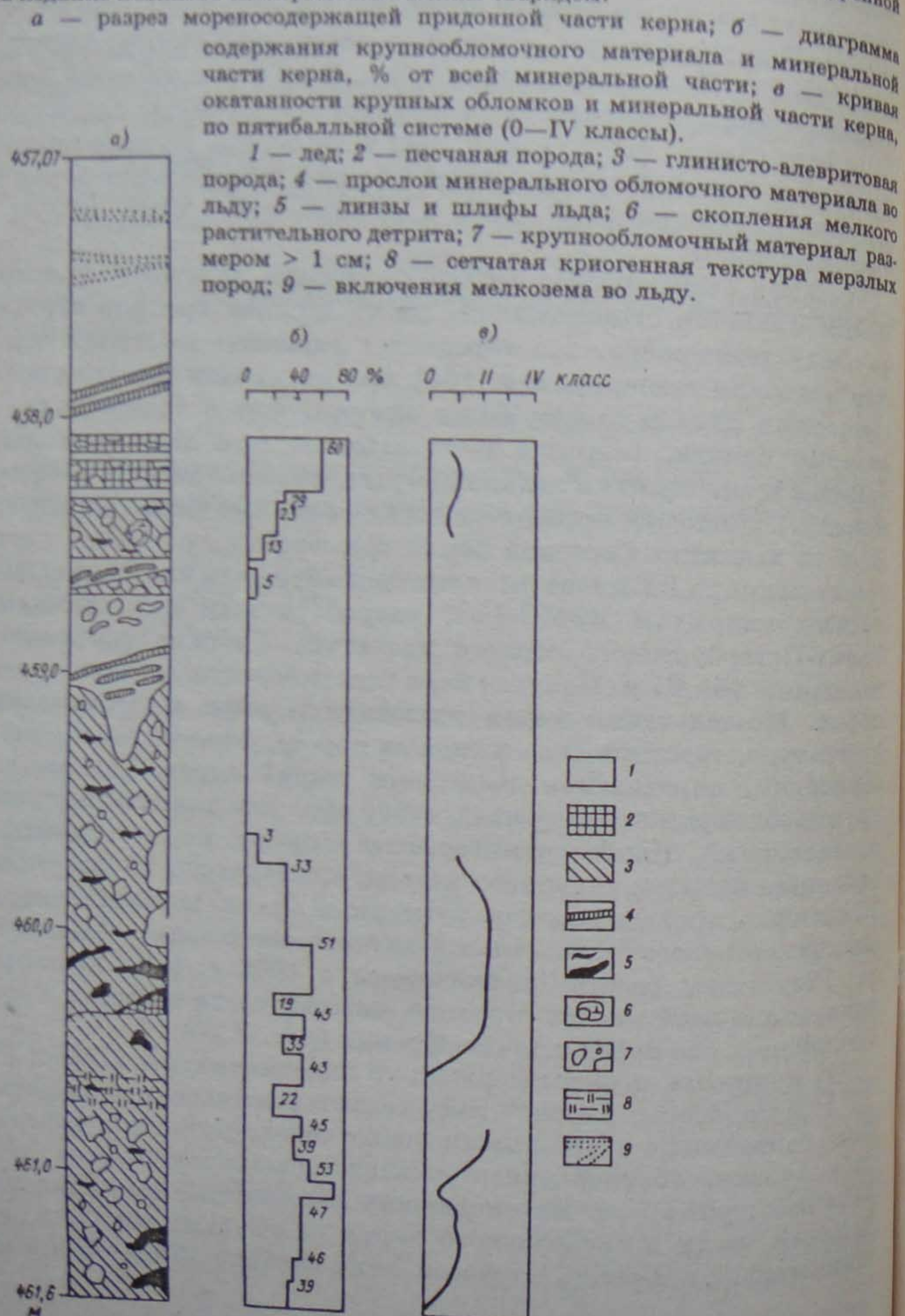
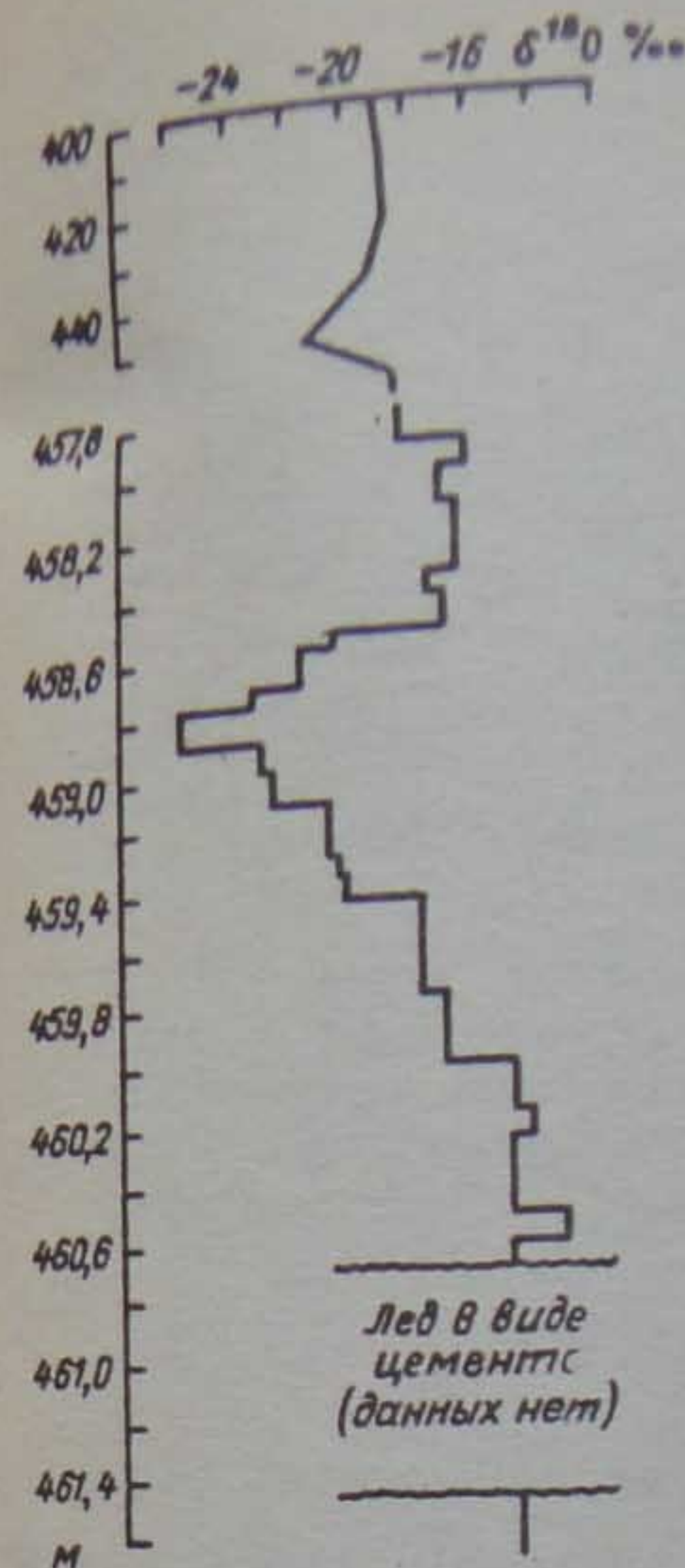


Рис. 3.11. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ мореносодержащего льда.



3) деформации сдвига расположены во льду на глубинах 457,37—457,49 и 457,85—457,90 м. Их нет на границах между льдом и горной породой на глубинах 457,93 и 459,30 м. Скольжение льда осуществляется по тонкому слою примороженного к ложу льда; экзарация ложа отсутствует, что отвечает представлениям об условиях на дне холодных ледников;

4) лед, поднятый с глубин более 457,90 м, вероятнее всего, имеет иное происхождение по сравнению с глетчерным льдом или другой возраст. Этот вывод не противоречит результатам изотопно-кислородных исследований льда (рис. 3.11).

3.4. Движение ледников

Ледники, несмотря на примерзание к ложу, находятся в постоянном движении, растекаясь из центральных частей куполов. Скольжение имеет место в толще льда, о чем свидетельствуют тектониты в ледяной породе по плоскостям скольжения в придонных частях ледников [81]. Однако скорости движения ледни-

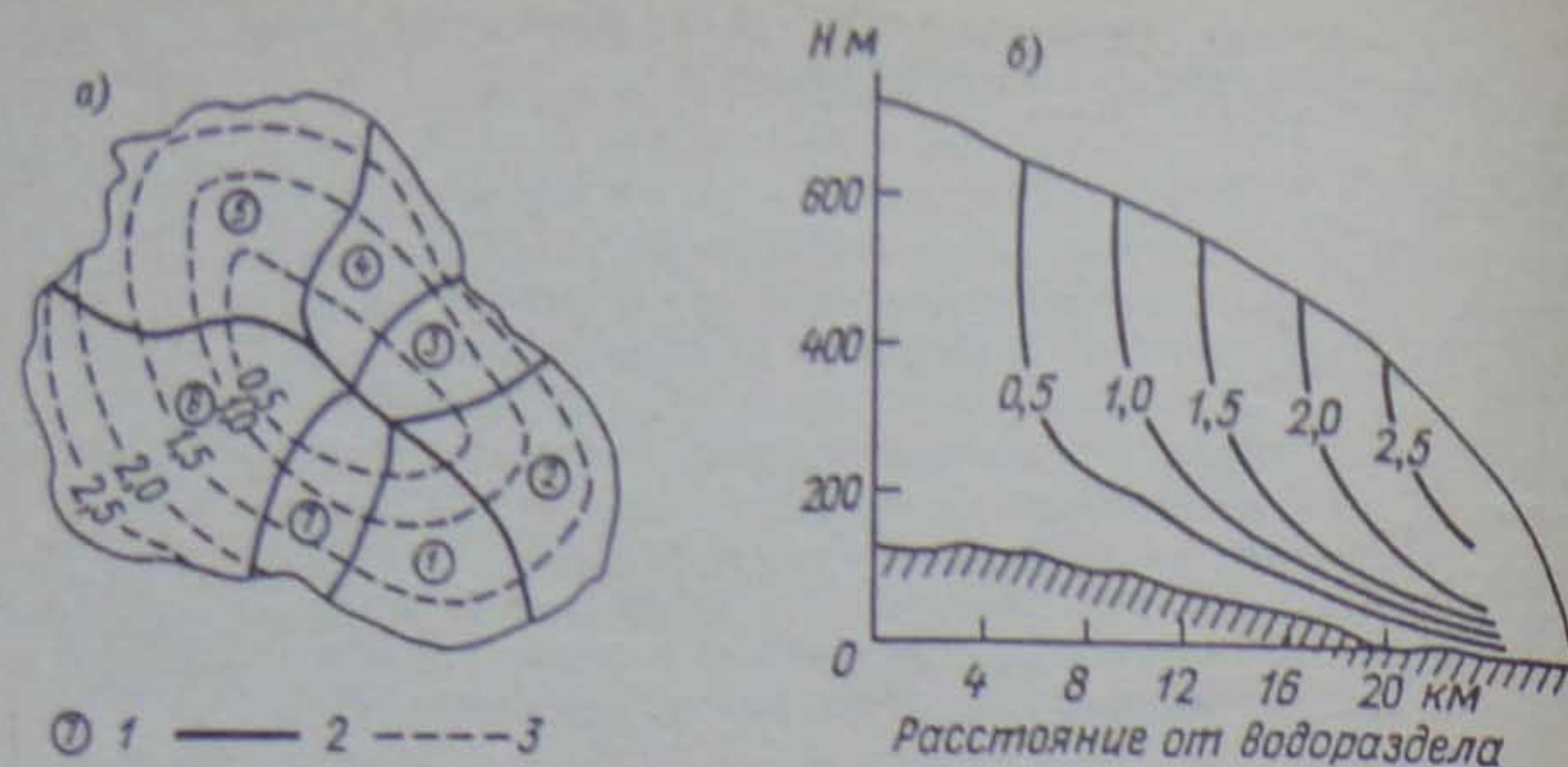


Рис. 3.12. Скорости движения ледника Вавилова.
 а — скорости движения поверхности ледника: 1 — номер сектора, 2 — граница сектора, для которого рассчитывались гидродинамические характеристики, 3 — изолинии скорости движения поверхности, м/год;
 б — продольные скорости движения льда (м/год) в толще ледника в секторе 6.

ков Северной Земли остаются неизвестными. Лишь на леднике Вавилова проведены повторные светодальномерные измерения на ромбических полигонах. В краевой, северной части ледника на склонах крутизной 6—7° горизонтальная составляющая скорости равна 1,5 м/год, а ближе к центру ледника на склонах крутизной 1—2° — 0,5 м/год [26]. Осредненные за 1952—1988 гг. данные по продвижению краев ледника Вавилова показывают колебания скоростей наступления южного и западного краев ледника от 4,5 до 13,5 м/год.

Рассчитанные по модели квазистационарного ледникового покрова [26] скорости движения в толще ледника Вавилова представлены на рис. 3.12. Они значительно отличаются от реальных вследствие несовершенства расчетного метода и далекой от точности информации, заложенной в модель со старых топографических карт.

Единичные наблюдения за скоростью движения выводных ледников Северной Земли приводятся Л. С. Говорухой [44]. Так, по его данным, выводной ледник Гаккеля — один из выводных ледников ледникового купола Русанова — движется со скоростью 75 м/год.

3.5. Возраст ледников

По результатам стратиграфического изучения толщ ледника Вавилова до глубины 460 м выделены периоды с преобладанием холодных или теплых летних сезонов, а по результатам изотопно-кислородного анализа образцов льда — периоды с преобладанием холодных или теплых зимних сезонов [26]. Горизонты с повышенным содержанием пузырчатого (режелационного) льда соответствуют периодам с преобладанием холодных летних сезонов, а горизонты с повышенным содержанием изотопа ^{18}O соответствуют периодам с теплыми зимами (рис. 3.13). Повышенные значения аккумуляции на леднике характеризуются кривой содержания влаги в годовых слоях ледяного керна. Чем больше влаги, тем выше значение аккумуляции (см. рис. 3.13).

Интервалы времени с преобладанием теплых летних и теплых зимних сезонов чередовались с периодами холодных летних и холодных зимних сезонов от настоящего времени до 4,3 тыс. лет назад (глубина ледника до 320 м). Период 4,3—6,0 тыс. лет назад характеризовался преобладанием теплых летних сезонов и холодных зим, что не благоприятствовало наращиванию массы ледника. Согласно структурно-стратиграфическим исследованиям, максимум аккумуляции имел место на леднике Вавилова 2,7—2,5 тыс. лет назад (рис. 3.14).

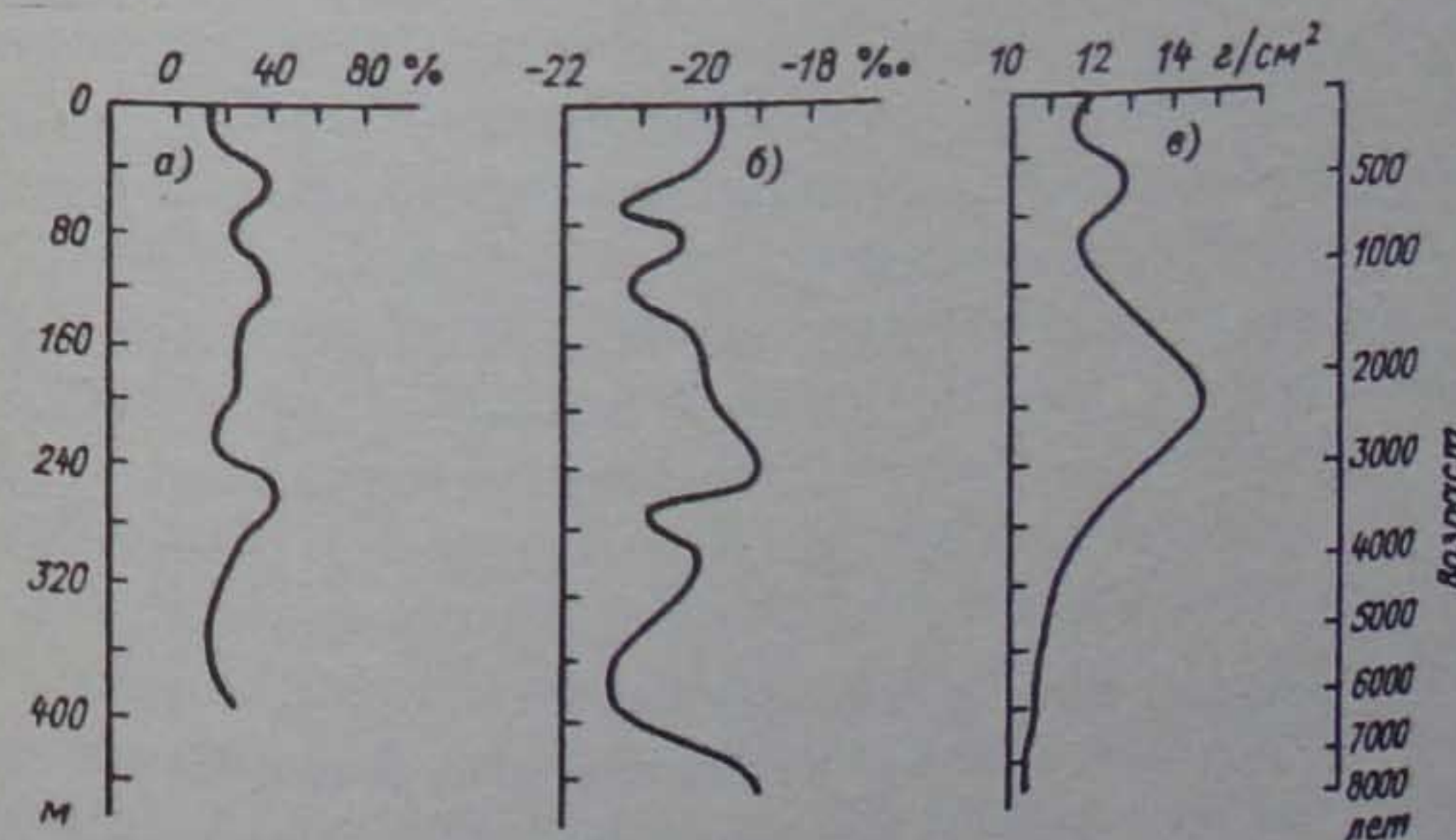


Рис. 3.13. Содержание пузырчатого льда в кернах (а), изотопа ^{18}O в кернах (б) и влаги в годовых слоях керна (в).

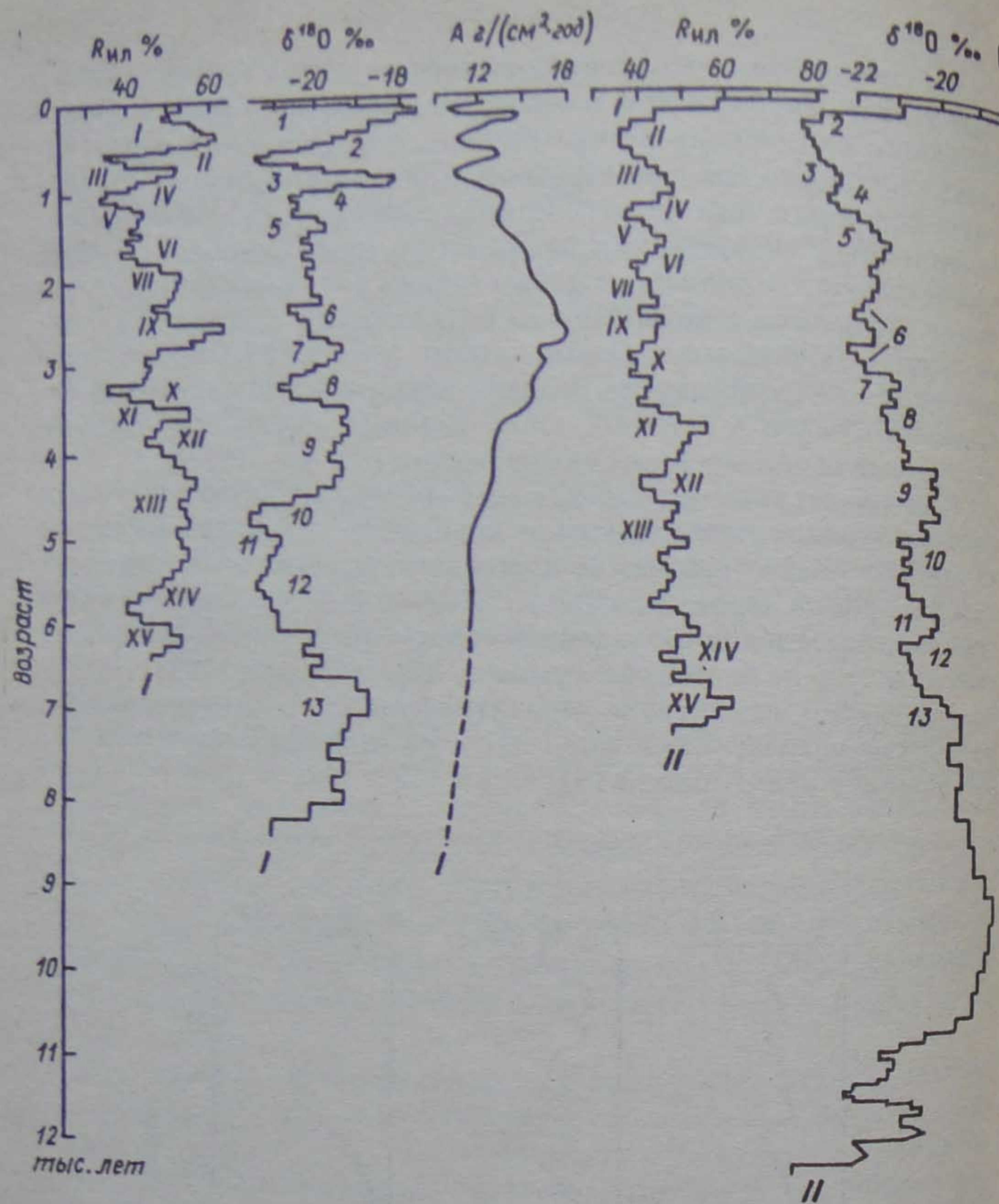


Рис. 3.14. Эволюция типов льдообразования.
 $R_{ил}$ — процентное содержание инфильтрационного и инфильтрационно-кон-
 желяционного льда; A — годовая аккумуляция; $\delta^{18}O$ — изотопный состав на
 ледниках Северной Земли за последние 12 тыс. лет.
 I — ледниковый купол Вавилова; II — ледник Академии Наук.
 Предполагаемая корреляция климатических событий на структурно-страти-
 графических кривых показана римскими цифрами, на изотопно-кислородных
 кривых — арабскими.

Возраст льда определялся путем подсчета числа слоев годового накопления льда на метровых участках ледяного керна. Границы годовых слоев выделялись визуально по особенностям строения льда. При этом учитывалось утонение годовых слоев с глубиной за счет растекания ледника [26].

Необходимо отметить, что определение возраста льда указанным способом может давать значительные ошибки, так как в течение теплых летних сезонов абляций может быть уничтожено несколько слоев годового накопления, а в умеренно теплые летние сезоны фильтрация талой воды в пористые слои фирна может затушевывать характерные признаки предшествовавших холодных лет, что также ведет к ошибочной возрастной интерпретации последовательности годовых слоев.

Тем не менее на данном этапе исследований приходится пользоваться предложенным методом расчета возраста льда и проверять его другими, в частности, палеогеографическими методами.

При структурно-стратиграфических исследованиях выделены годовые слои, позволившие построить хронологические шкалы изученных кернов. Удалось установить возраст льда: 7,5 тыс. лет на глубине более 700 м на леднике Академии Наук и 6,5 тыс. лет на глубине около 400 м на леднике Вавилова. Ниже из-за исчезновения признаков генетических типов льда возраст ледника определялся на основе расчетов по тенденции утонения слоев при растекании льда [26].

Определение возраста ледников на основе корреляции изотопно-кислородных кривых с известными палеогеографическими событиями в Арктике часто приводит к ошибкам. Сложность интерпретации изотопно-кислородных кривых хорошо показана в завязавшейся дискуссии при сравнении данных, полученных по керну ледника Вавилова разными исследователями [6, 150]. Не вдаваясь в подробности этой дискуссии, укажем лишь на то, что если корреляции и возможны, то только с палеогеографическими данными, полученными по району архипелага, но не по островам Гренландии, Девону, Чукотскому поднятию [150]. Арктика не может быть ареной однонаправленных климатических изменений, но состоит из нескольких провинций, где эти колебания на отдельных временных отрезках не только разнонаправлены, но и противоположны [112].

Из рис. 3.13 следует, что 400—800 лет назад величина аккумуляции на леднике была несколько больше современной. В это время преобладали холодные зимние и летние сезоны. Данный

интервал времени по палеоклиматической шкале соответствует малому ледниковому периоду. Исследования ленточнослоистых донных отложений приледниковых озер Северной Земли подтверждают, что расширение площади оледенения и подпруживание ледниками озер имело место на архипелаге 300—400 лет назад [105]. Также, по-видимому, близок к истине возраст ледника в целом. Его вычисленная восьмистысячелетняя история [26, 90, 151] не противоречит тому факту, что климатический оптимум голоцена на Северной Земле имел место 9—10 тыс. лет назад [105, 112], и в то время ледник Вавилова, если и существовал, то в значительно сокращенном виде. Об этом свидетельствуют находки кустарников под южным краем ледника. Кустарники — показатели значительно более теплого климата — датированы возрастом 9620 лет (гл. 4).

Более подробно история развития ледника Вавилова по данным изучения ледникового керна изложена в статье В. М. Котлякова с соавторами [151].

Сравнение результатов изотопно-кислородных анализов кернов ледников Вавилова и Академии Наук (см. рис. 3.14) дает основание утверждать, что в то время, когда ледник Вавилова практически исчезал, ледник Академии Наук продолжал существовать. Последний, возможно в значительно угнетенном виде, пережил этап голоценового климатического оптимума на Северной Земле. Возникновение наиболее древнего из современных ледников архипелага относится ко времени не ранее сартанского оледенения, так как тогда на месте современного о. Комсомолец, где расположен ледник Академии Наук, преобладали обстановки морского осадконакопления, что будет подробнее рассмотрено при анализе геологических материалов в гл. 4.

3.6. Пассивные ледники

При исследовании аэрокосмических снимков архипелага Северная Земля выявлены небольшие ледниковые объекты с необычным рисунком поверхности в периоды интенсивной абляции, когда с них стает практически весь снег. В это время на мелких ледниках четко выделяются темные полосы, концентрически вложенные друг в друга, и их принято называть огивами [36]. Ширина полос колеблется от нескольких до 100 м в зависимости от особенностей рельефа ледяных тел.

В качестве рабочей гипотезы при просмотре фотоматериалов было принято, что полосы являются выходами на пологовыпук-

лой поверхности ледника горизонтально залегающих слоев льда, вскрытых абляционным срезом. Затем отмечено, что малые ледниковые тела по своему тектоническому строению не имеют ничего общего с краями крупных ледниковых куполов, с которыми они соприкасаются или на которые налегают. Для куполов, как рассмотрено выше, характерны крутые падения пластов льда в краевых частях. Ледяные наросты, расположенные на краях ледниковых куполов Академии Наук, Вавилова, Альбанова, резко отличны от них горизонтальным или наклонным залеганием пластов льда в зависимости от топографии ложа. Наиболее четко эта особенность взаимодействия разномасштабных ледников выражена в юго-западной части ледника Академии Наук (рис. 3.15).

Ледниковая шапка залегает здесь на вершине холма высотой около 120 м и в поперечнике достигает протяженности 4,5 км. Мощность льда, судя по топографической карте 1955 г., равна 40 м. Барометрическое нивелирование показало, что мощность льда в настоящее время не превышает 20 м. Края шапки спускаются по склонам холма на юг до горизонтали 80 м, а на западе — практически до уровня воды в бух. Клин. На севере и северо-востоке ледниковая шапка примыкает к ледниковому куполу с четко выраженной седловиной. Более крупные ледяные тела примыкают к ледникам Альбанова и Вавилова с востока, леднику Дежнева с запада.

Для сравнительного исследования льда, слагающего ледниковую шапку и край ледникового купола, в юго-западной части ледника Академии Наук пробурены мелкие скважины ручного бурения. Скважины заложены на вершине ледниковой шапки (скв. 1) и в зоне надвигов ледника Академии Наук (скв. 3) на одной и той же абсолютной высоте (см. рис. 3.15). Петроструктурные исследования показали, что лед края ледникового купола и ледниковой шапки в различной степени метаморфизован. Для верхних 3,5 м льда ледниковой шапки характерны изометричность и сращивание в агрегаты воздушных включений, отсутствие видимых в шлифах закономерностей ориентировки кристаллов. Лед края купола отличается ярко выраженной вытянутостью трубчатых воздушных включений в субвертикальном направлении, призматичными, крупными кристаллами с ориентировкой их длинных осей также в субвертикальном направлении в соответствии с направлением падения пластов льда, содержащих тонкий обломочный материал.

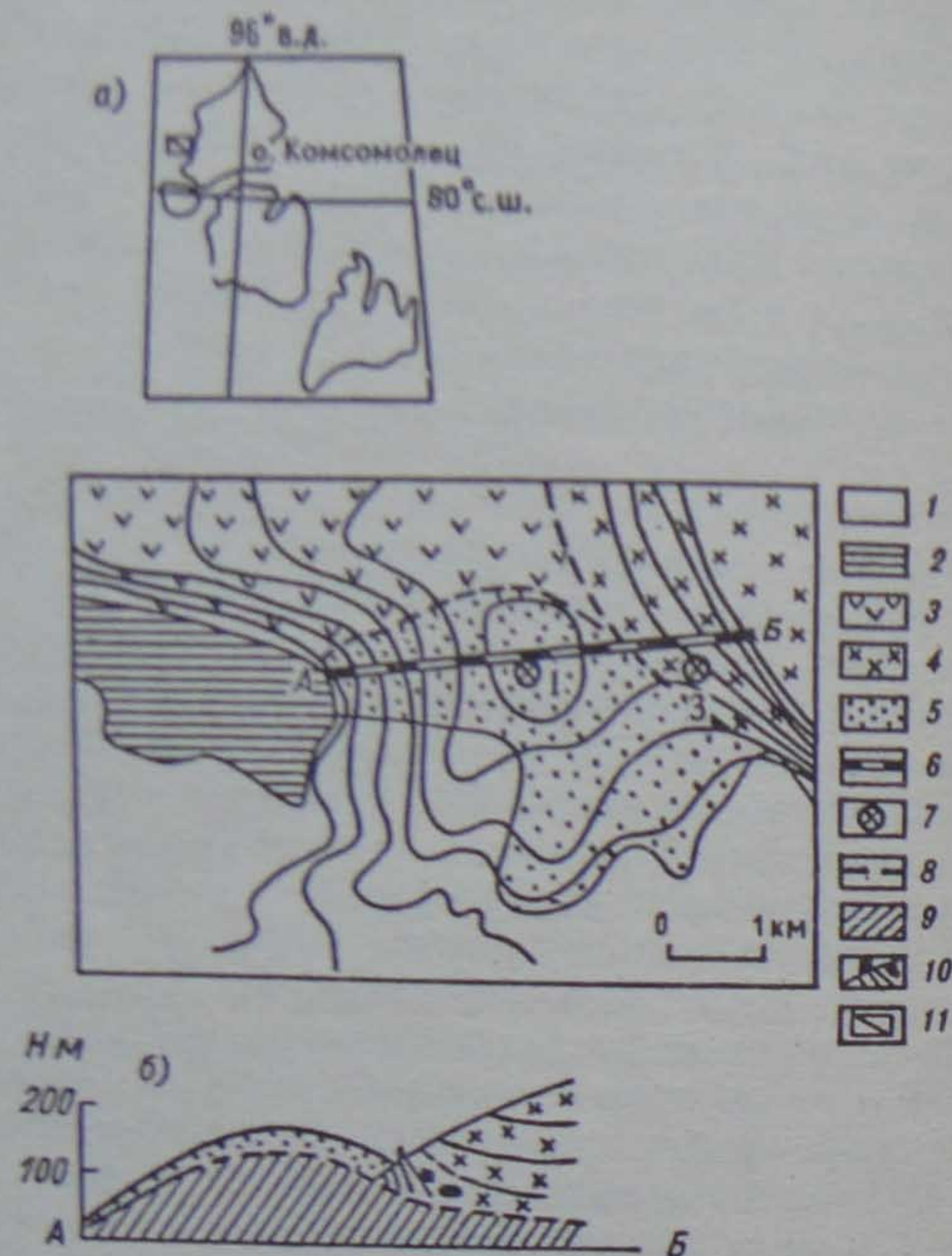


Рис. 3.15. Принципиальная схема строения малой ледниковой шапки на о. Комсомолец.

а — район исследований: 1 — суша, свободная ото льда, 2 — море, 3 — ледник м. Литвинова, 4 — ледниковый купол Академии Наук, 5 — малая ледниковая шапка, 6 — линия разреза, 7 — скважины на ледниках и их номера, 8 — границы между ледниками, 9 — коренные породы, 10 — линии сколов и разрывов в краевой части ледникового купола, 11 — местоположение района исследований; б — вертикальный разрез контакта края ледникового купола Академии Наук и малой ледниковой шапки.

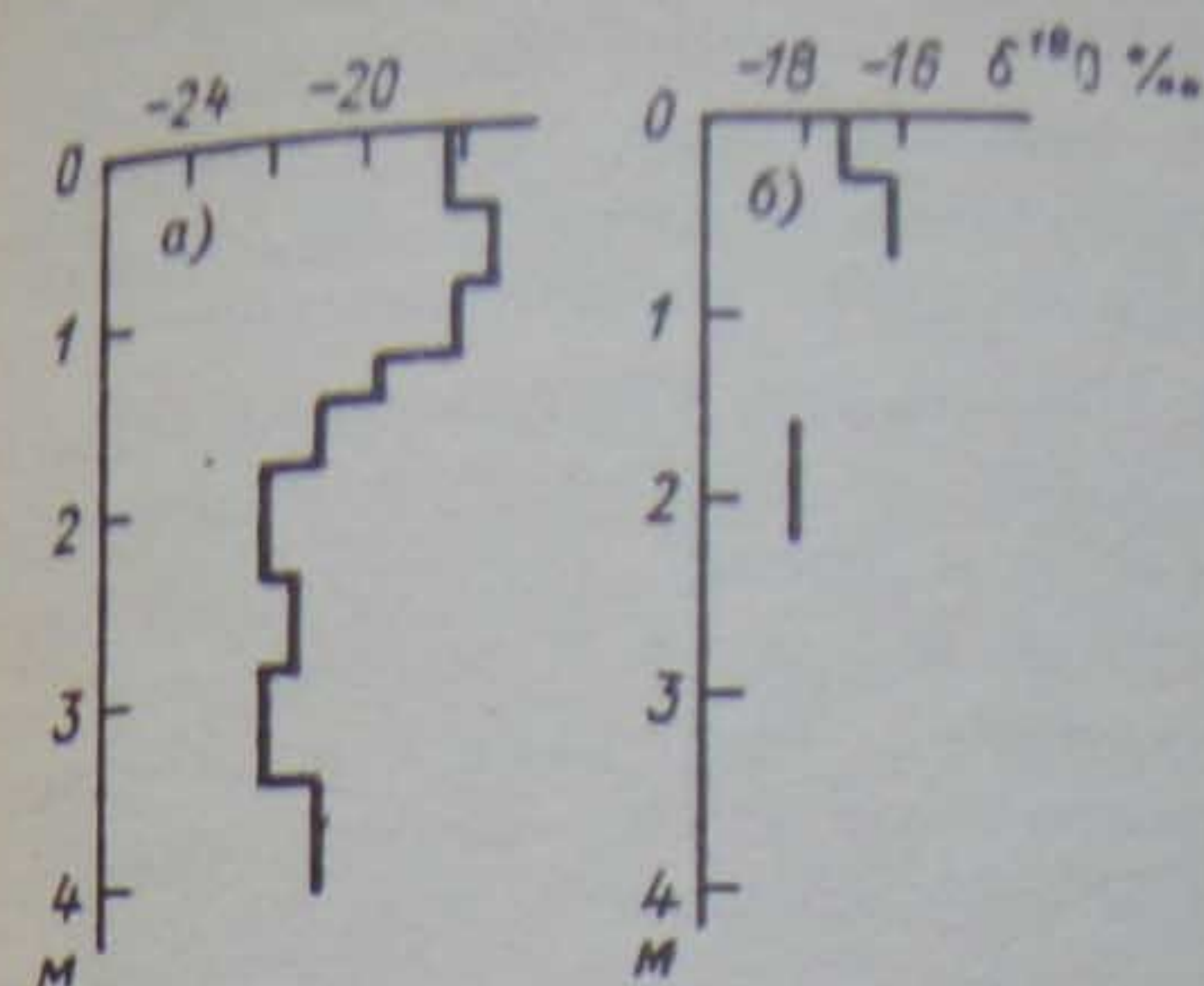


Рис. 3.16. Изотопный состав кислорода льда $\delta^{18}\text{O}$ из скважины 1 на ледниковой шапке (а) и скважины 3 на краю ледникового купола Академии Наук (б).

Изотопные исследования показали существенное отличие льда, слагающего рассматриваемые ледяные тела (рис. 3.16). В слоях льда ледниковой шапки ниже 1,5 м от поверхности изотопный состав кислорода характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ $-22...-23$ ‰, что соответствует более холодным условиям формирования льда по сравнению с образцами из скв. 3 на краю купола. Там значения $\delta^{18}\text{O}$ находятся в пределах $-17...-19$ ‰ [16].

Лед, отобранный из ледяных тел, погребенных под флювиогляциальными отложениями в долинах о. Комсомолец, также характеризуется низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($-22...-23$ ‰), что указывает на вероятную одновозрастность погребенных ледяных тел и рассматриваемых ледниковых объектов. Если сравнить изотопный состав кислорода из скв. 1 ледниковой шапки и эту же характеристику льда, вскрытого глубокой скважиной в центральной части ледника Академии Наук (см. рис. 3.14), можно заметить, что они одинаковы на отрезке глубокого керна, относящегося к малому ледниковому периоду.

Таким образом, структурные и химические исследования ледяных образований свидетельствуют о разновозрастности ледниковых куполов Северной Земли и рассматриваемых малых ледниковых тел, являющихся, по существу, самостоятельными геологическими объектами. Из данных наблюдений следует, что эти ледники практически не выполняют никакой работы по преобразованию подстилающего субстрата. К таким пассивным ледниковым телам, кроме упоминавшихся причлененных к ледниковым куполам, относятся ледники, залегающие отдельно: на о. Большевик — безымянные ледники под № 84—86, 101—103

по Каталогу ледников [88]; на о. Комсомолец — ледник Арктический; на о. Октябрьской Революции — ледник Малютка и др. В настоящее время они активно деградируют. За последние 30—40 лет с о. Комсомолец исчезли ледники Лыдинка и Непонятный, с о. Пионер — ледник Крошка и др.

Одновременное нахождение на архипелаге крупных ледниковых куполов, медленно реагирующих на изменения климата (1500 лет для ледника Вавилова [26]), и быстро деградирующих в последнее время ледниковых шапок, строение и возраст которых явно отличны от крупных ледников, приводит к заключению, что на Северной Земле в настоящее время сосуществуют ледники, относящиеся к различным эпизодам голоценовой истории оледенения.

Пока остается непонятным факт сосуществования различных ледниковых тел, остающихся обособленными друг от друга при непосредственном контакте. Свидетельства этому явлению известны не только на Северной Земле, но и в других районах современного оледенения. На двухъярусное тектоническое строение ледников гор Бырранга указывает Л. С. Говоруха [46], имея в виду налегание на более древний ледник молодого голоценового ледникового образования. Это же явление наблюдал П. А. Шумский на о. Генриетты [186]. Проведенная в районе оазиса Ларсеманна в Восточной Антарктиде радиолокационная съемка краевой части ледникового щита показала наличие на глубине 120 м гладкой отражающей границы, которая не может быть ледниковым ложем как по геоморфологическим, так и по физическим соображениям [212]. Значит, эта поверхность раздела является границей в толще льда. Наиболее естественным объяснением этого явления представляется предположение о наличии ниже глубины 120 м льда, возможно, мореносодержащего, имеющего отличное от вышележащего строение и возраст. Для разрешения вопроса о природе этой границы целесообразно провести керновое бурение ледника, которое может дать интересные материалы по истории развития оледенения Антарктиды, возможно, осветит по-новому некоторые вопросы физики ледников.

По-видимому, существование ледниковых тел, имеющих различный возраст и строение и составляющих единый ледник, не такое редкое явление в природе.

Глава 4. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

4.1. Пространственные закономерности залегания рыхлых четвертичных отложений и методы их исследований

Рыхлые четвертичные отложения распределены по площади архипелага островов чрезвычайно неравномерно. В основном они залегают в долинах рек и других отрицательных формах рельефа, в то время как водоразделы заняты тонким слоем покровных отложений или элювия. Такой характер залегания рыхлых отложений позволяет в большинстве случаев легко дешифровать строение геологических структур по аэрофотоснимкам, но затрудняет исследование самих четвертичных отложений.

Наиболее значительные толщи рыхлых отложений, имеющих мощность до нескольких десятков метров и слагающих водоразделы, залегают на севере и северо-востоке прибрежно-морской равнины о. Комсомолец (рис. 4.1). Повсюду в других местах они обнаруживаются локально в виде незначительных (мощностью до нескольких метров) скоплений обломочного материала. Трудности исследования четвертичных отложений связаны с этой особенностью их распространения, так как только в единичных случаях обнаружены достаточно мощные обнажения, где вскрываются более двух горизонтов генетически или по возрасту различных пород.

Единственное обнажение рыхлых отложений, имеющих мощность до 50 м и накопившихся в течение длительного отрезка времени, вскрыто эрозией в долине р. Озерной. Обнажение под номером 29, исследованное с помощью многих методов четвертичной геологии, является опорным не только для архипелага Северной Земля, но и для центрального сектора Российской Арктики.

Еще одной особенностью четвертичных отложений Северной Земли является то, что они практически не слагают крупных форм аккумулятивного рельефа. В районе древнего и современного оледенений почти нет моренных гряд вдали от края существующих ныне ледников.

Рыхлые четвертичные отложения представлены в основном морскими отложениями, реже ледниковыми. В долинах рек на о. Большевик буровыми работами ПГО „Севморгеология” вскрыты сравнительно мощные толщи флювиогляциальных отложений. В небольшом количестве на островах встречаются озерные, озерно-болотные отложения, маломощные элювий и комплекс склоно-

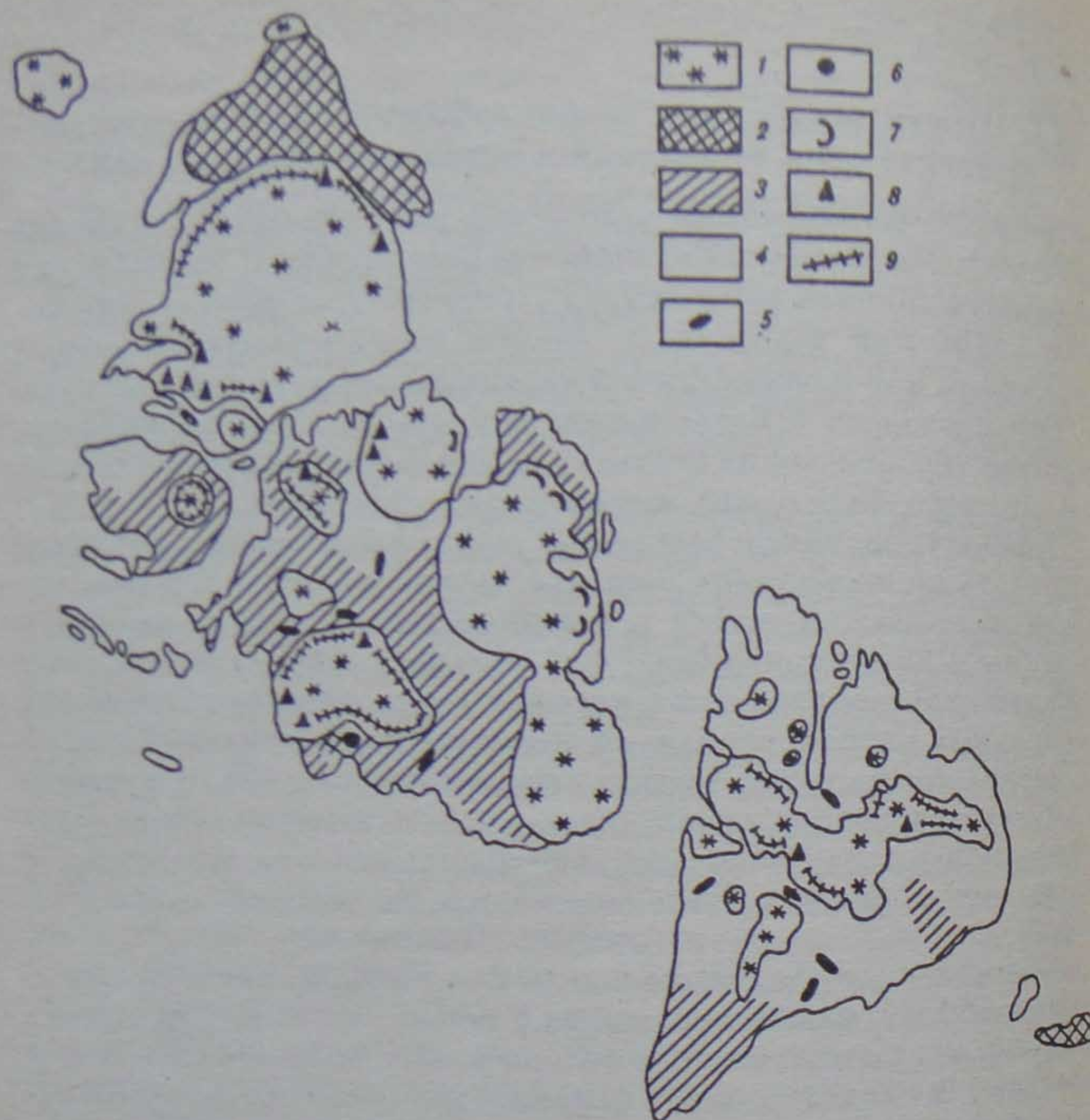


Рис. 4.1. Распределение четвертичных отложений на Северной Земле.

1 — ледник; 2 — площади, на которых залегают рыхлые четвертичные отложения, имеющие рельефоформирующее значение; 3 — площади, покрытые тонким слоем (меньше 1 м) покровных суглинков; 4 — площади, имеющие незначительный покров элювиально-делювиального материала, или без рыхлых отложений; 5 — наиболее значительные толщи рыхлых отложений в речных долинах или иных депрессиях в рельефе; 6 — моренные гряды вне современных ледников; 7 — моренные гряды на выводных ледниках; 8 — ледниковые отторженцы на современных ледниках; 9 — структурные пояса по периметру ледников.

вых отложений. Особое значение для Северной Земли имеют покровные отложения, перекрывающие значительные площади островов слоем толщиной до 1 м.

Четвертичные отложения Северной Земли эпизодически изучаются с 1932 г. Благодаря исследованиям Н. Н. Урванцева [176], Н. Ю. Загорской [74, 73], Л. С. Говорухи [42] получены первые стратиграфические и палеогеографические представления об архипелаге.

Исследования авторов охватывают период с 1974 по 1990 г. и являются продолжением вышеуказанных работ на качественно ином уровне благодаря применению таких методов исследования, как радиометрический, варвометрический, палеомагнитный. Помимо них использовались практически все широко применяемые методы исследования четвертичных отложений: гранулометрический, минералогический, спорово-пыльцевой, диатомовый, макрофаунистический, микрофаунистический анализы и др. В ходе исследований выполнен ряд методических работ, способствующих интерпретации природных условий прошлых эпох. В частности, изучался современный пыльцевой дождь в различных частях о. Октябрьской Революции — на ледниках и суше. Данные исследования показали, что почти вся пыльца, уловленная из воздуха, относится к растениям, не произрастающим на острове, и попадает сюда в результате дальнего переноса воздушными потоками [143]. Спорово-пыльцевые спектры, содержащиеся в отложениях изученных разрезов, весьма близки к тем, которые были получены в поверхностных пробах и уловлены из воздуха. Данные наблюдения заставляют очень осторожно относиться к палеогеографическим интерпретациям на основе лишь спорово-пыльцевого анализа и привлекать для этого другие методы исследования.

Изученность разрезов рыхлых четвертичных отложений неравномерна. Если на островах Октябрьской Революции и Комсомолец авторами произведено тщательное описание и аналитическая обработка образцов всеми доступными методами, то на о. Большевик, где длительное время геологические исследования ведутся ПГО „Севморгеология” и получен большой объем фактического материала по бурению и исследованию горных выработок в четвертичных отложениях, анализу подвергнуты единичные разрезы с применением ограниченного набора методов обработки. Обычно это стратиграфическое описание разрезов с анализом малакофауны, фораминифер, пыльцы. Абсолютных датировок

отложений в разрезах практически нет. В условиях локального характера распространения рыхлых отложений и их бедности органическим материалом такой характер исследований дал ограниченные результаты и не позволяет на о. Большевик выделить какое-либо обнажение в качестве опорного.

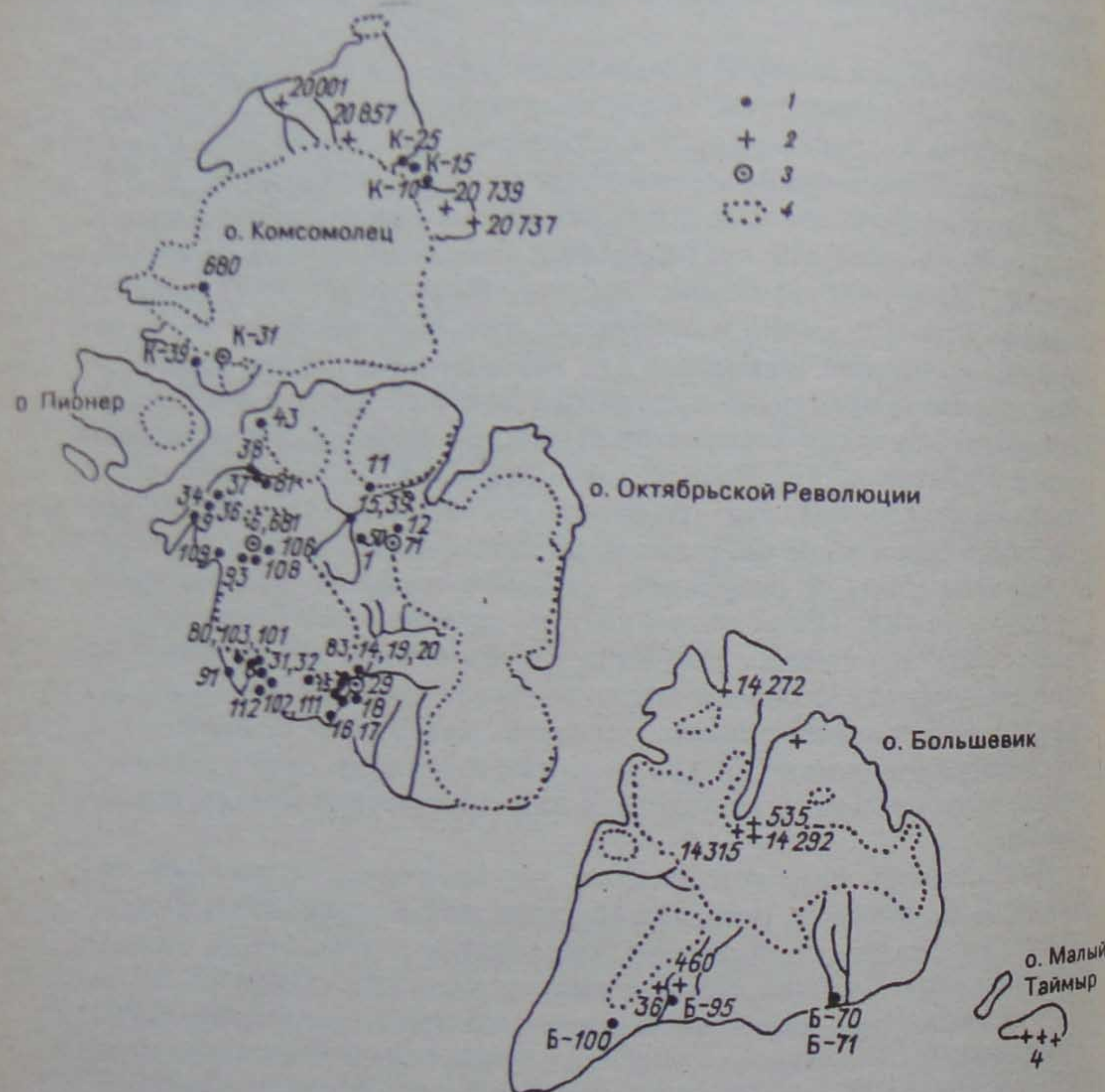


Рис. 4.2. Обнажения на архипелаге Северная Земля.
1 — исследованные авторами; 2 — исследованные геологами ПГО „Севмор-геология“; 3 — опорные обнажения; 4 — граница ледников.
Числа — номера обнажений.

К настоящему времени исследовано более 60 обнажений рыхлых четвертичных отложений (рис. 4.2), получены радиоуглеродные датировки органического материала, найденного в разрезах и на поверхности суши и ледников (рис. 4.3). Впервые на Северной Земле датированы образцы отложений с фауной морских моллюсков с помощью метода электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии (ЭПР), позволившего ранее стратифицированные толщи отложений, находящихся на значительном удалении друг от друга, соотнести с геохронологической шкалой в интервале времени, значительно большем, чем это позволяет сделать радиоуглеродный метод (рис. 4.4).

Диатомовый анализ для отложений Северной Земли оказался слабо информативным, так как содержание в них диатомовых водорослей чрезвычайно мало.

Исследования ленточных глин и характера осадконакопления в приледниковых озерах дали интересные палеоклиматические результаты, но в связи с незначительной мощностью озерных отложений осветили лишь некоторые периоды голоцена.

Наиболее палеогеографически значимыми для архипелага оказались стратиграфический, микрофаунистический, радиоуглеродный, ЭПР-методы исследования отложений.

Гранулометрический и минералогический анализы использовались как дополнительные методы, давшие в некоторых случаях возможность установить области сноса.

4.2. Стратиграфия и геохронология рыхлых четвертичных отложений

К настоящему времени на архипелаге обнаружены отложения нижнего, среднего и верхнего плейстоцена, голоцена. В них выделены толщи: Угловская ($Q_1 ug$), Ручьевская ($Q_{II} rch$), Озернинская ($Q_{II-III} oz$), Стрелкинская ($Q_{III}^2 str$), Подъемнинская ($Q_{III}^{3-4} pd$), Меднинская ($Q_{III-IV} med$) общей мощностью около 100 м.

Угловская толща ($Q_1 ug$). Названа по оз. Угловому, расположенному в юго-западной части о. Комсомолец, на северном берегу которого (на краю ледника Академии Наук) описан разрез (обнажение K=31) вытаявшего ледникового отторженца. Несмотря на перемещение в теле ледника (см. гл. 5), в разрезе вскрывается



Рис. 4.3. Результаты радиоуглеродного датирования древних береговых линий.

Точки с цифрами показывают места отбора образцов для радиоуглеродного датирования.

Номер по схеме	Описание образцов	Лабораторный номер	Возраст, лет
1	Раковины моллюсков, м. Ватутина, $H=15$ м, морская терраса	ЛУ-613	28200 ± 440
2	Раковины морских моллюсков из обнажения, $H=20$ м	ЛУ-665	24490 ± 810

Номер по схеме	Описание образцов	Лабораторный номер	Возраст, лет
3	Раковины моллюсков, морская терраса, $H=20$ м	ЛУ-1069	20790 ± 260
4	То же	ЛУ-1142	26090 ± 640
5	"	ЛУ-1143	26030 ± 810
6	Раковины моллюсков, морская терраса, $H=25 \dots 27$ м	ЛУ-630	31450 ± 440
7	Раковины моллюсков, морская терраса, $H=40$ м	ЛУ-1356	35110 ± 1430
8	Древесина из морской террасы, $H=40$ м	ЛУ-1121	45900 ± 1570
9	Бивень нарвала из разреза, $H=40 \dots 45$ м	ЛУ-592	43000 ± 1000
10	Древесина, $H=40$ м	ЛУ-1075	46100
11	Раковины моллюсков, морская терраса, $H=40$ м	—	38000
12	Древесина из морской террасы, $H=45 \dots 50$ м	ЛУ-558	39420 ± 490
13	Древесина из морской террасы, $H=40$ м	ЛУ-593	54790
14	Древесина из обнажения морских отложений, $H=45$ м	ЛУ-590	54040
15	Древесина из отложений морской террасы, $H=60$ м	1385 Упсала (Швеция)	37300 ± 1675
16	То же	ЛУ-558	39420 ± 490
17	Древесина с поверхности морской террасы, $H=70 \dots 80$ м	ЛУ-1080	51470
18	Раковины моллюсков из отложений морской террасы, $H=80$ м	1795 Упсала (Швеция)	35530 ± 2310
19	То же	1285 Упсала (Швеция)	34015 ± 1515
20	Древесина из морских отложений, $H=70 \dots 80$ м	ЛУ-570	52200 ± 860
21	Древесина из морских отложений, $H=70 \dots 75$ м	ЛУ-571	55900 ± 2200
22	Древесина из морских отложений, $H=75$ м	ЛУ-569	51740 ± 1500
23	Древесина из морских отложений, $H=94$ м	ЛУ-1074	46550 ± 1350
24	Растительный детрит из морских отложений, $H=100$ м	ЛУ-1278	45560 ± 1870

Продолжение таблицы

Номер по схеме	Описание образцов	Лабораторный номер	Возраст, лет
25	Древесина на поверхности 100-метровой террасы	ЛУ-591	55230
26	Кости моржа, $H=40$ м	ЛУ-1325	41240
27	Клык моржа, $H=30$ м	ЛУ-1672	42920±1240
28	Древесина из выводного ледника, $H=50$ м	—	7210
29	Растительный детрит из аллювиальной террасы, $H=3...4$ м, глубина 3,03 м	ЛУ-1125	3280±130
30	Растительный детрит из аллювиально-морской террасы, $H=3...4$ м, глубина 4,2 м	ЛУ-1123	3400±90

ненарушенное горизонтальное переслаивание песков с супесями мощностью 6 м (рис. 4.5 а). Песок мелкозернистый, кварцевый, серый, с прослоями супесей кирпичного цвета и песков среднезернистых с большим количеством гравия (до 20—30 %). Прослой супеси толщиной от нескольких миллиметров в кровле увеличиваются вниз по разрезу до 20 см. Мощность прослоев среднезернистого песка с гравием увеличивается в этом же направлении от 1 до 10 см. В этих прослоях сосредоточено наибольшее количество мелких створок раковин морских моллюсков и их обломков. Слоистость в целом горизонтальная и волнистая.

В осыпи обнажения собраны створки раковин: *Astarte montagui* (Dillw.), *A. borealis* (Shum.), *A. sp. Coffinvocata* (Merklin et Petrov), *A. sp.*, *Mya truncata* (L.), *Hiatella arctica* (L.), *Macoma calcaria* (Gmel). По заключению В. С. Зархидзе, необычно сочетание в этом комплексе толстостенных раковин *Mya* с тонкостенными *Macoma calcaria*, а также присутствие тихоокеанского вселенца *Astartidae*, очень сильно напоминающего *Astarte invocata* (Merklin et Petrov). Этот вид попал в район Северной Земли, возможно, в начале плейстоцена, если не ранее.

В восьми образцах, равномерно отобранных по разрезу, обнаружена микрофауна, представленная раковинами фораминифер 80 видов. В большинстве проб содержится от сотен до тысяч экземпляров раковин на 50 г навески. Почти вся фауна представ-

лена донными видами, среди которых присутствуют арктические, аркто-бореальные и бореальные виды. Планктон представлен единственной раковиной из рода *Globigerina* (рис. 4.5, образец 7). При достаточно высоком коэффициенте разнообразия комплекс фауны по разрезу меняется незначительно. Различия заключаются в присутствии акцессориев, среди которых много видов бореальных: *Melonis zaandamae Voorthuysen*, *Nonionella auricula Heron-Allen et Earland*, *Cassidulina carinata Silvestri*, *Globulina inaequalis Reuss* и других, обитавших в условиях положительной температуры воды, нормальной ее солености, на глубинах более 50 м. Подавляющее большинство видов фораминифер относится к группе транзитных, широко распространенных по всему верхнекайнозойскому разрезу арктической области и северо-атлантической подобласти атлантической области. Но есть отдельные виды, время существования которых, по имеющимся к настоящему времени сведениям, ограничено поздним неогеном по шкале, принятой в России, или поздним неогеном—ранним плейстоценом по европейской и американской шкалам. Это *Cibicides grossus Ten Dam. et Reinhold* и *Elphidiella rolfii Gudina et Palovova*. Первый из этих видов отмечен во всех образцах от 1 до 28 экземпляров, второй — в образцах 3 и 9 в одном и двух экземплярах соответственно.

По заключению О. Ф. Барановской, формирование отложений происходило в бореальном бассейне, а наиболее вероятный возраст — поздний плиоцен—ранний плейстоцен.

Из слоя 8 отобран образец фауны моллюсков с вмещающими отложениями и по нему получена ЭПР-датировка, показавшая возраст 555±62 тыс. лет (67—10—7). Если эта датировка верна, что не противоречит фаунистическим заключениям, то зона *Cibicides grossus*, вероятно, имеет более широкий возрастной диапазон, чем принято считать [77].

Пока на Северной Земле других нижнечетвертичных отложений не встречено, если не упоминать найденных В. С. Зархидзе (устное сообщение) на о. Комсомолец и залегающих на девонских песчаниках глин с фауной моллюсков *Cyrtodaria angusta* (Nyst et Westendorp), которые он относит к плиоцен-нижнечетвертичным отложениям. Однако существенных доказательств в пользу этого предположения пока нет. Судя по характеру залегания в обнажении К-31 и находкам аналогичной фауны в котловине оз. Изменчивого (устное сообщение О. Ф. Барановской), отложения первой половины плейстоцена на Северной Земле, вероятнее всего, при-

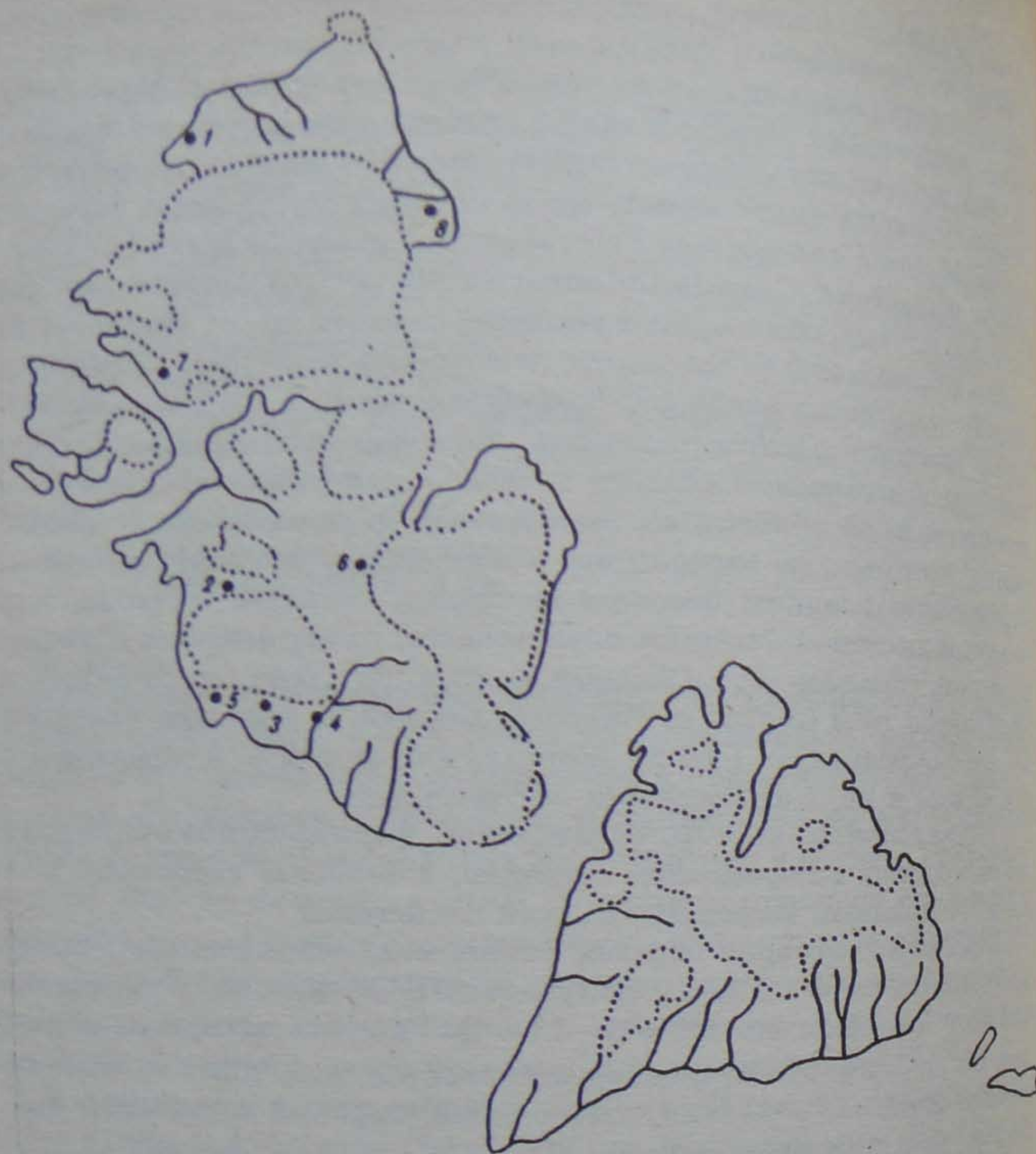


Рис. 4.4. ЭПР-возраст образцов раковин морских моллюсков из разрезов морских отложений Северной Земли.
Точки с цифрами показывают места отбора образцов для ЭПР-датирования.

Номер по схеме	Описание образцов	Номер обнажения	Абсолютная высота залегания, м	Лабораторный номер	Возраст, лет
1	Раковины моллюсков <i>Mya truncata</i> (L.), о. Комсомолец, район устья р. Снежной	24 б	7,5	69-10-7	28200± ±11000

Номер по схеме	Описание образцов	Номер обнажения	Абсолютная высота залегания, м	Лабораторный номер	Возраст, лет
2	Раковины моллюсков <i>Hiatella arctica</i> (L.), о. Октябрьской Революции, долина р. Подъемной	106	90	70-10-7	96000±7000
3	Раковины моллюсков <i>Mya truncata</i> (L.), о. Октябрьской Революции, верховья долины р. Известняковой	111	95	21-12-4	52000±4000
4	Раковины моллюсков, о. Октябрьской Революции, долина р. Озерной	29	72	15-12-4	56000±4000
			53	11-12-4	170000± ±10000
5	Раковины моллюсков <i>Hiatella arctica</i> (L.), о. Октябрьской Революции, котловина оз. Изменчивого	101	30	18-12-4	105000± ±11000
6	Раковины моллюсков <i>Astrate montagui</i> (Dillw), о. Октябрьской Революции, долина р. Ледниковой	71	37	33-3-6	300000± ±62000
7	Раковины моллюсков из ледникового отторженца на южном краю ледника Академии Наук	К-31	50	67-10-7	555000± ±62000
8	Раковины моллюсков, о. Комсомолец, долина р. Сухой	К-10	9	—	23000± ±2000

урочены к котловинам, находящимся на высоте, близкой современному уровню моря, и погребенным ледниками.

Ручьевская толща ($Q_{II} rch$). Толща названа по долине безымянного ручья — правого притока р. Ледниковой в центре о. Октябрьской Революции. Ручей питается талыми водами ледника Карпинского и поэтому долина его глубоко врезана, несмотря на непосредственную близость к леднику. Толща вскрыта эрозионным врезом по правому, почти отвесному склону долины. За стратотипический разрез принято обнажение № 71, расположенное в 50 м от западного края ледника Карпинского, в 10,5 км от устья р. Ледниковой, впадающей в бух. Сказочную.

Толща представлена алевритами, песками, галечниками и валунниками, залегающими на высоте от 30 до 50 м над уровнем моря. Подошва толщи находится ниже современного вреза, кровля перекрыта ледниковыми отложениями.

В обнажении № 71 (рис. 4.5 б) сверху вниз вскрываются:

1) галечник несортированный с включениями валунов и гравия, заполнитель — суглинок кирпичного цвета. Обломочный материал окатан, какая-либо слоистость отсутствует. Глубина залегания 0—1,2 м;

2) галечник гравийный с валунами, переслаивающийся с прослоями гравелистого несортированного полимиктового песка зеленовато-серого цвета и красно-бурых суглинков с включениями гальки. Мощность прослоев от 10 до 40 см. Глубина залегания пласта 1,2—7,2 м;

3) суглинки коричневые, переслаивающиеся с серой супесью и крупнозернистым несортированным полимиктовым песком. Слоистость горизонтальная, мощность прослоев от 1 до 40 см. Глубина залегания 7,2—10,4 м;

4) переслаивание песка серого, несортированного, содержащего гальку и гравий, с тонкими прослоями глинистого коричневого алеврита и серого мелкозернистого сортированного песка. Толщина прослоев от 1 до 26 см. Глубина залегания пласта 10,4—11,2 м;

5) галечник гравийный, косослоистый, с большим количеством валунов изверженных пород. Глубина залегания пласта 11,2—12,9 м;

6) алеврит темно-бурый. Слоистость наблюдается по изменению цвета слоев на грязно-зеленый. Пласт содержит обломки тонкостенных раковин морских моллюсков. ЭПР-датирование



Рис. 4.5. Разрез обнажения К-31 морской песчаной толщи, выведенной в виде отторженца на поверхность ледника Академии Наук (южная часть на северном берегу оз. Углого) (а), обнажения № 71 в долине р. Ледниковой (б) (см. продолжение).

1 — валунный суглинок; 2 — глина алевритовая; 3 — алеврит; 4 — щебень; 5 — галечник; 6 — мергель; 7 — древесина; 8 — песок; 9 — гравий; 10 — валун; 11 — кости млекопитающих (нарвалов, китов, моржей); 12 — растительный детрит; 13 — песок глинистый; 14 — фауна; 15 — косая слоистость; 16 — ленточно-слоистые глины и алевриты; 17 — известняки; 18 — песчаный алеврит.

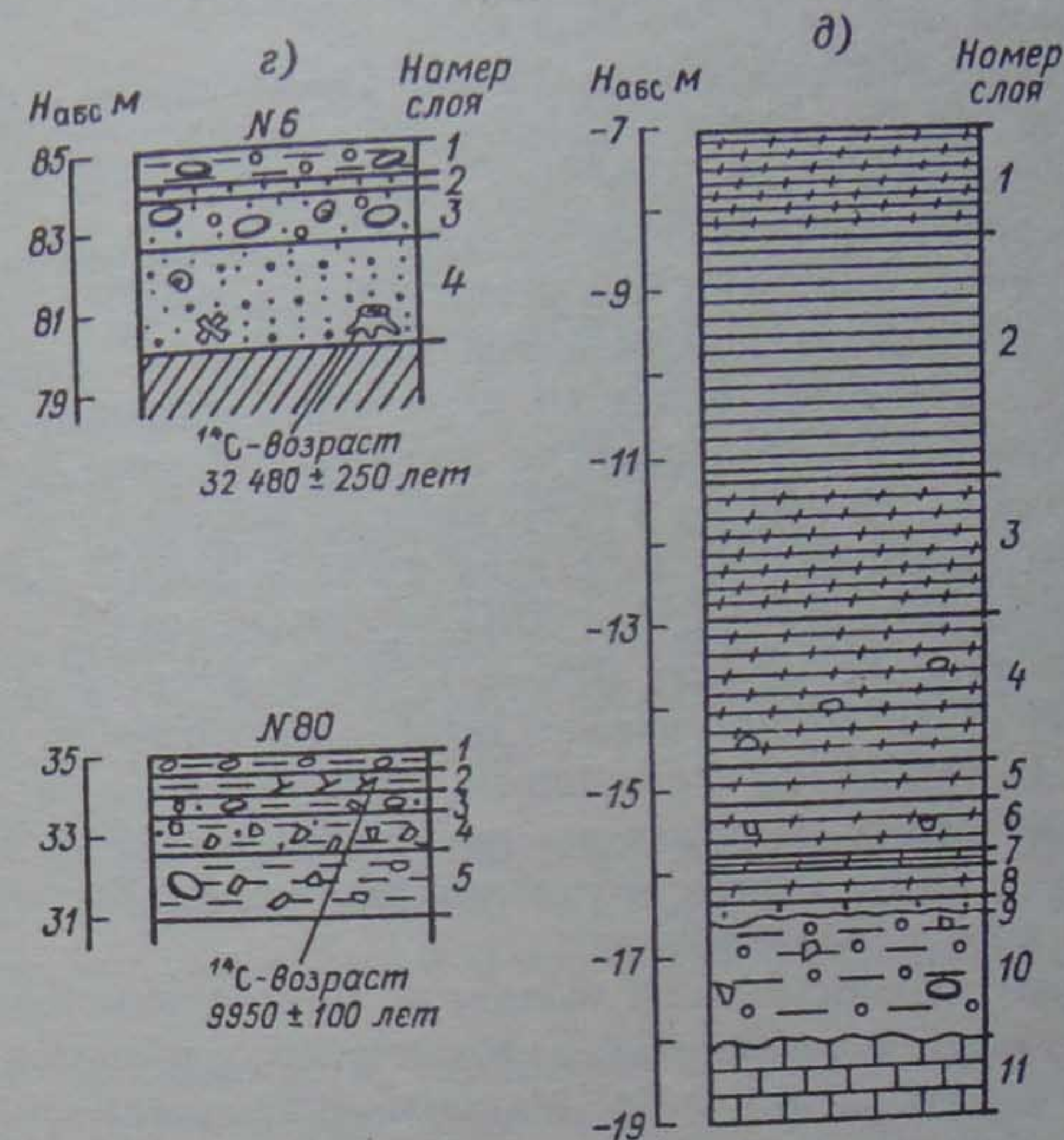
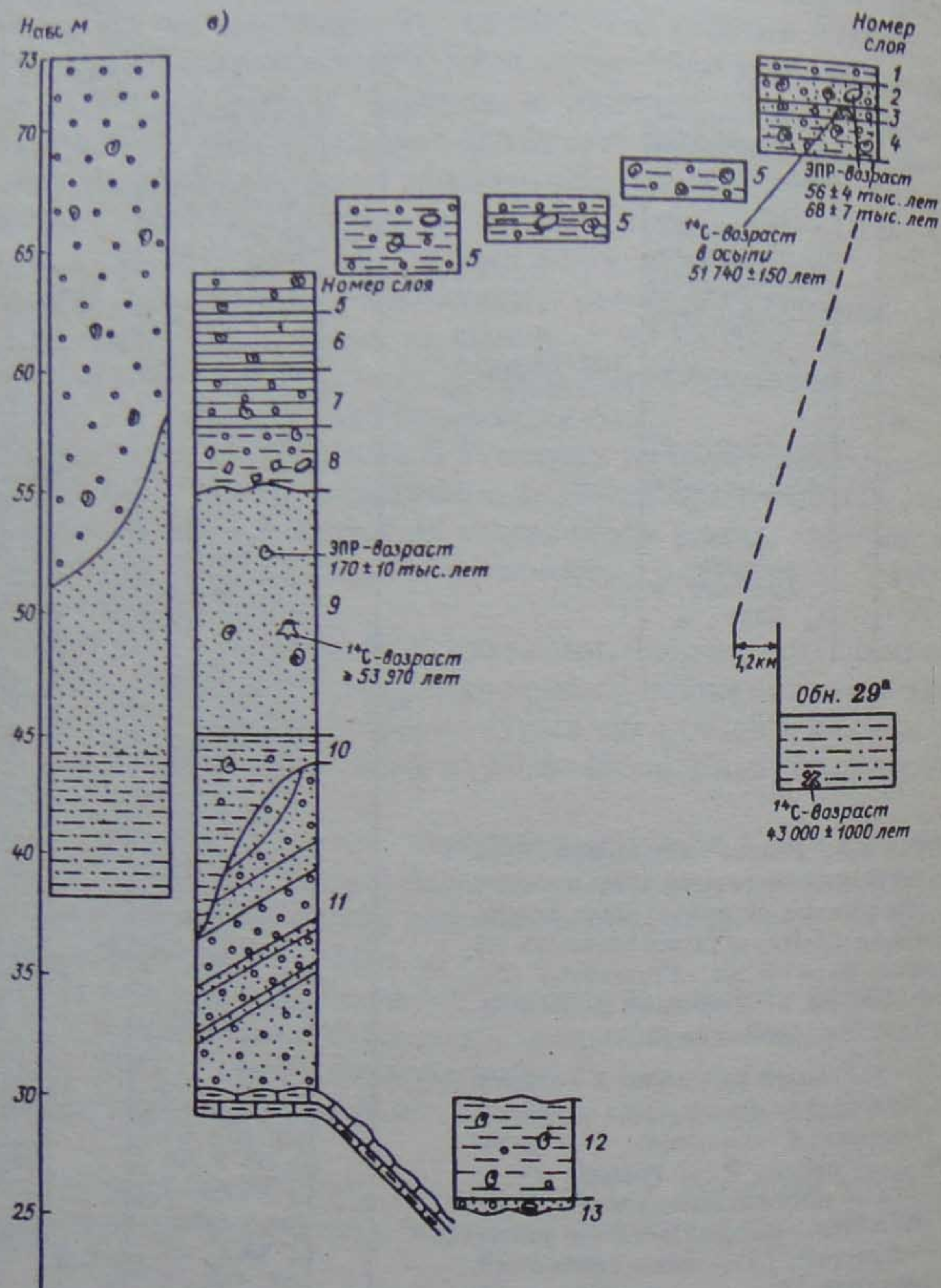


Рис. 4.5. (продолжение). Разрез обнажения № 29 в долине р. Озерной (а), № 6 в долине р. Подъемной и № 80 у южного края ледника Вавилова (б), а также разрез донных отложений оз. Изменчивого (г).

1 — валунный суглинок; 2 — глина алевроитовая; 3 — алевроит; 4 — щебень; 5 — галечник; 6 — мергель; 7 — древесина; 8 — песок; 9 — гравий; 10 — валун; 11 — кости млекопитающих (нарвалов, китов, моржей); 12 — растительный детрит; 13 — песок глинистый; 14 — фауна; 15 — косая слоистость; 16 — ленточнослоистые глины и алевроиты; 17 — известняки; 18 — песчаный алевроит.

этих раковин с глубины 0,1—0,5 м от кровли пласта дало возраст 300 ± 36 тыс. лет (33—3—6). Глубина залегания пласта 12,9—15,9 м;

7) галечник гравийный с включениями большого количества валунов изверженных пород и известняков. В верхней части слой имеет красновато-бурый цвет, в нижней (1,5 м) — серый. Глубина залегания пласта 15,9—19,1 м;

8) суглинок галечно-валунный темно-серый с большим количеством льда-цемента. Обломочный материал не сортирован. Видимая глубина залегания 19,1—20,6 м.

Исследование образцов из толщи с помощью спорово-пыльцевого анализа показало, что фоссилии содержатся только в пластах со значительным содержанием мелкозема — пласты 3, 4, 6. В пробах содержится менее 10 % пыльцы травянистых растений и довольно высоко содержание пыльцы древесно-кустарниковых растений — 45—57 % и спор низших растений — 25—50 %. Из группы древесных господствует пыльца *Betula nana* (30—70 %) и *Alnaster* (25—55 %). В группе споровых растений господствуют споры мхов *Sphagnum* (35—80 %) и *Bryales* (5—65 %). Как считает Д. П. Пономарева, в период накопления пластов 3, 4, 6 на о. Октябрьской Революции, вероятнее всего, была развита растительность, близкая к современной южной кустарниковой тундре, а климатические условия были более благоприятными по сравнению с современными.

Практически во всей толще, за исключением слоев 1, 2 и 8, обнаружены фораминиферы. Количество раковин и видов в слоях значительно различается. Максимальное количество раковин и видов обнаружено в слое 6 — 3000 экземпляров 30 видов, минимальное — в верхней части слоя 3 — десятки экземпляров 10—12 видов. Наиболее массовыми видами в толще являются *Glandulina aff. laevigata d'Orb.*, *Protoelphidium ustulatum Todd.*, очень часто встречаются *Cyclogyra involvens (Reuss.)*, разнообразные миллиниды, полиморфиниды, нодозариды. В целом комплекс можно считать аналогом комплекса из зоны *Miliolinella pyriformis*, что подтверждается также и ЭПР-датировкой.

В. С. Зархидзе (устное сообщение) выделяет среднечетвертичные отложения на южном берегу о. Малый Таймыр, где они представлены глинистыми отложениями с песчано-гравийным материалом, и на о. Большевик, где с поверхности залегают синевато-серые структурные суглинки. Однако состав спорово-пыльцевых комплексов и фораминиферных сообществ, сильно отличающихся от комплексов вышеописанного опорного обнаже-

ния Ручьевской толщи, не дает оснований отнести эти отложения к среднеплейстоценовым, как, впрочем, и к каким-либо другим, так как среди пыльцы преобладает сосновая, а фораминиферы не указывают четко на принадлежность к какому-либо отрезку времени.

Озернинская толща ($Q_{II-III} oz$). Представлена переслаивающимися пачками алевроитов, галечников, валунных суглинков, залегающих на абсолютных высотах до 120—150 м. Распространена сравнительно широко на всем архипелаге и залегает главным образом в долинах крупных и наиболее древних рек, часто слагает аккумулятивный чехол морских террас. Подошва толщи, как правило, залегает на палеозойских породах и расположена выше уреза воды в современных водотоках. Кровля нередко перекрыта ледниковыми, водно-ледниковыми, реже морскими отложениями конца верхнего плейстоцена и голоцена.

За стратотипический разрез принято обнажение № 29, расположенное на правом склоне долины р. Озерной в 0,5 км ниже устья р. Кружилихи. Там на протяжении примерно 2 км эрозией в террасе высотой 75—80 м вскрыта сложно построенная толща общей мощностью 47 м (рис. 4.5 в).

Сверху вниз вскрываются:

1) суглинок буровато-коричневый неяснослоистый с включением большого количества (до 50 %) гравия, гальки, валунов местных пород плохой и средней окатанности. Глубина залегания слоя 0—0,55 м;

2) песок тонкозернистый, полимиктовый, бежевого цвета, уплотненный, горизонтально слоистый, с включениями гнезд гравия, гальки и единичных небольших валунов. В слое достаточно много толстостенных створок раковин морских моллюсков видов *Mya truncata (L.)*, *Astarte borealis (Schum.)*, *Hiatella arctica (L.)*. Граница со слоем 1 неровная, чешуйчато-надвиговая. Возраст раковин, определенный ЭПР-методом, составляет 54 ± 4 тыс. лет (15—12—4) и 68 ± 7 тыс. лет (9—12—4). Глубина залегания слоя 0,55—1,5 м;

3) песок глинистый темно-серый, пятнами буровато-рыжий, тонкозернистый, с включениями (до 20 %) гравия, мелкой гальки и битых толстостенных раковин морских моллюсков видов *Huatella arctica (L.)* и *Astarte borealis (Schum.)*. Глубина залегания слоя 1,5—1,9 м;

4) песок глинистый коричнево-серый, тонкозернистый, полимиктовый, с толщиной прослоев от 3 до 10 см, с включениями

гальки местных осадочных пород разной степени окатанности, с карбонатными конкрециями величиной до 5 см, со значительным количеством толстостенных раковин видов *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* (L.), *Macoma calcareo* (Gm.), *Astarte montagui* (Dillw), *Astarte borealis* (Schum.). Глубина залегания слоя 1,9—3,8 м. В осыпях слоев 2—4 обнаружено большое количество хорошо сохранившейся плавниковой древесины. Радиоуглеродная датировка одного из обломков дерева показала возраст $51\,740 \pm 150$ лет (ЛУ-569);

5) суглинок коричнево-желтый, плотный, с прослоями темно-серого суглинка, коричневой и грязно-желтой супеси и желтовато-серого песка мелко- и среднезернистого, полимиктового. В пласте содержатся целые створки раковин морских моллюсков, включения гравия, гальки, валунов и даже глыб местных осадочных и эрратических интрузивных пород. В отдельных частях пласта концентрация крупнообломочного материала достигает 40 % от общего объема породы. Галька в отдельных прослоях окатана и залегает ориентированно. Контакт со слоем 4 постепенный, без следов перерыва в осадконакоплении. Глубина залегания пласта 3,8—10,3 м;

6) глина алевроитовая темно-бурая, горизонтально слоистая, текстура угловато-обломочная, включения гальки и щебня единичны. Глубина залегания слоя 10,3—12,1 м;

7) глина алевроитовая желтовато-коричневая, в прослоях опесчаненная, текстура угловато-обломочная. Содержатся единичные хорошо окатанные гальки и обломки тонкостенных створок раковин морских моллюсков. Глубина залегания слоя 12,1—15,6 м;

8) суглинки и супеси коричнево-серые оскольчатой текстуры, плотные, насыщенные галькой, щебнем, глыбами, валунами разной степени окатанности, в том числе валунами утлогообразной формы. Обломки в основном местных осадочных пород, реже интрузивных пород с восточной половины о. Октябрьской Революции. Контакт со слоем 7 четкий, без размыва. Вблизи верхнего контакта встречены обломки тонкостенных створок раковин морских моллюсков. Нижний контакт неровный — чешуйчатый. Глубина залегания пласта 15,6—17,5 м;

9) песок коричнево-желтый, глинистый, слегка уплотненный, полимиктовый, мелкозернистый с горизонтальными прослоями песка мелко- и тонкозернистого, голубовато-серого, желтого и коричнево-серого, с единичными гальками, обломками и целыми створками раковин морских моллюсков *Hiatella arctica* (L.).

Контакт со слоем 8 неровный, песок затянута в слой 8 в виде вертикальных языков высотой до 1 м. В пески сверху вдавлены обломки известняков. По образцу плавниковой древесины получен радиоуглеродный возраст $\geq 53\,970$ лет (ЛУ-594). Датирование раковин из верхней половины слоя ЭПР-методом показало возраст 170 ± 10 тыс. лет (11—12—4). Глубина залегания пласта 17,5—27,5 м;

10) алевроит песчаный коричнево-желтый с единичными гальками и обломками раковин морских моллюсков. Глубина залегания слоя 27,5—35,5 м;

11) галечник песчано-гравийный косослоистый (азимут падения $S3-325^\circ$, угол падения до 20°) с единичными прослоями песков мелко- и среднезернистых, коричневых и серых, полимиктовых. Гальки с преобладающим размером 1—3 см, средней степени окатанности, из местных песчаников и аргилитов, мергелей и известняков. Контакт со слоем 10 неровный — по крутой плоскости. Нижняя граница слоя либо с размывом залегает на палеозойских мергелях, либо уходит ниже современного уреза воды в р. Озерной. Видимая глубина залегания пласта 35,5—42,5 м.

В 100 м выше по течению реки от основного разреза поверхность палеозойских пород скрывается под урезом воды, а непосредственно выше уреза залегают сверху вниз:

12) алевроит коричнево-серый, плитчатый, очень плотный, переслаивается с линзами и прослоями толщиной до 1 см серого тонко-, мелко- и среднезернистого песка с коричневыми глинами и серым алевроитом, которые включают в себя единичные обломки валунной, галечной и гравийной размерности. В прослоях встречены тонкостенные раковины и створки раковин морских моллюсков *Serripes groenlandicus* (Gmell.), *Ioldiella Lenticula* (Möll), *Portlandia arctica* (Gray). Также в алевроитах встречены линзы толщиной до 2 см супеси серой, пятнистой, оскольчатой с многочисленными (до 30 %) включениями гравия, гальки, валунов, с единичными обломками тонкостенных раковин моллюсков. Непосредственного контакта со слоем 11 не наблюдалось. Глубина залегания слоя 42,5—46,3 м;

13) супесь темно-серая, с большим количеством гравия, щебня, гальки, валунов, с линзой толщиной до 0,3 м гравелистого песка несортированного, полимиктового. Видимая глубина залегания слоя 46,3—47,0 м.

В 150—200 м ниже по течению реки слои 1—8 замещены в разрезе серыми, слоистыми галечниками с прослоями гравийника.

Заполнитель песчаный. Преобладающий размер галек 1—4 см, окатанность хорошая. По составу доминируют местные осадочные породы. Мощность галечников резко изменяется на коротком расстоянии от 0,5 до 15—20 м. По существу, здесь имеет место эрозионный врез в морские толщи, позже заполненный галечниками водного потока значительной мощности.

В большинстве образцов, равномерно отобранных по разрезу, согласно заключению А. М. Белевич, диатомовые водоросли отсутствуют или представлены единичными экземплярами морской флоры. В сравнительно большом количестве они встречаются только в пробе 29/49 из слоя 7, но имеют плохую сохранность. Здесь диатомеи представлены родами *Cocconeis* Ehr., *Diploneis* Ehr., *Navicula* Borg. с преобладанием морских северо-бореальных видов *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Cocconeis costata* Grey, *C. scutellum* Ehr., *Diploneis interrupta* (Kütz) Cl., *D. subcinata* (As.) Cl. и незначительным содержанием арктических и южно-бореальных видов. Такой комплекс, по мнению А. М. Белевич, мог существовать в морском несколько опресненном бассейне с умеренно прохладными водами, но более теплыми по сравнению с современными. Среди других диатомей в комплексе заметное участие (до 20 %) принимают вымершие пресноводные водоросли *Hyalodiscus dentatus* O. Korot., *Thalassiosira nidulus* (Temp. et Brun) Jouse., *T. punctata* Jouse, *Cosmiodiscus intersectus* (Brun.) Jouse и другие.

Спорово-пыльцевой анализ, выполненный Г. Н. Бердовской, показал, что в большинстве образцов, кроме заносной пыльцы и спор сосны, ели, папоротников, плаунов, содержится незначительное количество местной пыльцы и спор — до 50—70 зерен на препарат. В общем составе доминируют споры. Наибольшее количество спор и пыльцы приурочено к нижней части пласта 10, верхней части пласта 11, пласту 7. В первых двух пластах отмечается максимальное количество пыльцы кустарниковых и карликовых берез, участие пыльцы злаков, осок и сложноцветных, спор зеленых мхов и плаунов. В слое 7 среди древесных доминирует пыльца карликовой березы (более 70 %), в группе травянистых — пыльца злаков, осок, сложноцветных, в группе споровых — споры зеленых и сфагновых мхов, плаунов. Эти два комплекса свидетельствуют о существовании явно более теплых климатических условий во время формирования вмещающих отложений по сравнению с современными.

Послойное изучение фораминифер, проведенное О. Ф. Барановской, показало, что по содержанию и видовому составу раковин в разрезе можно выделить несколько комплексов. В пластах 13, 11 содержатся единичные экземпляры явно переотложенных раковин.

Первый комплекс (пласт 12) характеризуется сравнительно бедным видовым составом фораминифер с числом видов 23 и экземпляров — до 1100 в 100 г навески образца. Преобладает бореально-арктический вид *Cassidulina barbara* (Buz.) — до 70 %, меньше *Retroelphidium clavatum* (Cushman.), *Islandiella norcrossi* (Cushman.) и другие виды, типичные для современных мелководных бассейнов. Показательными являются *Globigerina pachyderma* Ehrenb., *Miliolinella pyriformis* (Schlumb.), которые, по мнению В. И. Гудиной, встречаются лишь в нижней части разреза туруханских и обских слоев. Данный комплекс близок к комплексу Ручьевской толщи.

Второй комплекс обнаружен в отложениях пластов 10 и 9. Он очень богат как в видовом, так и в количественном отношении, однако отличается неоднородностью. В нижней части слоя 10 преобладают сравнительно глубоководные *Cassidulina barbara* Buz., *Islandiella norcrossi* (Cushman.), *I. helenae* Feil. — Hanss. et Buz. Появление стабильной и сравнительно глубоководной фауны на подошве пласта свидетельствует об отсутствии генетической связи между нижележащими пластами и рассматриваемыми отложениями. Вверх по разрезу (пласт 9) эти виды замещаются более мелководными эльфидидами и нонионидами, а нодозариды и полиморфиниды — милиолинидами и дискорбидами, для которых характерны глубины обитания мене 50 м. На контакте с валунными суглинками пласта 8 фауна имеет плохую сохранность.

В видовом составе второго комплекса преобладают арктические и бореально-арктические виды, свидетельствующие о существовании умеренно холодных придонных вод нормальной солености (около 0 °C, 33 ‰). Присутствие таких теплолюбивых видов, как *Trifarina angulosa* (Will.), *Pullenia sphaerodites* d'Orb., *Discorbis subarctica* d'Orb., *Asterellina pulchella* (Parker) и других, не встречаемых даже в казанцевских отложениях более южных районов, связано, по-видимому, с постоянным притоком в бассейн седиментации теплых океанических вод.

Третий комплекс в слое 8 характеризуется обильной фауной — до 5500 раковин 33 видов на 100 г осадка. В целом комплекс сходен по составу со вторым комплексом, но беднее его в видовом

отношении. Сохранность фауны удовлетворительная, но много обломков и обтертых раковин. В комплексе преобладают арктические и аркто-бореальные виды, но присутствуют *Trifarina angulosa* (Will.) и ряд бореальных видов. Не исключено, что многие из раковин переотложены.

Четвертый комплекс в осадках пластов 7 и 6 характеризуется наиболее глубоководной и богатой фауной фораминифер, имеющих крупные размеры, толстую стенку и хорошую сохранность раковин. В комплексе господствуют *Islandiella norcrossi* (Cushman) и *Cassidulina barbara* Buz., много эльфидиид, милиолинид, нодозарид, полиморфинид. Многие виды, имеющие незначительное развитие в нижележащих пластах, представлены здесь многочисленными особями. К ним относятся *Criboelphidium goesi* (Stschedr.), *Astrononion gallowayi* Loeb. et Tapp., *Miliolinella circularis* (Bornem.), *Islandiella islandica* (Norv.). Преобладает холодноводная арктическая фауна, но много видов бореальных и даже лузитанских, например *Trifarina angulosa* (Will.). Впервые в разрезе появляются *Glabratella wrighti* (White) и *Siphonaperta agglutinata* (Cushman). Вероятнее всего, в период жизни этих фораминифер температура придонных вод была положительной, а соленость воды составляла более 33 ‰.

Аналогичный комплекс определен из парастратотипического разреза обнажения № 101 (см. рис. 4.2), расположенного в юго-западной части о. Октябрьской Революции в 1,5 км к северу от оз. Изменчивого. Здесь в разрезе, сложенном преимущественно алевроитами, наряду с микрофауной встречены раковины морских моллюсков, в том числе *Chlamis islandicus* (Muller), имеющие возраст, определенный ЭПР-методом в 105 ± 11 и 120 ± 13 тыс. лет (18—12—4 и 22—12—4 соответственно).

Пятый комплекс в мореноподобных суглинках слоя 5 представлен довольно глубоководной, обильной и разнообразной фауной (фораминиферы) с крупными раковинами хорошей сохранности. Преобладают исландиеллы и кассидулины тех же видов, что и в нижележащих слоях. Впервые в разрезе в нескольких образцах подряд появляется *Elphidiella arctica* (Parker et Jones). Этот вид встречается и в более молодых отложениях вплоть до голоценовых в оз. Изменчивом.

Шестой комплекс в пластах 2—4 содержит также обильную и разнообразную фауну — до нескольких тысяч раковин на образец, напоминающую фауну четвертого комплекса из пластов 6 и 7, но более мелководную, так как содержит большое количество аль-

фидиид, нонионид и милиолинид. На мелководные условия, особенно в верхних частях пачки, указывает присутствие большого числа цибидесов — сотни и тысячи раковин. Цибидесы обитают на водорослях, которые селятся на глубинах не более 40—50 м. Состав фауны указывает на то, что вмещающие отложения формировались в мелководном бассейне с нормальной соленостью и придонными температурами, несколько превышающими 0 °C.

В парастратотипическом разрезе обнажения № 111, имеющем высоту кровли 110 м и расположенном в верховьях р. Известняковой, у края ледника Вавилова (см. рис. 4.2), установлен аналогичный комплекс фораминифер в песках с раковинами моллюсков. Возраст раковин, определенный ЭПР-методом, составил 52 ± 4 тыс. лет (21—12—4), 65 ± 9 тыс. лет (14—12—4) и 66 ± 6 тыс. лет (19—12—4).

Седьмой комплекс в слое 1 представлен мелкими раковинами плохой сохранности. Всего насчитывается до 250 раковин 20 видов. Бореальные формы отсутствуют, и комплекс имеет типично холодноводный облик. Во время накопления отложений температура воды была ниже 0 °C.

Палеомагнитные исследования 42 образцов из всех слоев обнажения № 29, выполненные В. А. Большаковым, показали прямую намагниченность во всех образцах.

Тяжелая фракция отложений из слоев 6—10 обнажения № 29 характеризуется пестрым составом минералов, но с преобладанием по всему разрезу лейкоксена (5—25 %), анкерит-сидерита (7—30 %), рудных черных (7—27 %). Постоянно, но в небольшом количестве присутствуют обыкновенная роговая обманка (0,5—4 %), минералы группы эпидот-цоизита (0,5—3,5 %), моноклинные пироксены (0,3—8,5 %), апатит (1,5—5 %), турмалин (2—4 %), гранат (0,5—1,5 %), циркон (2—8 %), хлорит (до 3 %).

В прибрежно-морских отложениях слоев 2 и 3 отмечается максимум гидроокислов железа (36—38 %) и железисто-карбонатных агрегатов (18—20 %). В верхней части разреза отмечается относительное увеличение доли моноклиновых пироксенов (до 8 %), обыкновенной роговой обманки (до 4 %) и фосфатов (до 12 %). Большинство из приведенных выше минералов встречаются в тяжелой фракции местных осадочных пород палеозоя, что приводит к заключению о формировании отложений разреза за счет размыва и переотложения местных осадочных пород. Некоторое

увеличение в верхней части разреза характерных для восточной части острова минералов (пироксены, роговая обманка, эпидот-цоизит), по-видимому, указывает на усиление сноса с востока во время формирования этих отложений.

В районе обнажения № 29 исследовано несколько изолированных разрезов (обнажения № 14, 15, 19, 83) мощностью от 4 до 12 м, по литологическому составу и гипсометрическому положению сходных с верхней частью обнажения № 29.

Из обнажения № 15 на левом склоне долины р. Озерной, в 4 км выше устья р. Кружилихи, проанализирован комплекс микрофауны, который оказался практически тождественным комплексу слоев 2—4 обнажения № 29. Образец плавниковой древесины из разреза, проанализированный с помощью радиоуглеродного метода, показал возраст $55\,900 \pm 2200$ лет (ЛУ-571). Близкий возраст древесины получен из обнажения № 19 на левом склоне долины р. Кружилихи в 2 км от устья — $52\,200 \pm 860$ лет (ЛУ-570).

В обнажении № 14 у края ледника Вавилова вскрываются 6—6,5 м четвертичных отложений на высоте 110—120 м над современным уровнем моря. В переслаивающихся песках, глинах и алевроитах в изобилии встречена фауна морских моллюсков, в составе которой те же виды, что и в верхних слоях обнажения № 29, с добавлением *Serripes groenlandicus*. Комплекс микрофауны из нижней части разреза идентичен встреченному в слоях 4—5 обнажения № 29, а кроющие обнажение № 14 пески содержат комплекс фораминифер с более чем 6000 раковин в навеске. Этот комплекс аналогичен сообществу фораминифер из слоев 2—4 обнажения № 29.

Из морских отложений у северного края ледника Альбанова с высоты 110—120 м отобран образец плавниковой древесины, возраст которой оказался древнее 55 230 лет (ЛУ-591).

Комплексы микрофауны, сходные с фораминиферовыми сообществами верхней части обнажения № 29, установлены в разрезах средней части долины р. Сложной на о. Большевик, где, по материалам К. С. Агеева и В. А. Сальникова (устное сообщение), рекой вскрыты дельтово-морские отложения, вложенные в древнюю речную долину. Они залегают на высотах от 0 до 120 м и в основном состоят из переслаивающихся песков и галечников, представляя трансгрессивно-регрессивный цикл развития морского бассейна.

В северо-западной части о. Комсомолец в 1,5 км к югу от устья р. Снеговой песчаные отложения, встреченные в абразионном обрыве высотой 10 м (обн. № 27 б), содержат большое количество раковин морских моллюсков, датированных ЭПР-методом. Их возраст оказался равным 84 ± 6 тыс. лет ($68-10-7$) и 92 ± 1 тыс. лет ($69-10-7$), что также позволяет отнести данные морские отложения к Озернинской толще.

Сходную дату — 96 ± 7 тыс. лет ($70-10-7$) — показали раковины морских моллюсков, залегающие в песках долины р. Подъемной на абсолютной высоте 90 м (обн. № 106). Комплекс фораминифер из этих отложений содержит 40 видов бентосной мелководной фауны, характерной для холодноводных морей. Однако присутствие только „транзитных” видов фораминифер позволяет оценить возраст формирования вмещающих отложений как верхнеплейстоценовый, по заключению О. Ф. Барановской.

Таким образом, по данным исследований Озернинской толщи, в обнажении № 29 и парастратотипических разрезах в других частях архипелага в ней выделяются несколько пачек отложений (см. рис. 4.5 в).

Первая нижняя пачка представлена слоем 13, в котором вскрываются, вероятнее всего, среднеплейстоценовые ледниковые отложения.

Вторая пачка — слой 12, сложена морскими и ледово-морскими отложениями, по-видимому, синхронными отложениям Ручьевской толщи.

Третья пачка — слой 11 — аллювиальные и аллювиально-дельтовые среднеплейстоценовые отложения.

Четвертая пачка, состоящая из слоев 9 и 10, сложена морскими отложениями конца среднего плейстоцена.

Пятая пачка — слой 8 — ледниковые и ледниково-морские отложения, которые могли накапливаться между 170 и 120 тыс. лет назад.

Шестая пачка, состоящая из слоев 6 и 7, сложена морскими отложениями максимальной стадии казанцевской трансгрессии, которые здесь имеют абсолютный возраст 120—88 тыс. лет.

Седьмая пачка — слой 5 — ледниковые и ледниково-морские отложения, образовавшиеся между 88 и 68 тыс. лет назад.

Восьмая пачка, состоящая из слоев 4—2, сложена морскими отложениями, возраст которых определяется периодом 68—50 тыс. лет назад.

Верхний слой 1, состоящий из мореноподобных отложений, может быть отнесен к какой-либо верхнеплейстоценовой стадии оледенения Северной Земли.

Стрелкинская толща ($Q_{III}^{2} str$). Ледниковые отложения Стрелкинской толщи установлены в разрезе № 81 на о. Октябрьской Революции на правом берегу р. Большой в устье р. Стрелки. Верхняя часть обнажения, кровля которого располагается на абсолютной высоте 60 м, сложена коричневыми алевритами с тонкими прослоями песков. Мощность морских алевритов 17 м. Ниже залегает морена, представленная пестроцветной валунной супесью, которая насыщена щебнем, дресвой, гравием и отдельными глыбами размером до 1,5 м в поперечнике. Грубообломочный материал составляет до 40 % объема породы и в нем преобладают обломки местных коренных пород. В верхней части слоя содержание обломков падает до 20 %. Нижняя часть слоя уходит под урез воды в реке. Видимая мощность морены 13 м. В связи с отсутствием видимого нижнего контакта и каких-либо органических остатков в морене, возраст ее определяется только по кроющим алевритам как предкаргинский.

Подъемнинская толща ($Q_{III}^{3-4} pd$). Отложения этой толщи распространены на всех островах архипелага в пределах прибрежной равнины до высоты 85 м. Представлены галечниками, песками, реже алевритами. Подстилаются обычно коренными породами, сверху перекрываются верхнеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями различного генезиса.

За стратотипический разрез принято обнажение № 6, расположенное на правом склоне долины р. Подъемной в 3 км к северо-западу от края ледника Вавилова (рис. 4.5 г).

В обнажении № 6 вскрыт разрез отложений морской террасы высотой 80—85 м, перекрытой плащом покровных ледниковых отложений. Сверху вниз залегают:

1) суглинок коричневый, плотный, неслоистый, с включениями гальки, щебня и валунов размером до 0,8 м в поперечнике. Обломочный материал из местных осадочных палеозойских пород. Окатанность обломков разнообразная. Глубина залегания слоя 0—0,8 м;

2) песок серовато-желтый, мелкозернистый, полимиктовый, тонкогоризонтальнослоистый. Контакт со слоем 1 резкий и неровный. Глубина залегания слоя 0,8—1,0 м;

3) галечник валунный с тонкими горизонтальными прослоями гравелита с песчаным заполнителем и обломками раковин морских моллюсков. Обломочный материал из местных осадочных пород: песчаников, аргиллитов, известняков. Глубина залегания слоя 1,0—2,3 м;

4) песок серовато-желтый, мелкозернистый, полимиктовый, волнисто-слоистый, с линзами коричневых суглинков толщиной до 5 см. В слое содержатся толстостенные раковины морских моллюсков *Hiatella arctica* (L.), *Astarte montagui* (Dillw.), *A. borealis* (Shum.), *Mya truncata* (L.), кости китообразных животных и обломки плавниковых деревьев. Возраст древесины, определенный радиоуглеродным методом, равен $32\,480 \pm 250$ лет (ЛУ-557). Глубина залегания слоя 2,3—4,3 м.

В основании разреза выходят палеозойские коричневые аргиллиты с конкрециями оранжевого гипса.

Спорово-пыльцевой анализ показал присутствие в отложениях лишь единичных зерен пыльцы и спор древесных, кустарниковых, травянистых растений и мхов.

В слоях 2—4 обнаружен комплекс фораминифер из 18 видов и 750 раковин в пробе. Преобладающим является арктический вид *Haynesina orbicularis* (Brady), довольно многочисленны *Criboelphidium subarcticum* (Cushman) и *Islandiella limbata* (Cushman et Hughes). Нередко встречаются *Cibicides rotundatus* Stschedr., *Buccella depressa* Anders., *Cribrononion incertus* (Will.). В комплексе преобладают арктические и бореально-арктические виды, арктическо-бореальные малочисленны и редки, а более теплолюбивые виды вообще отсутствуют.

Данная толща составляет прибрежную фацию морских отложений каргинского возраста. Другой разрез, вскрывающий прибрежную фацию, исследован в долине р. Ушакова, на ее правом склоне, в 1 км от устья реки. Разрез № 10 имеет абсолютную высоту кровли 40 м, видимую мощность 13,5 м и сложен песками. Подобные отложения широко распространены на севере о. Большой — в районе зал. Ахматова, в устье р. Новой (обнажения № 14 315, 14 292, 14 272), на юго-западе острова — в нижнем течении р. Каменки (обн. Б-36). Отличительной чертой описываемых отложений является значительное количество пластов галечников в толще.

Кроме прибрежной, в подъемнинских морских отложениях выделяются лагунная и пляжевая фации. Лагунная фация представлена алевритами со створками раковин морских моллюсков.

Такого же типа отложения встречены в обнажениях № 10, 29^a, 43, 81, 108 на о. Октябрьской Революции.

Для пляжевой фации характерно преобладание крупнообломочного материала: гравия, гальки, валунов с песчаным и супесчаным заполнителем. Окатанность материала, как правило, средняя и хорошая. Мощность отложений пляжевой фации обычно равна нескольким метрам. Часто они залегают на площадках аккумулятивно-абразионных террас непосредственно на палеозойских или протерозойских породах. В ряде мест среди грубообломочного материала отмечаются скопления крупных толстостворчатых раковин моллюсков.

На многих участках прибрежной равнины островов Октябрьской Революции и Большевик морские отложения слагают береговые бары, протягивающиеся параллельно современной береговой линии на многие километры. Абсолютная высота баров 20—40 м, ширина 300 м, относительная высота до 5 м.

По составу комплексов фораминифер и его изменениям в разрезах Подъемнинской толщи выделяются отложения трансгрессивного и регрессивного режимов осадконакопления. Отложения трансгрессивного режима встречены в обнажениях № 12, 16, 17, 43 (см. рис. 4.2), регрессивные отложения обнаружены в обнажениях № 6, 10, 29^a. Для начала трансгрессивной фазы наиболее характерным и доминирующим видом фораминифер является *Haynesina orbicularis* (Brady). Помимо него, встречено еще 45 видов из группы бентоса, среди которых численно преобладают эльфидииды. В верхней части толщи доминирующим является *Islandiella islandica* (Norv.). Характерными для трансгрессивного этапа развития бассейна являются также *Cassidulina carinata* Silv., *Dentalina baggi* Gall. et Vissl., *Elphidiella arctica* (Parker et Jones). Для отложений, отвечающих регрессивной стадии осадконакопления, характерна смена по разрезу сравнительно глубоководных комплексов микрофауны мелководными. В целом, по данным анализа фораминифер, можно предполагать, что во время формирования толщи море в районе Северной Земли было холодным — температура придонных вод была отрицательной, а соленость несколько ниже нормальной океанической, так как в комплексах доминируют верхнесублиторально-литоральные виды и встречено много раковин уродливых форм и погибшей молодежи [137].

Кроме раковин морских моллюсков и фораминифер, в описываемой толще часто встречаются останки позвоночных морских

животных: туловищные позвонки и ребра крупных усатых китов, кости моржей, морских зайцев, нерп. В обнажении № 29^a (см. рис. 4.5 в) на правом склоне долины р. Озерной в 1 км ниже устья р. Кружилихи на абсолютной высоте 45 м в террасе, сложенной алевроитами, обнаружено крупное захоронение нарвалов, насчитывающее семь практически полностью сохранившихся скелетов и множество разрозненных костей и бивней. Радиоуглеродная датировка одного из бивней хорошей сохранности показала возраст $43\,000 \pm 1000$ лет (ЛУ-592). Практически этот же возраст [$42\,920 \pm 1240$ лет (ЛУ-1672)] имеют клыки моржа, отобранные из толщи песчаных морских отложений, обнаруженных в глубокой долине юго-западной части о. Комсомолец (обн. К-39). Комплекс фораминифер из вмещающих кости моржа кварцевых, горизонтально-слоистых песков, по заключению О. Ф. Барановской, близок по составу комплексу из обнажения № 6 о. Октябрьской Революции и комплексам из отложений Подъемнинской толщи в разрезах района зал. Ахматова на о. Большевик. Они характеризуются наличием крупных белых раковин хорошей сохранности. Преобладает *Cibicides rotundatus* Stschedr., часто встречается *Retroelphidium boreale* (Nuzd.) и полностью отсутствует „древний” элемент позднекайнозойского сообщества. Отложения формировались в мелководной зоне моря, испытывавшей воздействие атлантических вод.

Более 10 радиоуглеродных датировок раковин моллюсков, костей морских млекопитающих, древесного плавника показали возраст вмещающих отложений от 28 до 47 тыс. лет. Самые молодые морские отложения данной толщи обнаружены в долине р. Сухой на о. Комсомолец в обнажении К-10 (см. рис. 4.2). Кровля толщи находится в бровке долины на абсолютной высоте 15—17 м. Сверху вниз обнажаются:

- 1) пески серые, мелкозернистые, кварцевые, мощностью 7 м;
- 2) супесь серая, мелкоореховатой структуры, темно-серая, с пятнами ожелезнения и тонкостенными створками раковин морских моллюсков. ЭПР-датировка раковин показала возраст 23 ± 2 тыс. лет (см. рис. 4.4). Глубина залегания слоя 7—10 м;
- 3) черные и темно-серые суглинки видимой мощностью до 0,25 м.

В нижнем и верхнем слое фораминифер не обнаружено, а в образце из слоя 2 обнаружено 60 раковин 8 видов. Все они принадлежат к бентосному сообществу, в основном транзитных видов: *Buccella hannaia arctica* Volosh., *Retroelphidium clavatum*

s. l. (Cushman), Cribroelphidium goessi (Stschedr.), Cassidulina barbara Buzas, C. sp., Islandiella norcrossi (Cushman), I. limbata (Cushman et Huges). Встречены также 12 экземпляров неогенового вида *Cibicides grossus Ten Dam et Reinhold*. Плохая сохранность фауны (потертые и разрушенные раковины) позволяет предположить возможное переотложение фауны из более древних, чем вмещающие, отложений.

В целом приведенный разрез отражает характер строения четвертичной толщи северной и северо-восточной части о. Комсомолец, где он залегает с поверхности сплошным чехлом. Во многих точках исследованы песчаные отложения мощностью до 12 м. Однако они характеризуются чрезвычайно бедным содержанием палеонтологических остатков, что затрудняет восстановление обстановок осадконакопления. Предположительно, по данным из обнажений К-39 и К-10, эти отложения можно отнести к Подъемнинской толще.

Характерной чертой морских песков о. Комсомолец является наличие на их поверхности обширных полей галечников. Гальки залегают только на дневной поверхности и не проникают в песок глубже 15—20 см. Гальки хорошей окатанности состоят из следующих минералов и пород: агата, яшмы, сердолика, кварца, песчаника, гранита, сланца, окаменелого дерева, которые нигде поблизости не встречены в коренном залегании. Скорее всего, морские отложения верхнего плейстоцена явились промежуточным коллектором для галечных россыпей. На других островах также встречены подобные россыпи, но они чрезвычайно малы и бедны по сравнению с россыпями о. Комсомолец. Сердолик, кварц, яшма, окаменелое дерево также известны в кровле морских отложений п-ова Таймыр, где они залегают на песчаных морских отложениях, датированных ЭПР-методом интервалом времени 37—70 тыс. лет назад.

Меднинская толща ($Q_{III-IV}^3 med$). Полуостров Медный в юго-западной части о. Октябрьской Революции, где исследована серия разрезов, наиболее полно представляющих выделенную толщу, определил название этого стратиграфического подразделения. Отдельные части толщи широко распространены по архипелагу. Они венчают сводный разрез и представлены ледниковыми и водноледниковыми отложениями, озерно-аллювиальными и озерно-болотными, морскими отложениями. Мощность отложений Меднинской толщи достигает 20—30 м, но ни одного конкретного

разреза такой мощности не известно. Обычно отложения имеют мощность до нескольких метров.

Отложения Меднинской толщи залегают на разновозрастных породах, в том числе на датированных радиоуглеродным методом отложениях Подъемнинской толщи (обнажения № 6, 10, 36 и др.). Кровля толщи обычно выходит на дневную поверхность.

В качестве опорного разреза принято обнажение № 80 (рис. 4.5 г), расположенное в левом, почти вертикальном склоне маргинального канала, прорезанного тальными ледниковыми водами вдоль южного края ледника Вавилова в 4 км к северо-западу от приледникового оз. Изменчивого. В разрезе мощностью 3,5 м сверху вниз вскрываются следующие слои:

1) суглинок коричневый, плотный, неяснослоистый, с включениями неокатанных плиток известняка, аргиллита. Глубина залегания слоя 0—0,3 м;

2) суглинок палевого цвета, тонкогоризонтальнослоистый, с линзами и прослоями толщиной 3—15 см черного слаборазложившегося мохово-разнотравного торфа с ветками и корнями кустарников ивы и карликовой березы. Радиоуглеродный возраст торфа 9950 ± 100 лет (ЛУ-665). Граница с нижележащим слоем неровная, размытая, с верхним слоем — постепенная. Глубина залегания слоя 0,3—0,7 м;

3) суглинок коричневый, вязкий, с включениями щебня и валунов до 0,3 м в поперечнике. Глубина залегания слоя 0,7—1,1 м;

4) щебень с суглинистым заполнителем коричневого цвета. Состав обломков соответствует местным осадочным породам палеозоя: известнякам, песчаникам, доломитам, аргиллитам. Количество и крупность обломочного материала возрастают к низу слоя, где обломки до 0,5—0,7 м в поперечнике образуют „каменную мостовую“. Глубина залегания слоя 1,1—1,9 м;

5) суглинок коричневого цвета, насыщенный (до 50 %) крупным обломочным материалом разной степени окатанности. Размер обломков до 1,5 м. Видимая глубина залегания слоя 1,9—3,5 м.

Спорово-пыльцевой комплекс из слоя 2 характеризуется значительным участием пыльцы кустарников и кустарничков, среди которых господствует пыльца березы и ивы. Из травянистых преобладает пыльца злаков, осок. Близкий спорово-пыльцевой комплекс обнаружен в парастратотипическом разрезе обнажения № 103 у южного края ледника Вавилова, где для озерно-болотных отложений с ветками кустарников получены две радиоуглеродные даты: $11\,460 \pm 410$ лет (ЛУ-1127) и 9620 ± 110 лет (ЛУ-1120).

К настоящему времени на островах собраны многочисленные образцы погребенных почв и торфов, аналогичных отложениям слоя 2 из обнажения № 80. Многие из образцов растительности датированы (см. рис. 4.5 г) и радиоуглеродные датировки указывают на интервал времени произрастания кустарников 8,8—10,1 тыс. лет назад. Это было время, оптимальное для наиболее теплолюбивой растительности в конце плейстоцена и голоцене.

В частности, в котловине оз. Изменчивого исследованы озерно-аллювиальные отложения, состоящие из горизонтально- и косослоистых песков мощностью 3—4 м. В нижней части обнажения № 31 в 0,5 м от подошвы слоя найдены *in situ* кустарники ивы, радиоуглеродная дата которых $10\ 100 \pm 100$ лет назад (ЛУ. 1161).

В слоях 3—5 обнажения № 80 споры и пыльца содержатся в единичных экземплярах. В 4 км к югу эти ледниковые отложения вскрыты серией скважин на дне приледникового оз. Изменчивого. Ледниковые суглинки залегают под толщей озерных и морских отложений. В скважине 3 в ледниковых суглинках определен палинологический комплекс с господством (до 80 %) пыльцы злаков и полыней. Данное сочетание пыльцы характерно для лессово-ледовых (едомных) отложений арктической части Восточной Сибири и Новосибирских островов, формировавшихся во время сартанской ледниковой эпохи [110].

Донные отложения оз. Изменчивого (рис. 4.5 д) представлены ленточнослоистыми алевритами, откладывавшимися в пресноводном бассейне. Их мощность 1,3 м. Ниже, до глубины 3,6 м, залегают морские отложения, состоящие из глинистого алеврита серо-коричневого цвета, горизонтальнослоистого, с включениями песчаных зерен и единичных галек. Под морскими отложениями снова вскрываются ленточные глины мощностью 5,1 м, залегающие на вышеописанных сартанских ледниковых отложениях.

Верхняя пачка пресноводных ленточнослоистых илов состоит из глинистых минералов, среди которых преобладают гидрослюда — 45—60 %, хлорит — 25—40 %, каолинит — до 15 %, монтмориллонит — до 5 %. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется следующим соотношением: лейкоксен — до 25,5 %, апатит — 4,0—11,8 %, циркон — до 8,5 %, турмалин — до 5,4 %, титанистые минералы — до 7,2 %, моноклинные пироксены — 2,8—4,4 %, обыкновенная роговая обманка — 2,6—6,9 %, эпидот-цоизит — 1,0—8,1 %. В отдельных образцах резко возрастает количество рудных черных минералов — до

50—70 % и пирита — до 8 %. Такой состав минералов тяжелой фракции соответствует источникам — палеозойским осадочным породам западной части о. Октябрьской Революции.

Из органических останков в верхней пачке озерных отложений присутствуют переотложенные раковины фораминифер. Из восьми образцов в трех (с глубины 0,2—0,4 м от кровли) установлены пыльцевые зерна, количество которых достаточно для подсчета. Среди древесной пыльцы (15—25 % от общего состава пыльцы и спор) чаще всего встречается пыльца карликовой березы и ивы. Из травянистых растений, на долю которых приходится 30—47 %, господствует пыльца злаков и полыни с постоянным присутствием пыльцы осок и лютиковых. Спор постоянным присутствием пыльцы осок и лютиковых. Спор встречается до 50 %. По заключению Д. П. Пономаревой, во время формирования верхней пачки донных отложений в растительном покрове на суше существовали полынно-злаковые группировки растений со значительным участием осок и разнотравья.

Подсчет ленточных слоев показал, что отложения мощностью до 1,0—1,3 м от поверхности дна откладываются со второй половины субатлантического времени до настоящего времени.

В морских отложениях на дне оз. Изменчивого по всему слою отмечена микрофауна: остракоды и фораминиферы. В самой верхней части слоя на глубине до 25 см от кровли содержатся только фораминиферы — до 394 раковин на 100 г породы. Среди них преобладают исландиеллы. Залегание раковин указывает на неблагоприятные условия обитания. В нижележащих отложениях (до глубины 1,15 м от кровли) фораминифер нет, но присутствуют остракоды. По определению О. Э. Лев, среди них преобладают солоноватоводные и пресноводные виды кандон и кантониел. Максимум содержания остракод приходится на середину слоя, что указывает на опреснение бассейна. В нижней части рассматриваемого слоя вновь появляются раковины фораминифер одновременно с исчезновением остракод. Раковин фораминифер найдено до 596 экземпляров на 100 г образца. Среди них преобладают относительно глубоководные и холодноводные исландиеллы и кассидулины. По степени сохранности, малому количеству фауны, ее составу, а также по обилию погибшей молодежи можно заключить, что фораминиферы обитали в сравнительно неблагоприятных условиях, вероятнее всего, при малых глубинах бассейна и его ограниченной связи с морем.

По подсчетам слоев вышезалегающих ленточных глин ингрессия моря в котловину озера закончилась в середине субатланти-

ческого времени. Вопрос о ее начале пока не выяснен, но она могла начаться как в суббореальное время, так и в раннеатлантическое.

Суглинок, вскрывающийся в слое 1 обнажения № 80, широко распространен по островам и венчает разрез четвертичных отложений архипелага. Так как суглинки перекрывают маломощным чехлом значительные площади в пределах нижней поверхности выравнивания (см. рис. 4.1), их можно определить как покровные [33]. На островах Октябрьской Революции, Пионер, в юго-западной части о. Комсомолец они имеют, как правило, красно-коричневый цвет по преобладающей окраске широко распространенных там девонских пород. На о. Большевик суглинки окрашены в различные тона серого цвета, характерного для протерозойских пород. Суглинки в основном средние и тяжелые, обычно не слоистые, содержащие грубообломочный материал. Часто покровные суглинки имеют характер бронирующего пласта или нашлапки чужеродного материала. Влажность покровных отложений колеблется от 9,5 до 25 %, а на некоторых участках, где зимой снег отсутствует, их влажность еще меньше, и тогда суглинки представляют собой цементоподобную массу, прочность которой увеличивается благодаря глинисто-карбонатному цементу и включениям грубообломочного материала. Мощность покровных суглинков обычно менее 1 м.

А. Г. Костяев, проводивший исследования мерзлотного строения грунтов центральной части о. Октябрьской Революции, отобрал 41 образец покровных отложений для комплексных анализов и выполнил их. Несколько образцов ледниковых, морских и покровных отложений отобраны авторами специально для сравнения их состава с образцами А. Г. Костяева, который подверг все образцы гранулометрическому, петрографическому, химическому анализам. Изучались также содержащиеся в образцах пыльца, остракоды, диатомовые водоросли, фораминиферы, морские моллюски. Столь полные комплексные анализы образцов пород Северной Земли были выполнены впервые. Часть результатов приведена в прил. 1—5.

В качестве примера приведем характеристику покровных отложений, залегающих на водоразделе рек Подъемной и Гремящей на о. Октябрьской Революции. Там на абсолютной высоте 60 м исследована грунтовая структура, вскрытая шурфом. Она выражена внедрением верхнего бордово-коричневого суглинка в коричнево-серый суглинок (рис. 4.6). Вмещающей породой (обр. 10)

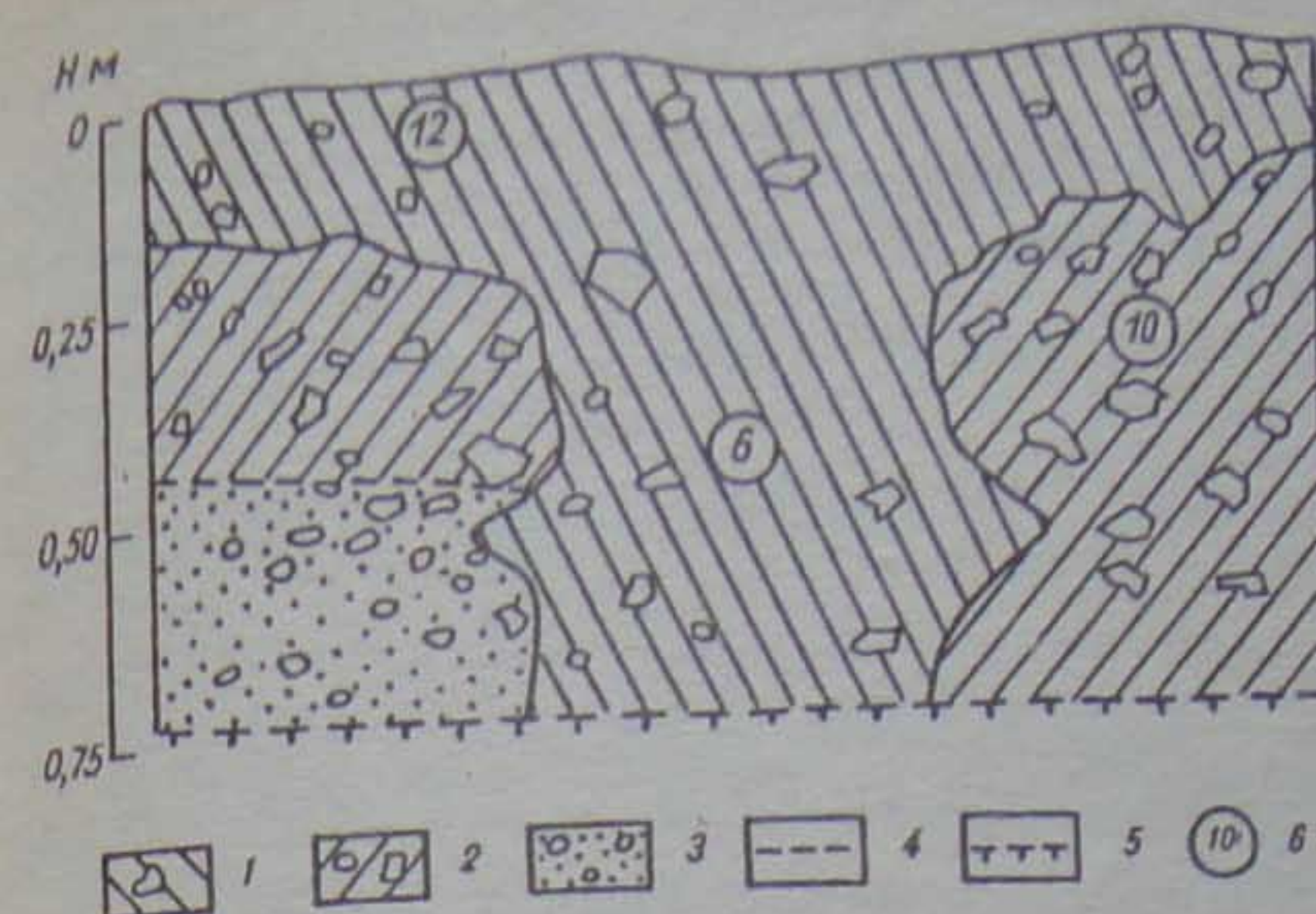


Рис. 4.6. Грунтовая структура в покровных отложениях на водоразделе рек Подъемной и Гремящей (о. Октябрьской Революции).

1 — бордово-коричневый суглинок; 2 — коричнево-серый суглинок; 3 — гравийно-галечно-валунная и щебнисто-суглинистая порода; 4 — поверхность контакта; 5 — граница деятельного слоя; 6 — номер образца.

служат вязкие средние коричневатые суглинки, насыщенные обломками (до 45—50 %) различного размера. Средний размер частиц составляет 1,710—3,698 мм, сортированность — 0,849—0,937, т. е. слабая. Верхние бордово-коричневые суглинки содержат меньшее количество включений крупнообломочного материала — 20—25 %, их средний размер — 0,095—1,425 мм, сортированность — 0,758—0,825 (образцы 6, 12). Влажность пород от 9,5 до 18,5 %. Текстура мерзлого грунта на дне шурфа массивная, лед-цемент составляет 5—10 % объема породы. В верхней части разреза наблюдается дробовая текстура тяжелых суглинков. Петрографический и литологический анализы дали следующие результаты. Материал образца 6 представляет собой разномерную кварцевую песчаную породу очень плохой степени сортированности. Преобладают угловатые обломки кварца, встречаются редкие обломки кварцита, мелкие включения карбоната и листочки биотита. Цемент, на долю которого приходится около половины объема породы, — железисто-карбонатный с участием глины. Образец 10 также является песчаной породой относительно выдержанного среднезернистого состава (диаметр обломков 0,4—0,5 мм). Зерна представлены магматогенным кварцем, чаще, чем в образце 6, встречаются кварциты и листочки мусковита. В цементе выделяются участки, сложенные хемогенным кальцитовым цементом, и участки более неоднородного строения со сгустками железисто-глинистокарбонатного цемента. Химический анализ образца 12 показал переходный от морского к континентальному типу засоления — хлоридно-кальцие-

вый (Cl^- — 0,455 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}$ — 0,94 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{SO}_4^{2-}$ — 0,435 мг/моль, Na^+ — 0,28 мг/моль). Материал образцов 6 и 10 явно морского происхождения. В образце 10 обнаружилось высокое хлоридно-натриевое засоление (Cl^- — 6,825 мг/моль, Na^+ — 6,64 мг/моль, HCO_3^- — 0,70 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{SO}_4^{2-}$ — 0,47 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}$ — 1,88 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{Mg}^{2+}$ — 0,47 мг/моль). В образце 6 состав водной вытяжки следующий (мг/моль): $\frac{1}{2} \text{SO}_4^{2-}$ — 3,76, Na^+ — 2,18, Ca^{2+} — 1,41, $\frac{1}{2} \text{Mg}^{2+}$ — 1,41, HCO_3^- — 0,85, Cl^- — 0,39.

Единичные экземпляры раковин фораминифер содержатся в суглинках образца 10. В 100 г породы образца 12 содержатся 23 раковины шести видов с преобладанием *Cassidulina barbara*. Образование грунтовой жилы произошло, по мнению А. Г. Костяева, в результате гравитационной конвекции грунтов при внедрении более плотных верхних суглинков в нижележащие грунты [92, 133].

В другом разрезе покровных отложений, исследованном А. Г. Костяевым и расположенном к югу от современной долины р. Подъемной, в непосредственной близости от выходов сравнительно мощных каргинских морских отложений (см. прил. 2, обр. 3), вскрываются на высоте 60 м тяжелые, пылеватые, неслоистые суглинки. Они имеют коричнево-бордовый цвет, 15—20 % включений плохо окатанных крупных обломков. Коэффициент сортированности — 0,769, т. е. лучше, чем в залегающих поблизости морских отложениях. Влажность грунтов в среднем 14 %. Химический состав водной вытяжки сульфатно-кальциевый (HCO_3^- — 0,70 мг/моль, Cl^- — 0,455 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{SO}_4^{2-}$ — 0,94

мг/моль, $\frac{1}{2} \text{Ca}^{2+}$ — 1,64 мг/моль, $\frac{1}{2} \text{Mg}^{2+}$ — 0,23 мг/моль, Na^+ — 0,21 мг/моль) или типично континентальный. В одном из образцов этого континентального отложения обнаружено 1054 экземпляров фораминифер 21 вида.

Результаты исследований А. Г. Костяева показали существенное разнообразие состава покровных суглинков и выявили трудность отнесения их к определенной генетической разновидности отложений. Так, например, значительное количество раковин фораминифер содержится в типично континентальных по химическому составу водной вытяжки отложениях. Или типично

Таблица 4.1 Сводная стратиграфическая колонка

Возраст, тыс. лет	Стратиграфическая шкала		Фашии	Мощность, м	Сводный разрез	Местоположение конкретного разреза	Стратиграфическое подразделение	Результаты абсолютного датирования, тыс. лет	
2	Голоцен	Верхний	Приледниково-озерные с двумя прослоями лавинно-морских Q_{IV}	7		п-ов Медный обн. 103,93	Меднинская толща	0,9±1,0	
4		Нижний	Озерно-болотный	1,5				3,2±0,1	
6	Поздний плейстоцен	Вторая половина	Ледниковые, озерно-ледниковые $q, h + qQ_{III}$	3		о. Октябрьской революции р. Подъемная обн. 106,6	Подъемнинская толща	8,8±0,2	
8			Прибрежно-морские $тQ_{III}$	5				9,8±0,1	
10			Дельтовые $т + alQ_{III}^{2-3}$					10,2	
20								11,4±0,4	
30								19,4±0,1	
40		Первая половина	Прибрежно-морские $тQ_{III}^2$	5				24,9±0,2	
50			Ледниковые и ледниково-морские $q + qтQ_{III}^{1-2}$	6				28±0,8	
60			Морские $тQ_{III}^1$	6				32,4±0,2	
70			Ледниковые qQ_{III}^4	3				43±1,0 (¹⁴ C)	
80								51,5±0,4 (¹⁴ C)	
90	Средний плейстоцен	Вторая половина	Морские $тQ_{II}^3$	18	о. Октябрьской революции р. Озерная обн. 29	Озернинская толща	56±4,2		
100			Аллювиально-дельтовые Q_{II}	15			68±6,7 (3ПР)		
110			Морские и ледово-морские	14					
120				Ледниковые					
130				Аллювиальные				6	
140		Первая половина	Морские Q_{II}	4			о. Октябрьской революции р. Ледниковая обн. 71	Ручьевская толща	
150				1,7					
160				3					
170				3					
180									
190	Нижний плейстоцен	Ледниковые		2,5	о. Комсомолец, оз. Угловое обн. 31 к				
200			Морские	6					
210		Морские Q_{II}							
220									
230									
240									
250									
260									
270									
280									
290									
300									
550	Нижний плейстоцен		Ледниковые	2,5				170±10 (3ПР)	
			Морские	6					300±36 (3ПР)
								552±67 (3ПР)	

Примечание. Условные обозначения к графе "Сводный разрез" см. на рис. 4.5.

морские отложения в районе м. Ватутина (см. прил. 2, обр. 6), описанные в работе А. Г. Костяева с соавторами [133], содержат гальку и валуны утюгообразной формы со штриховкой, а химический состав водной вытяжки оказывается менее морским по сравнению с типичной мореной со дна оз. Изменчивого (см. прил. 2, обр. 2) или ледниковыми отложениями из долины р. Песчаной. Даже однородный по механическому составу бордово-коричневый суглинок из шурфа на водоразделе рек Подъемной и Гремящей, описанный выше, имеет значительные вариации химического состава в различных образцах по небольшому разрезу.

Пути формирования покровных суглинков Северной Земли будут освещены в гл. 5. Там же пойдет речь об особенностях строения аллювиальных отложений в связи с геоморфологическими процессами в долинах.

Таким образом, собранные к настоящему времени материалы о строении четвертичных отложений архипелага Северная Земля позволяют построить сводную стратиграфическую колонку с выделенными толщами (табл. 4.1).

Глава 5. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

5.1. Воздействие ледников на рельеф островов

5.1.1. Образование аккумулятивных форм рельефа

Рассмотренные в гл. 3 особенности строения ледников Северной Земли позволяют понять происхождение ледниковых форм и отложений, распространенных на архипелаге. В краевых частях современных ледников отложения представлены абляционной мореной, под которой здесь понимается обломочный материал, вытаявающий из ледника при его деградации. Но, в отличие от широко принятого термина „абляционная морена” [36], обозначающего материал, образующийся из обломков, переносимых на поверхности ледника и в его теле, на ледниках Северной Земли абляционная морена представлена породами, поднятыми с ложа.

Наличие в ледниках обломочного материала, несомненно, предполагает движение льда по субстрату. Когда же ледник „промерзает” до ложа, подстилающие породы защищены от эрозии [144, 191]. Именно такое состояние характерно для современных ледников Северной Земли, что видно из вышеизложенного материала. В настоящее время ледники здесь характеризуются очень низкой энергией оледенения, если понимать под этим термином способность ледников производить геологическую работу [187]. Практически североземельские ледники, даже выводные, не способны эродировать подстилающий субстрат.

Ледниковые отложения и отторженцы, обнажающиеся в краевых частях современных ледников в результате деградации оледенения, являются свидетелями иного термодинамического состояния ледников, когда последние характеризовались более значительной энергией оледенения и имели температуры льда в придонных слоях, близкие к точке плавления.

При современных низких температурах ледников адгезионные связи прочнее когезионной прочности льда [153] и поэтому скольжение ледников по коренным породам и захват грунта невозможны, что и наблюдается на границе раздела ледников и горных пород. При иных температурных условиях, когда на границе раздела возникала адсорбированная вода, адгезионные связи льда с подстилающими породами становились слабее когезионных связей внутри льда. Тогда при сдвигах льда относительно ложа могло происходить отчленение пород субстрата, ранее

примерзших к ложу по механизму, предложенному Л. С. Троицким [139] и Ю. А. Лаврушиным [98]. В такой обстановке по периферии ледниковых покровов при движении льда создавались условия для отторжения блоков подстилающих пород и передвижения последних к поверхности ледников.

За пределами современных ледников гляциальные отложения и формы наиболее часто обнаруживаются в понижениях рельефа, что свидетельствует о реакции ледников, образовавших эти формы, на строение подстилающей поверхности и, следовательно, о их небольшой мощности. Так же, как на современных ледниках, в перигляциальной зоне самыми распространенными ледниковыми формами являются конические холмы и гряды холмов. Они обнаружены во многих долинах рек всех островов и практически отсутствуют на водоразделах. Их высота уменьшается по мере удаления от ледников в результате вытаявания ледяных ядер. Одно из самых значительных полей распространения мертвого льда и моренных конусов обнаружено в верховьях р. Лагерной на о. Большевик в 3 км от края ледника Ленинградского. Высота форм достигает 20—25 м.

В долинах рек о. Октябрьской Революции конусообразные формы рельефа часто спроектированы на террасы и склоны. Их происхождение связано с деградацией ледников, занимавших эти долины ранее. В холмах присутствует переотложенный органический материал — створки раковин морских моллюсков — и эрратические обломки.

Одинаковая форма ледниковых образований как на современных ледниках, так и в перигляциальной зоне, свидетельствует о том, что в прошлом ледниковые формы рельефа могли образовываться в результате действия тех же процессов, что и на современном этапе.

Описанный в гл. 3 механизм формирования конусообразных форм ледникового рельефа не является единственным. Формирование конусов и гряд происходит при осыпании обломочного материала с глыб мертвого льда, остающихся в долинах при деградации оледенения. На рис. 5.1 показаны конусы такого типа, образующиеся в верховьях долины р. Лагерной. Кроме того, вероятно возникновение таких же небольших (до 1—2 м) конусов при разгрузке потоков талых вод, стекающих с ледников, на что указывала Н. Г. Загорская [72]. Конусообразные формы рельефа образуются в настоящее время и на морском побережье — там, где поля морского льда в результате подвижек могут выдвинуться

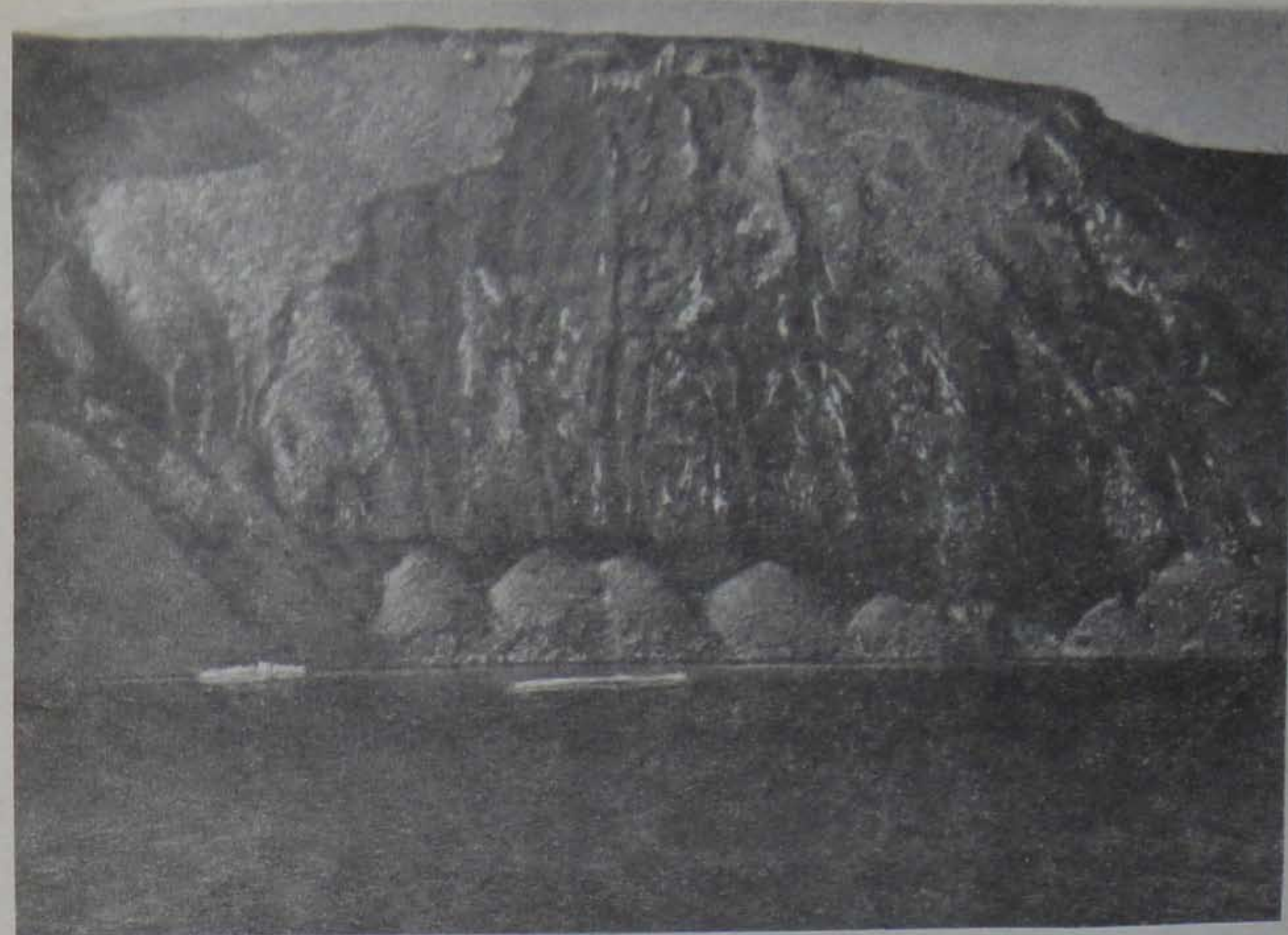


Рис. 5.1. Формирование конусов осыпания при деградации мертвого ледяного тела в долинах о. Большевик.

на сушу и деформировать береговые отложения. Таким образом, формы рельефа, имеющие сходные очертания, могут быть гетерогенными. Но в условиях Северной Земли конусообразные формы, более или менее крупные, относятся к проявлениям ледниковой деятельности.

Отдельные глыбы и массы льда, оставшиеся от недавно отступивших ледников, характерны для долин о. Большевик, где при стаивании они часто оставляют холмисто-грядовый рельеф, формы которого сложены обломочным материалом, содержащимся в них. Такие же глыбы мертвого льда встречены в долинах о. Комсомолец. Судя по количеству и распространенности мертвого льда и сопровождающих его конусообразных форм, можно заключить, что ледники о. Большевик значительно активнее в рельефоформировании даже на стадиях деградации по сравнению с ледниками северной части архипелага.

Настоящие классические ледниковые отложения, представленные валунными суглинками или супесями, встречаются редко

и только в понижениях рельефа, достигая мощности 15—20 м, но чаще имеют мощность 0,5—1,5 м. В этих отложениях нет гляциодинамических структур, характерных для мореносодержащего льда краевых частей современных ледников, а крупнообломочный материал обычно представлен местными коренными породами. По целому ряду признаков (массивная текстура, отсутствие слоистости и ориентировки обломков, наличие большого количества грубообломочного материала и др.) морены имеют явно континентальный облик. Однако комплексные анализы этих отложений, проведенные А. Г. Костяевым, показали, что типичные морены по химическому составу относятся к морским отложениям. Например, валунный суглинок из обнажения № 36 в долине р. Песчаной на о. Октябрьской Революции, залегающий на морских песках, или морена со дна оз. Изменчивого, определенные по структурным и текстурным признакам как ледниковые отложения, характеризуются сравнительно высоким содержанием бора в глинистой фракции, большим значением коэффициентов B/Ga, Sr/Ba, V/Zn по сравнению с типично морскими отложениями (см. прил. 2), что свидетельствует о морском генезисе описываемых отложений [196].

Химические анализы морен, наряду с частым обнаружением морской микро- и макрофауны в ледниковых отложениях на современных ледниках, указывают на то, что противоречия между структурой и составом отложений могут быть вызваны переотложением и перемывом морских отложений ледниками и талыми ледниковыми водами. В процессе переотложения морские отложения могут в какой-то степени сохранять первоначальный химический состав и фауну, но приобретать черты, свойственные ледниковым отложениям. Многообразие в ряду отложений (от морских до континентальных) объясняется, по-видимому, сложностью процессов переотложения.

Установление генезиса ледниковых отложений по внешним (структурным) признакам — это основной метод для Северной Земли. Лабораторные исследования морен приходится считать дополнительной частью исследований, на что указывал С. Л. Троцкий [172].

5.1.2. Формирование покровных суглинков

Типичные для архипелага отложения, залегающие на водоразделах, — покровные суглинки — распространены на значительных площадях нижней поверхности выравнивания. Их строение и состав в основном рассмотрены в гл. 4. Противоречия и несоот-

ветствия структуры этих ледниковых отложений химическому составу объясняются переотложением морских отложений и разной степенью их перемыва в континентальных условиях. Механизм их образования связан с особенностями воздействия ледников на подстилающую поверхность. Те формы ледникового рельефа, которые можно наблюдать в настоящее время по периферии куполов, по мере деградации оледенения быстро разрушаются благодаря вытаиванию ледяных ядер и эрозионному расчленению холмисто-грядового рельефа. Обломочный материал, содержащийся в ледяных конусах, мертвом льду, либо проецируется на подстилающую поверхность, либо выносятся талыми водами. В первом случае морские или другие породы, поднятые с ложа в результате движения ледника, могут быть

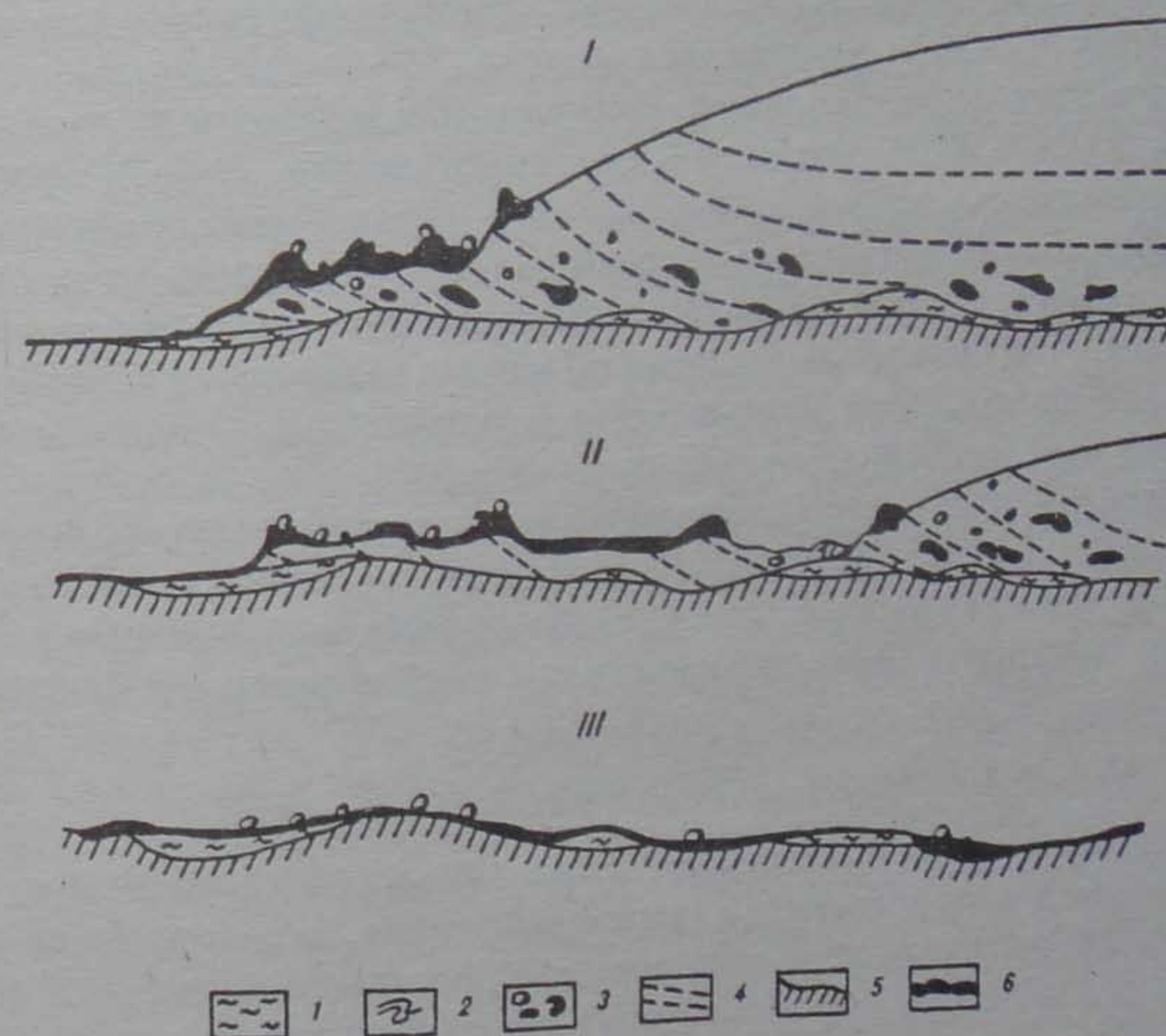


Рис. 5.2. Схема формирования покровных суглинков при отступании ледника.

1 — ленточно-слоистые донные озерные отложения; 2 — гляциодислокации; 3 — крупнообломочный материал; 4 — линии тока; 5 — коренные породы; 6 — покровные суглинки; I—III — стадии сокращения ледника.

перенесены и отложены в местах, далеких от своего первоначального залегания, при существенно неизменившемся химическом составе, структуре, содержанию органических и минеральных включений. В тех же случаях, когда первично морские отложения, слагающие ледниковые формы рельефа, подвергаются размыву талыми ледниковыми водами, процессам обваливания, оползания (flowed till, melt-out till [201]), на освободившихся от льда площадях возникают покровные отложения, состав которых становится ближе континентальным разностям. Флювиогляциальные поля перед фронтом деградирующих ледников могут возникать только тогда, когда потоки талой ледниковой воды выносят большое количество материала.

Таким образом, от ледниковых форм рельефа, образованных в краевых частях ледников, остается лишь плащ покровных отложений незначительной мощности (рис. 5.2), в котором можно встретить фауну морских моллюсков, микрофауну, споры и пыльцу, переотложенные ледниками.

В отличие от широко распространенных в других ледниковых районах [139, 200] холмисто-грядовых полей перед фронтом отступающих ледников, на Северной Земле основным типом ледникового рельефа является равнина, с поверхности сложенная малоомощными покровными суглинками. Этот факт свидетельствует о том, что североземельские ледники содержали и содержат небольшое количество обломочного материала и, следовательно, пассивны в рельефоформировании.

Предложенный способ образования покровных суглинков, вероятно, не является единственным, а сами суглинки гетерогенны. Однако ограниченный объем аналитических исследований пока не позволяет более детально выявить особенности их формирования.

5.1.3. Механическая работа ледников

Следы механического воздействия ледников на ложе в пределах островов Северной Земли выражены слабо. Единичные формы ледниковой экзарации приурочены в основном к понижениям рельефа в пределах нижнего денудационного уровня и развиты на выходах палеозойских и протерозойских пород верхней поверхности выравнивания. Бараний лоб, курчавые скалы встречаются в долинах, что опять же свидетельствует о незначительной мощности ледниковых покровов, не способных эродировать ложе на водоразделах. Типичные трогообразные или U-образные участ-

ки поперечного профиля встречены лишь в долинах о. Большевик и центральной части о. Октябрьской Революции. Между тем практически все долины архипелага в то или иное время на протяжении позднего плейстоцена и голоцена были заняты ледниками. К наиболее крупным долинам, по которым осуществлялся сток ледников, относятся: прол. Красной Армии [100], обширное понижение между ледниками Дежнева и Вавилова, горами Встречной и Серп и Молот, фиорды Марата и Матусевича на о. Октябрьской Революции; зал. Ахматова, фиорды Спартак и Тельмана на о. Большевик; бух. Узловая на о. Комсомолец. Однако нельзя утверждать, что эти древние долины имеют U-образный поперечный профиль. Многие из них сложны по своему строению — там обнаруживаются следы морских трансгрессий и эрозионные врезы, что свидетельствует об участии в их образовании многих рельефообразующих процессов. Ледники же, если и принимали активное участие в формировании данных понижений рельефа, то в более древние этапы, нежели в верхнем плейстоцене — голоцене [51].

Поперечные профили U-образной формы некоторых долин могли быть обусловлены влиянием ледников, однако в настоящее время более убедительные обоснования происхождения таких поперечных профилей в долинах предложены Ю. Г. Симоновым [160] и Н. А. Шилов [184], которые объясняют происхождение троговых долин воздействием морозного выветривания на уровне, соответствующем поверхности ледника. Авторы не отрицают экзарационного воздействия ледников на ложе, тем более, что его свидетельства запечатлены в краевых частях современных ледников в виде мореносодержащих прослоев льда общей видимой мощностью до 10—20 м. Но масштабы этого явления чрезвычайно малы, как мало и общее мореносодержание во льду для такого обширного района современного оледенения. Кроме того, до настоящего времени строго, т. е. с физических позиций, не доказана возможность интенсивного ледникового выпаживания. В этом направлении гляциологической науки сделаны лишь первые шаги. Из немногих работ, посвященных этому вопросу, необходимо отметить обобщающее исследование П. А. Шумского [190] и его дальнейшее развитие теории динамики масс льда [191], приближающие к созданию теории ледниковой эрозии и аккумуляции.

В условиях отсутствия такой теории нет достаточных оснований считать так называемые троговые долины формами, обязан-

ными своим происхождением исключительно экзарационной деятельности ледников. Такая точка зрения противоположна построениям М. Г. Гросвальда. В его совместной с А. Ф. Глазовским работе [56], посвященной возникновению фиордов и трогов, много слов и цифр, характеризующих скорость эрозии ледниками подстилающей поверхности, но нет главного — возможного механизма процесса, в котором ледники, уподобляясь мощной землеройной технике, прокладывают глубочайшие ложбины в нерасчлененном субстрате.

В этой же связи необходимо упомянуть и работу Г. Г. Матишова [121], в которой на шельфах Арктики выделены троговые долины только потому, что они „типичные“, формировавшиеся в результате ледниковой экзарации.

Авторы вполне согласны с мнением К. К. Маркова [118] и П. А. Каплина [85] о том, что ледники не обладают способностью самостоятельно выпахивать фиорды и долины, а трогообразный профиль последних может возникать и в результате денудации склонов без воздействия ледников. Это положение подтверждается и работой Л. С. Троицкого [170], в которой приводятся примеры „тропообразных“ долин, образовавшихся при комплексном воздействии мерзотно-солифлюкционных и эрозионных процессов.

Что касается ледниковых долин архипелага Северная Земля, каковыми являются практически все долины, так как они испытали на себе воздействие ледников, то их возникновение и современный облик определились прежде всего под действием флювиальных процессов, что будет рассмотрено ниже.

Еще одной особенностью рыхлых отложений Северной Земли является крайне ограниченное распространение в них гляциодинамических структур за пределами современных ледников. К настоящему времени обнаружен только один разрез четвертичных отложений с гляциодислокациями. На северо-востоке о. Комсомолец в устье крупнейшего правого притока р. Трубы, где долина имеет глубину до 25 м, песчаные отложения интенсивно перемяты в изоклинальные, поверхностные, наклонные складки небольших размеров. Их длина и ширина не превышают нескольких десятков метров. Оси складок ориентированы в северо-северо-восточном направлении почти перпендикулярно краю современного ледника Академии Наук. Кроме того, на прорезанные рекой морские отложения надвинуты отложения нижних

пойменных террас, четко отличающихся от отложений „коренных“ песчаных берегов своей косою слоистостью.

Вероятно, данные деформации явились результатом напора двигавшегося по долине ледникового языка, что привело к формированию лежащих складок и надвигов в морских отложениях. Размеры складок и отсутствие мелких дислокаций в верхних частях склонов долины свидетельствуют о незначительной мощности ледникового языка, деформировавшего отложения.

Гляциодислокации, возникающие в рыхлых отложениях под напором наступающих ледников или в результате вытаивания ледяных ядер из ледниковых образований, характерны для районов активного воздействия ледников на подстилающие породы [200]. Практическое отсутствие таких деформаций свидетельствует о слабой подвижности ледников и незначительном количестве обломочного материала, содержащегося в них, и, следовательно, о пассивной геологической роли последних.

5.1.4. Гляциоизостатические движения

Другой, наиболее важной для рельефа стороной влияния ледников на подстилающую поверхность считается изменение тектонического режима территорий, подверженных крупным оледенениям. В результате этих движений, имеющих изостатическую природу и проявляющихся при нагрузке и разгрузке земной коры ледниковыми массами, происходят опускания и поднятия земной поверхности с амплитудами в десятки и сотни метров. Гляциоизостатические движения выявляются с помощью метода датирования древних береговых линий по находкам в них древесных остатков — плавника, створок раковин морских моллюсков, костей морских млекопитающих. Широко известны подобные исследования в Скандинавии, Северной Америке, ставшие хрестоматийными [53, 96, 131]. Этот метод применяется в исследованиях арктических островов: Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли. Из таких исследований известно, что территории арктических островов воздымаются в результате компенсационных движений земной коры после дегляциации вюрмского оледенения. Береговые линии позднеплейстоценового и голоценового возраста оказываются поднятыми на высоту до 120—150 м на Шпицбергене, 300—370 м на Земле Франца-Иосифа [55].

Что касается последней работы, то такие значения поднятия получены в результате некорректной экстраполяции данных о возрасте низких морских береговых линий — до 26 м. Однако на

архипелаге Шпицберген голоценовым возрастом датированы высокие (выше 100 м) морские террасы. В большинстве исследований признается гляциоизостатическая природа воздыманий земной коры, несмотря на то что существует другое мнение [54, 93, 139, 157, 171], согласно которому серия высоких морских террас на побережьях Гренландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа обязана своим происхождением резкой активизации входящих тектонических движений. Действительно, очень трудно, например, принять как факт быстрое и значительное гляциоизостатическое воздымание архипелага Шпицберген в голоцене после деградации позднеплейстоценового оледенения, размеры которого по последним исследованиям не превышали современной площади распространения ледников на этой территории [139, 199].

Однако гляциоизостазии в некоторых исследованиях придается глобальное значение [25]. Так, берега Северной Земли и п-ова Таймыр на некоторых картах показаны как испытавшие значительные гляциоизостатические поднятия [5].

В действительности, пока нет никаких данных о том, что береговые линии Северной Земли голоценового возраста подняты выше 10 м над современным уровнем моря. Схема фактического материала датирования береговых линий убедительно свидетельствует об этом (см. рис. 4.3). Морские отложения, датированные возрастом 23 и 84 тыс. лет на о. Комсомолец, находятся в пределах этой же высоты (до 10 м) над уровнем моря. Наиболее древние из датированных морских отложений Северной Земли (555 тыс. лет) залегают на высоте 60—70 м над уровнем моря в ледниковых отторженцах в юго-западной части ледника Академии Наук, но вынесены они на поверхность ледника с ложа, высота которого близка к современному уровню моря.

Из приведенного ряда датировок необычайно молодым возрастом обладает лишь обломок древесины (7210 лет), отобранный с высоты 50 м. Однако, во-первых, датировка такого возраста оказалась единственной среди десятков других, что само по себе заставляет усомниться в ее репрезентативности, во-вторых, древесина отобрана с поверхности выводного ледника Есенина. Причиной появления древесного плавника на выводном леднике может быть приведенный выше механизм выведения на поверхность ледников отложений, слагающих ледниковое ложе. Во всяком случае по этой датировке в силу специфического местона-

хождения древесины нельзя делать никаких палеогеографических выводов.

Кроме датировок береговых линий островов Северной Земли, изучено множество разрезов морских четвертичных отложений. Анализ микрофауны, содержащейся в них, стратиграфического положения морских отложений, абсолютный их возраст не дают никаких оснований для выделения на островах Северной Земли серии береговых линий, удревняющихся по мере возрастания высоты поверхности.

Исходя из приведенных материалов, можно предположить, что либо оледенения, имевшие здесь место, не были настолько мощными, чтобы вызвать гляциоизостатические движения земной коры, либо ее реакция на ледниковую нагрузку в районе Северной Земли проявляется слабее, чем в других районах. Проверить последнее предположение пока не представляется возможным, так как, с одной стороны, нет закономерного возрастания высоты удревняющихся береговых линий. С другой стороны, невозможно решить обратную гляциоизостатическую задачу — определить допустимые нагрузки на земную кору, не вызывающие ее погружения в мантию, поскольку отсутствуют данные о физических свойствах астеносферы (вязкость), которые лишь рассчитываются по темпам изостатического воздымания коры [3].

Характер деформаций земной коры под влиянием внешней нагрузки в Фенноскандии и в районе Северной Земли не может быть одинаковым, так как даже при одинаковых размерах ледниковых покровов свойства литосферы и вязкость мантии под крупными областями земной поверхности могут значительно изменяться в горизонтальном направлении [3]. Из этого положения следует неправомерность экстраполяции данных датирования береговых линий одного района в глубь веков по характеру кривых скоростей и амплитуд гляциоизостатических поднятий, построенных для других районов.

Таким образом, возможной причиной отсутствия гляциоизостатических движений на островах Северной Земли может быть недостаточность ледниковой нагрузки для приведения в действие изостатического механизма либо этот механизм в принципе не действует, а изменения высоты земной поверхности обусловлены исключительно тектоническими движениями, неравномерность и колебательный характер которых хорошо выражены на архипелаге. Данные датирования береговых линий свидетельствуют о том, что острова Комсомолец и Малый Таймыр в рассматриваемый интер-

вал плейстоцена были преимущественно областью накопления, в то время как острова Октябрьской Революции и Большевик были областью сноса.

Имея в виду почти полное отсутствие конечноморенных образований на Северной Земле, как на суше, так и на окружающем острова шельфе, малочисленные следы экзарационного воздействия на рельеф, отсутствие свидетельств гляциостатических движений земной коры, необходимо признать, что эпохи оледенения на архипелаге, во всяком случае имевшие место за последние 550 тыс. лет, не отличались активной геологической деятельностью ледников, а современные ледники к такой деятельности вообще не способны в силу их термодинамического состояния.

Однако, несмотря на заключение о рельефоформирующей пассивности ледников Северной Земли, необходимо отметить, что имеется в виду лишь механическая деятельность льда. В противоположность ей сток талых вод с деградировавших ледников играл и продолжает играть активную роль в преобразовании рельефа островов.

5.2. Флювиальные процессы

5.2.1. Формирование речных долин

В связи с неодинаковой степенью изученности долин архипелага представляется целесообразным сначала рассмотреть те реки и долины, в которых проведены специальные геоморфологические исследования [17], направленные на выяснение характера и интенсивности процессов формирования долин, а затем сравнить полученные материалы с имеющимися сведениями о долинах других частей Северной Земли.

Наибольшее количество фактического материала получено в долинах рек Студеной, Лагерной, Каменки (см. рис. 2.4), которые пройдены в маршрутах от истоков до устьев. Геоморфологическая съемка долин заключалась в измерении высот террас, отборе образцов рыхлых отложений, залегающих на террасах, анализе окатанности обломочного материала. Высоты террас определялись несколькими способами: с помощью барометрического нивелирования, эклиметрованием, с использованием топографической основы крупного масштаба. Кроме того, для исследования привлечены данные бурения, произведенного в долинах о. Большевик ПГО „Севморгеология“.

Истоки рек Студеной, Лагерной, Каменки погребены ледником Ленинградским. Длина рек составляет соответственно 43, 51, 46 км. Долины выработаны в породах верхнепротерозойского терригенного флишеидного комплекса, деформированного разломами и крутыми линейными складками северо-северо-восточного простирания и прорванного интрузиями гранодиоритов, гранитов и долеритов [2]. Долина р. Студеной ориентирована с запада на восток, а долины рек Лагерной и Каменки — в субмеридиональном направлении, т. е. первая сечет все породы вкост простирания, а последние заложены по простиранию пород.

Наиболее разработанной является долина р. Студеной (рис. 5.3). Ее глубина до 200 м, ширина вблизи истоков 3—4 км, а в самой узкой каньонной части — 300 м. Характер поперечного профиля долины меняется. На участке от истоков до впадения крупнейшего левого притока он трапециевиден, ниже — каньон, а при выходе из последнего река течет по плоскому дну и поперечный профиль вновь принимает трапециевидную форму.

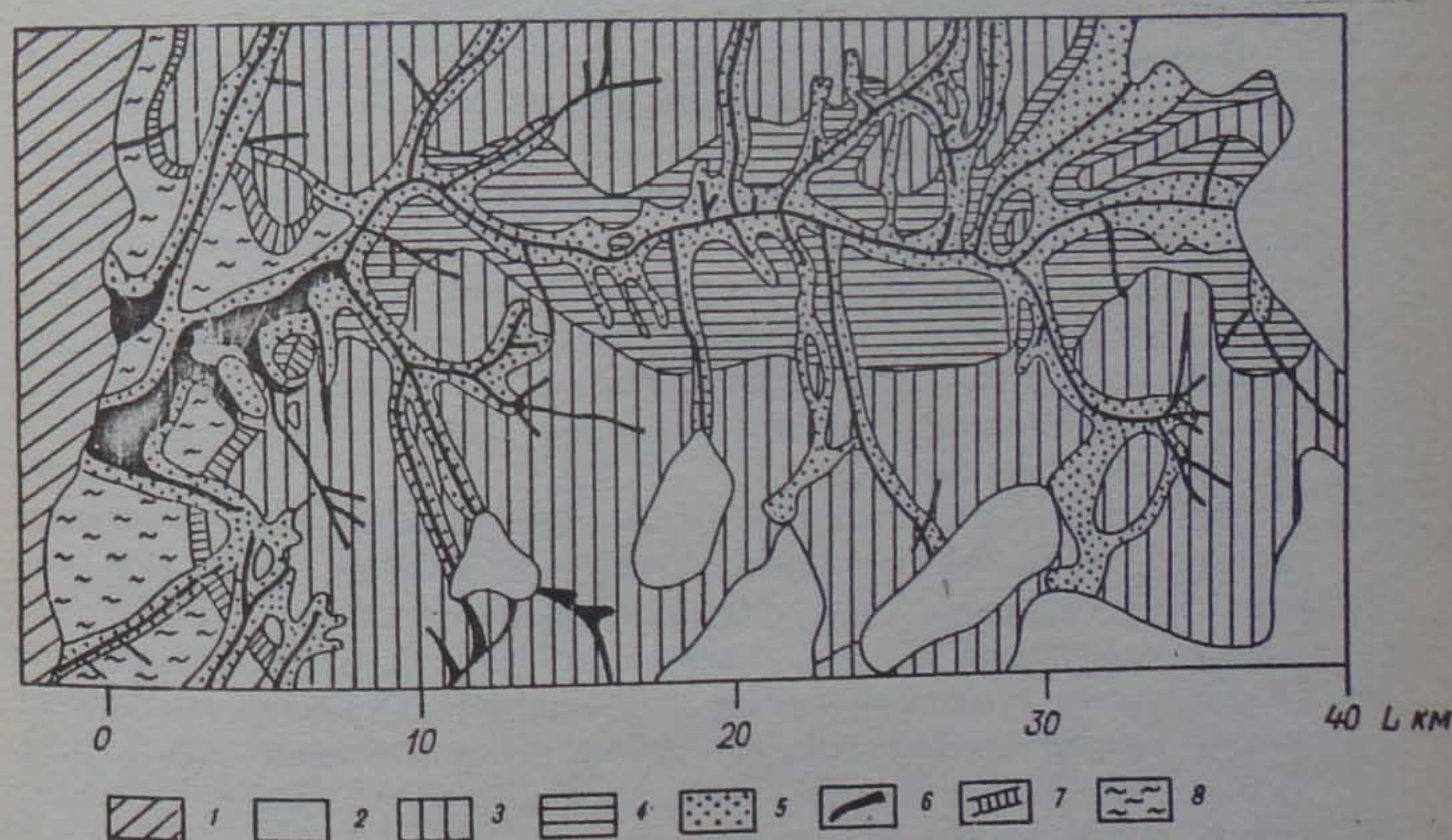


Рис. 5.3. Геоморфологическая схема долины р. Студеной.
1 — море; 2 — ледники; 3 — денудационная поверхность выравнивания
верхнего уровня; 4 — верхний комплекс террас (VI—VIII); 5 — средний комплекс
террас (IV—V); 6 — нижний комплекс террас (I—III); 7 — денудационный уступ;
8 — абразионная равнина.

Река Лагерная также имеет морфологически разные участки — трапецевидный профиль к устью сменяется каньоном. Глубина долины от 40 до 200 м.

Наименее врезанной и разработанной из рассматриваемых трех является долина р. Каменки. Для нее характерны небольшая ширина по всей длине и врезанные меандры. Ее глубина не превышает 70—80 м.

Долины этих рек имеют много общих черт, что свидетельствует об одинаковых условиях их развития в позднем плейстоцене и голоцене. Для них характерно наличие гляциофлювиальных выработанных и аккумулятивных образований. Это маргинальные каналы стока талых ледниковых вод на склонах долин, ледниковые и гляциофлювиальные аккумулятивные конусы, остатки погребенного и отпрепарированного глетчерного льда, следы недавно спущенных, запруживавшихся ледниками бассейнов и др. Особенно ярко выражены эти элементы рельефа в верховьях долин, где и в настоящее время быстро деградирующий ледник оставляет формы ледниковой аккумуляции и эрозии талыми ледниковыми водами.

Продольные профили долин характеризуются невыработанностью и имеют выпуклые участки, на которых продолжается активный глубинный врез (рис. 5.4). Как показали буровые работы, для всех долин характерно наличие погребенного тальвега, обусловленное заполнением эрозионных врезов рыхлыми отложениями в низовьях и верховьях рек. Устьевые участки рассматриваемых рек представляют собой заполненные отложениями эстуарии, свидетельствующие о глубоком эрозионном врезе в определенный период и последующем заполнении долин обломочным материалом.

Наиболее выразительным доказательством сходного развития долин о. Большевик являются террасы исследуемых рек (см. рис. 5.4). Террасы скульптурные, выработанные в коренных породах. Рыхлый покров, залегающий на них, незначителен, а в большинстве случаев вообще отсутствует. Поэтому сравнение высот террас произведено по уровням их цоколей (табл. 5.1). Высота площадок террас изменяется как от бровок к тыловым швам, так и по простиранию долин.

Первая надпойменная терраса высотой 6—8 м появляется в устьевых участках рек. Ширина ее колеблется от нескольких метров до 50—100 м в устьях. Максимальная протяженность фрагментов — несколько десятков метров. Мощность аллювия не

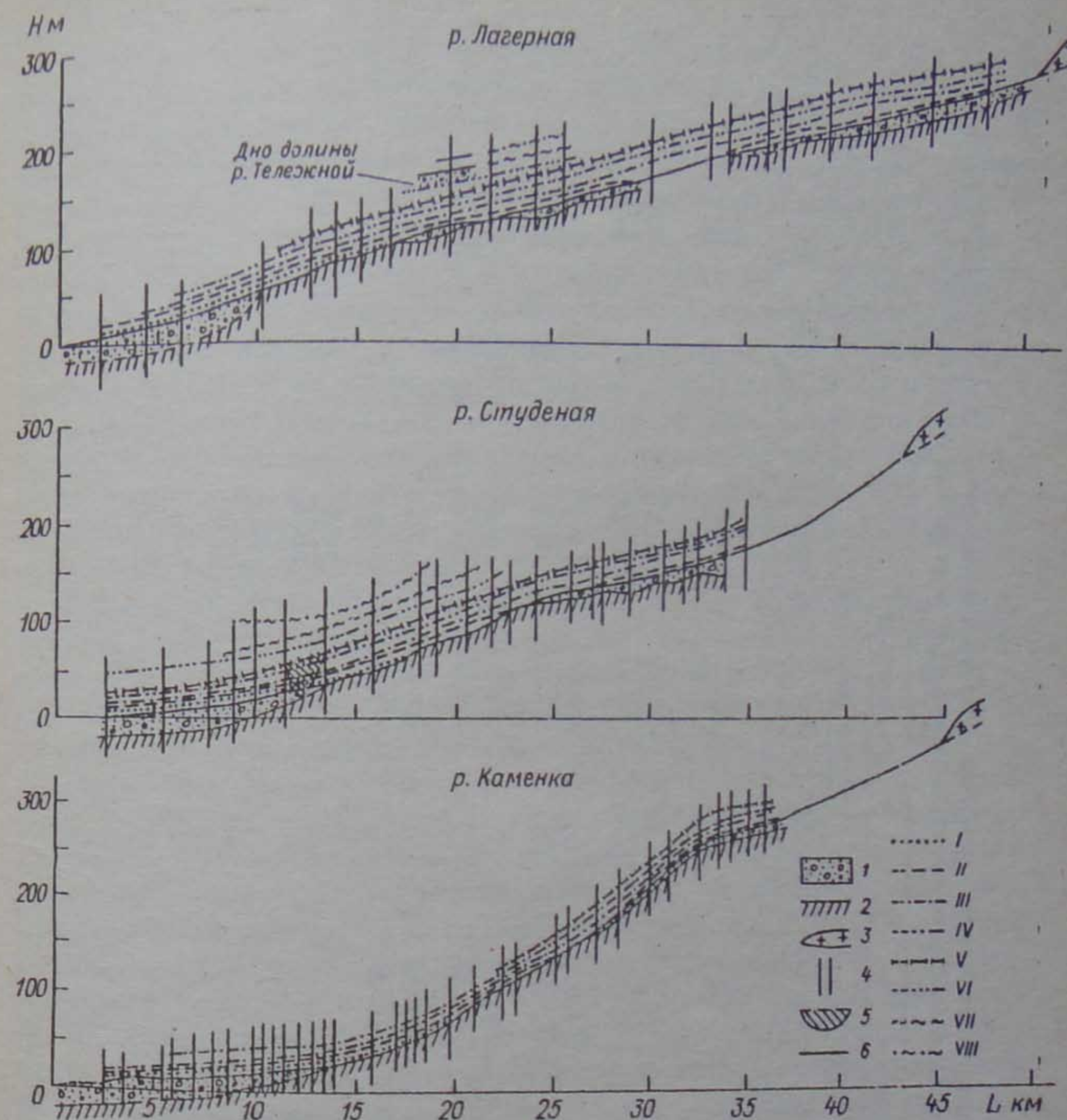


Рис. 5.4. Продольные профили долин рек о. Большевик.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — коренное ложе; 3 — ледники; 4 — линия поперечных профилей; 5 — эрозионный котел; 6 — дно долины; I—VIII — эрозионные террасы.

более 1 м. Хорошо выдержанная по высоте на первых километрах от устьев, в среднем течении рек терраса постепенно переходит в поймы, затем в днища долин. Участки перехода на продольных профилях отличаются наиболее значительными уклонами. По долинам рек Студеной, Лагерной, Каменки этот террасовый уро-

Сопоставление высот террас (в числителе — в метрах от современного уреза воды, в знаменателе — в метрах от тальвега максимального врезания) в долинах рек южной половины о. Большевик

Тер- раса	р. Студеная			р. Лагерная			р. Каменка		
	Участок (км от устья)			Участок (км от устья)			Участок (км от устья)		
	нижний (0-13)	средний (13-23)	верхний (23-34,5)	нижний (0-4,5)	средний (4,5-17,5)	верхний (17,5-48)	нижний (0-13)	средний (13-25)	верхний (25-36,5)
I	3-8 8-31	0-3* 0-7	—	7-8 27-28	0-7* 0-27	—	7-8 9-30	0-8* 0-8	—
II	10-11 15-34	0-11* 0-15	0-5 0-20	12-15 32-35	7-11 9-31	0-5* 0-15	9-11 11-33	0-11* 0-11	0-4 0-13
III	14-18 19-41	9-14 9-18	8-15 10-30	18 38	14-20 14-41	14-17 15-31	14-16 18-38	6-16 6-16	7-15 7-21
IV	25 30-48	21-25 21-29	20-22 24-37	—	22-27 22-47	23-26 26-40	26-30 28-58	16-25* 16-25	16-21 16-26
V	29-33 38-52	25-34 25-38	23-26 26-41	—	33-35 33-36	32-35 34-52	—	—	22-30 22-36
VI	44-48 49-72	44-50 44-54	—	—	—	45-47 45-54	—	—	—
VII	55-60 61-79	55-60 58-60	—	—	—	55-61 55-68	—	—	—
VIII	74-84 79-105	73-84 77-84	—	—	—	70 75-78	—	—	—

* Переход террасы в днище долины.

вень вверх по течению от устьев прослеживается соответственно на 18, 17 и 20 км.

Вторая надпойменная терраса имеет высоту 9—12 м, мощность аллювия до 1,5 м. Показатели ширины площадки, протяженности фрагментов террасы аналогичны первому уровню. В приустьевой части долины р. Лагерной площадка террасы, имеющая высоту 12—15 м, перекрыта песчаной толщей мощностью 3—4 м с прослоями глин. Характер слоистости осадка свидетельствует об отложении его в спокойном водоеме, по-видимому, эстуарного типа. Вверх по течению терраса выклинивается и переходит в днище. В верховьях р. Лагерной из-под толщи щебнисто-галечных отложений мощностью до 16 м появляется цоколь террасы высотой 3—5 м, который можно сопоставить с уровнем первой или второй террас в низовьях реки. Каньон в среднем течении р. Студеной врезан в днище, фрагменты которого являются площадками 9—12-метровой террасы, выклинивающейся чуть выше по течению.

Третья надпойменная терраса высотой 14—18 м в морфологическом отношении является одной из наиболее четко выраженных. Появляясь в нижнем течении, она прерывисто прослеживается на всем протяжении долин. Ширина площадки террасы изменяется от нескольких метров в верховьях до 250 м в нижнем течении, составляя в среднем около 40 м (для долины р. Студеной). Протяженность отдельных фрагментов колеблется от 10—15 до 600—700 м. Терраса скульптурная, в большинстве случаев лишенная аллювия. В долинах всех трех рассматриваемых рек множество днищ долин притоков зависят на уровне тылового шва третьей террасы. Эти притоки имеют характерные для ледниковых ложбин стока значительные уклоны продольного профиля, трапециевидный поперечный профиль, загружены грубообломочным, плохо окатанным материалом. В среднем течении р. Студеной днище древней долины сопрягается с цоколем 14—18-метровой террасы. В настоящее время этот древний отрезок долины р. Студеной, имеющий субширотную ориентировку, выполнен толщей грубообломочного материала мощностью 10 м и более. В нижнем течении по цоколю третьей террасы прослеживается переход долины р. Студеной в устьевую часть современной р. Бурной. В долине р. Каменки по уровню тылового шва третьей террасы проходит граница врезанных меандров.

Четвертая терраса высотой 25—28 м, наряду с третьей, является наиболее протяженной и четко выраженной. Ее ширина

колеблется от нескольких метров до 100—150 м. Максимальная протяженность отдельных фрагментов 5,5 км. Рыхлые отложения, как правило, отсутствуют. В долине р. Каменки на большом протяжении от уровня четвертой террасы и выше по склонам залегают флювиогляциальные отложения, слагающие холмы и гряды с относительными превышениями до 10—15 м.

Пятая надпойменная терраса на высотах 30—35 м в долине р. Студеной появляется в устье, а на реках Лагерной и Каменке — на расстоянии 12 и 22 км от морского края дельт соответственно. Ширина площадок террасы колеблется от нескольких метров до 200 м в устье р. Студеной. Терраса, как правило, почти лишена рыхлого чехла, но в долине р. Студеной на ней залегают морские и аллювиально-морские отложения мощностью до 15 м. При резком расширении долины в нижнем течении поверхность террасы осложнена локальным переуглублением размерами в плане 120 × 100 м, в котором залегают вскрытые бурением морские отложения мощностью до 57 м (рис. 5.5). Переуглубление долины на уровне пятой террасы скорее всего было связано с местными особенностями гидравлики потока, который при врезании в днище в месте резкого расширения долины образовал эрозионный котел. Такие переуглубления для многих долин объясняются гидродинамическими причинами и сменой твердости пород, слагающих днище долин [162]. На высотах 100—120 м пятая терраса рек Лагерной и Каменки сопрягается с прибрежно-морской равниной. В долине р. Каменки более высоких речных террас нет.

Шестая надпойменная терраса высотой 45—50 м прослеживается только в долинах рек Студеной и Лагерной. В верхнем течении р. Студеной этот уровень не обнаружен, в нижнем течении р. Лагерной его также нет. На уровне шестой террасы р. Лагерная имеет погребенное в настоящее время продолжение в долину р. Тележной. Ширина площадки террасы 80—90 м. С поверхности терраса покрыта грубыми обломками. Этот чехол небольшой мощности, и только в долине р. Тележной щебнисто-галечные отложения имеют толщину до 15 м.

Седьмая (55—65 м) и восьмая (74—84 м) надпойменные террасы имеют ограниченное распространение в долинах рек Студеной и Лагерной и выражены хуже, чем нижележащие. Площадки террас шириной от 30 до 250 м часто осложнены эрозионно-ледниковыми и нивационными формами, вследствие чего их трудно проследить по простирацию.

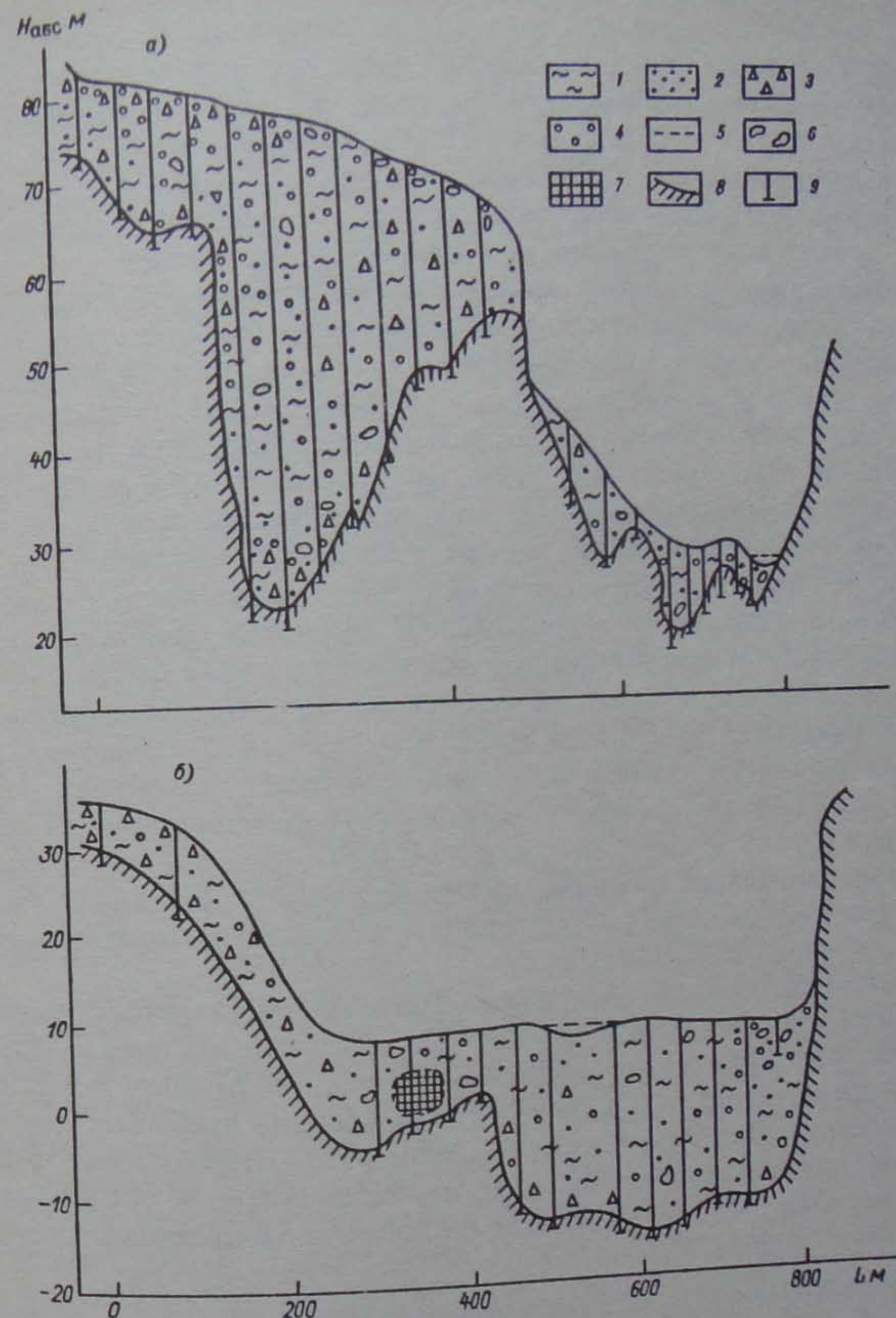


Рис. 5.5. Буровые профили долины р. Студеной. а — в 9,5 км от устья (локальное переуглубление, заполненное морскими отложениями); б — в 3 км от устья (погребенная структурная терраса). 1 — суглинок; 2 — песок; 3 — дресва, щебень; 4 — галька; 5 — алеврит; 6 — валуны; 7 — глыба льда; 8 — коренные породы; 9 — буровые скважины.

Анализ эрозионных террасовых рядов рек Студеной, Лагерной, Каменки показывает, что террасы, закономерно прослеживающиеся на протяжении долин, связаны с определенными этапами развития речной сети. Значит, эти террасы цикловые. Основываясь на исследованиях Н. И. Маккавеева [115, 192], авторы придерживаются того мнения, что за один цикл эрозии могут сформироваться несколько террас, а одновозрастные террасы на протяжении долин могут иметь различную высоту.

Кроме цикловых террас, склоны долин повсеместно осложнены псевдотеррасами, происхождение которых связано с эрозионным воздействием талых ледниковых вод на сформированные склоны. Такие террасы выглядят как гряды и разделяющие их ложбины. Особенно четко они выражены в долинах рек Студеной и Лагерной. Происхождение этих форм рассмотрено в п. 5.2.1.

Аккумулятивные террасы*, распространенные локально на некоторых участках долин, имеют гляциально-флювиальное и ледниковое происхождение, что исключает возможность их сопоставления с цикловыми террасами. Обломочный материал, слагающий толщи, в которых иногда выработаны эти террасы, имеет максимальные мощности в верховьях рек (до 20 м) и на приустевых участках (до 25—30 м). Кроме того, в исследованных долинах рек и их притоков на склонах обнаружены останцы террас или просто нашлапки грубообломочного материала, свидетельствующие о фазе более значительного заполнения долин отложениями. В верховьях рек Лагерной и Студеной такие формы встречены на высотах до 25 м над современным положением русел.

Анализ обломков, из которых состоят аккумулятивные толщи в долинах, показал, что в среднем окатанность материала плохая, но есть обломки, хорошо окатанные, например морские галечники в долине р. Каменки. Разнообразная степень окатанности объясняется мощным перемывом ранее отложенных морских, аллювиальных отложений и включением в толщи совершенно неокатанных обломков из небольших притоков, кото-

рые под воздействием значительного стока воды оказались вынесенными в основные долины.

Горизонты галечников и валуников вскрыты лишь несколькими буровыми профилями в основании рыхлых толщ, частично заполняющих долины. Они представлены валунами и гальками (35—70 %) средней окатанности, хорошо промытым песчано-гравийным заполнителем [31]. Мощность этих горизонтов, представляющих собой, по-видимому, остатки инстративного аллювия, составляет 1—3 м. Основная же часть разреза рыхлых отложений в долинах состоит из отложений фазы накопления. Они представлены льдистыми суглинками с включением дресвы, щебня, редких галек и валунов. Если бы это был аллювий, его можно было бы назвать констративным. Однако такие признаки отложений, как отсутствие сортировки, слабая степень окатанности, а иногда полное ее отсутствие, невозможность выделения фаций, наличие глыб льда, не позволяют отнести отложения к аллювиальным. С другой стороны, увеличение мощности отложений по направлению к ледникам, погребение отложениями низких эрозионных террас, отсутствие аллювия на высоких террасах свидетельствуют о единой фазе заполнения долин отложениями. Наличие большого количества ледяных глыб, погребенных этими отложениями и местами вскрытых современной эрозией, указывает на то, что накопление толщ преимущественно грубообломочного материала происходило в условиях значительного твердого стока рек и отступления ледников из долин. Приведенные признаки отложений дают основания отнести их к гляциально-флювиальным.

В настоящее время эти рыхлые породы прорезаются водотоками, что ведет к образованию новых локальных террас, не имеющих отношения к эрозионным террасам, выработанным в коренных породах на этапе врезания, предшествовавшем накоплению гляциально-флювиальных отложений.

Особенность цикловых эрозионных террас в исследованных долинах заключается в изменении их высот по направлению от среднего течения рек к устьям и истокам. Для низких террас эта особенность проявляется по отношению к современным днищам долин, а для высоких видна лишь при сравнении с погребенными тальвегами долин (см. рис. 5.4, табл. 5.1). Первая и вторая террасы выклиниваются от устьев вверх по течению, а более высокие уменьшают высоту к среднему течению рек. Под толщей обломочного материала в устьях рек существуют террасы

* Необходимо отметить, что авторы поддерживают точку зрения И. П. Карташова [87] о том, что все террасы как формы рельефа возникают только в результате эрозии. Аккумулятивная терраса — понятие достаточно условное и применяется здесь лишь для того, чтобы отметить различие между террасами, сложенными коренными породами, и флювиальными накоплениями, прорезанными при позднейшей фазе врезания.

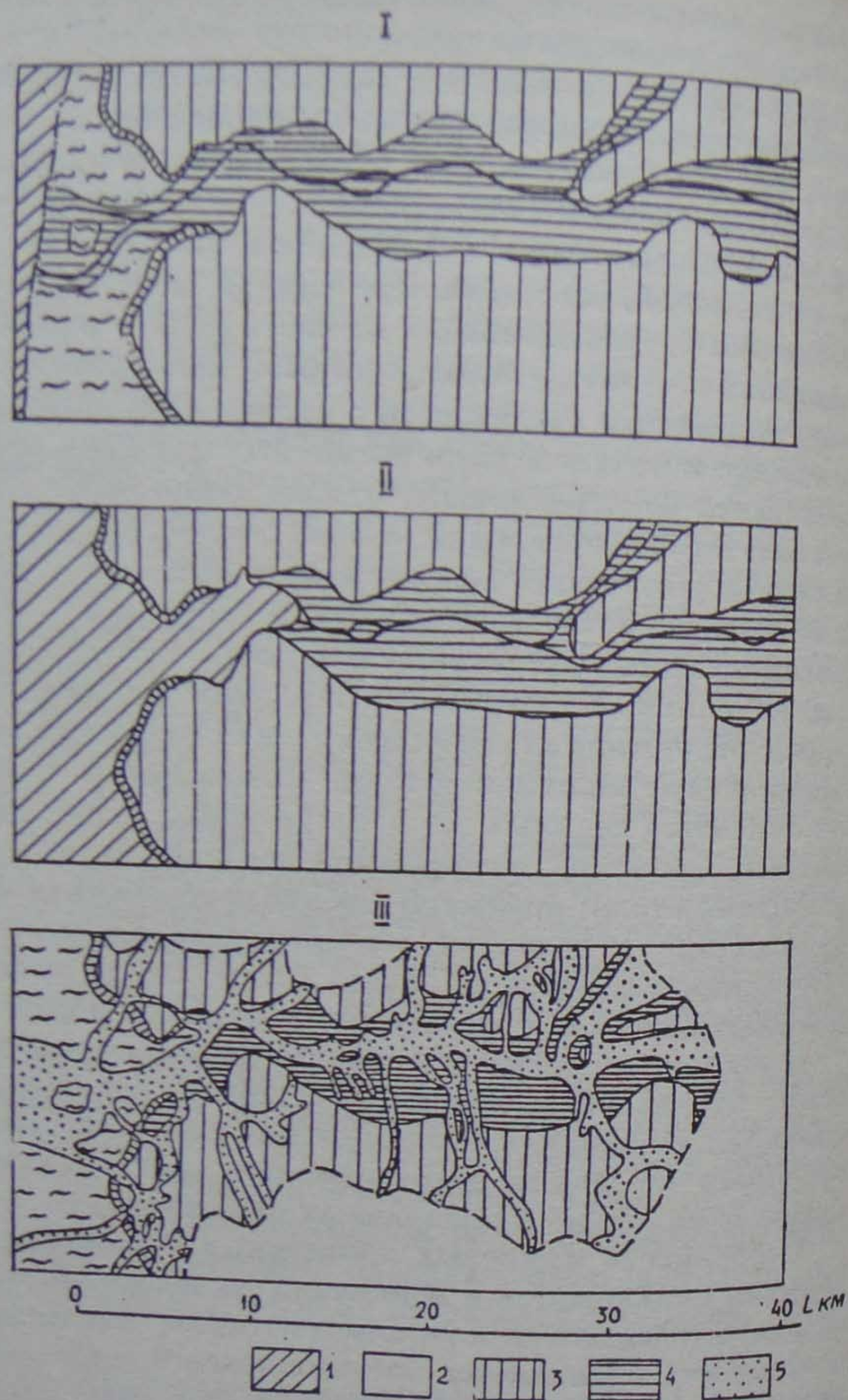
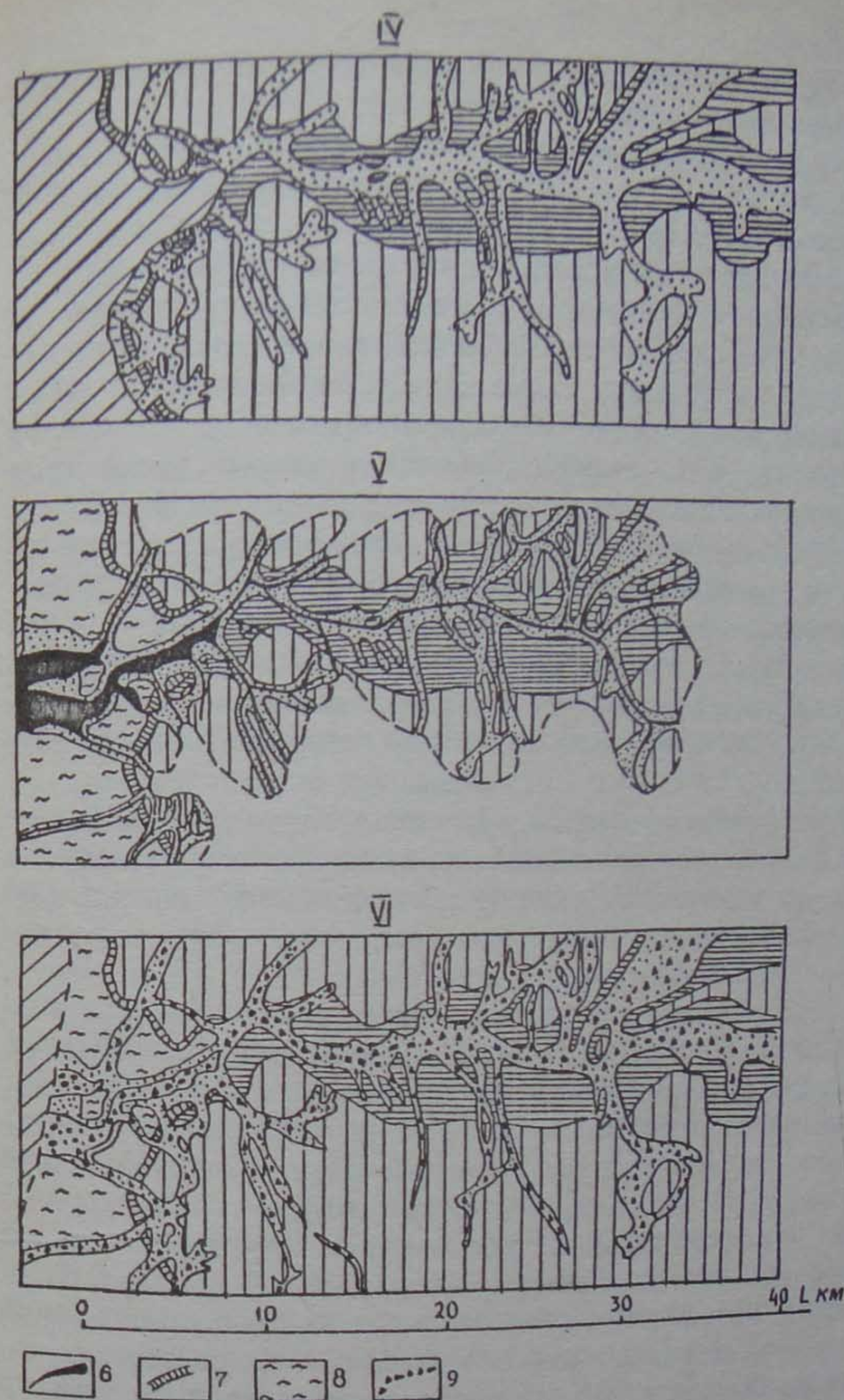


Рис. 5.6. Этапы развития р. Студеной в позднем плейстоцене
 1 — море; 2 — ледники; 3 — денудационная поверхность (шестая—восьмая); 4 — верхний комплекс террас (четвертая—шестая); 5 — средний комплекс террас (третья—пятая); 6 — нижний комплекс террас (первая—третья), а также врезание в долинах; 7 — денудационный уступ; 8 — абразионный материал; 9 — врезы, заполненные гляциально-флювиальным



— голоцене.
 выравнивания верхнего уровня; 4 — верхний комплекс террас (первая—третья), а также врезание в долинах; 7 — денудационный уступ; 8 — абразионный материал; 9 — врезы, заполненные гляциально-флювиальным

(см. рис. 5.4), также уменьшающие высоту вверх по долине и не появляющиеся на дневной поверхности.

Такое поведение террас, согласно построениям Н. И. Маккавеева [115, 192], могло быть обусловлено регрессивной глубинной эрозией в низовьях и верховьях рек, где она была вызвана различными причинами. На устьевых участках веером расходящиеся террасы свидетельствуют о понижении базиса эрозии и формировании вреза, выклинивающегося вверх по долине. В верховьях регрессивная эрозия происходила от среднего течения к истокам в результате увеличения водности потоков и неравномерности стока, вследствие чего террасы также веером расходятся вверх по течению рек. Эти теоретические построения Н. И. Маккавеева [115], подтвержденные впоследствии модельными экспериментами [192], могут быть использованы в конкретной ситуации в рассматриваемых долинах для выявления истории развития речной сети. Необходимые для выработки выше охарактеризованных террас изменения уровня моря и гидрологического режима рек имели место на Северной Земле в конце позднего плейстоцена и в голоцене [52, 89, 104, 105, 111, 207].

Выделенные основные этапы развития долин о. Большевик основаны на анализе террасовых рядов с позиций теории Н. И. Маккавеева и известных палеогеографических выводах об изменениях базиса эрозии. Они иллюстрируются схемой развития р. Студеной (рис. 5.6).

Первый этап характеризовался нормальным эрозионным врезом. Шестая—восьмая террасы рек Лагерной и Студеной свидетельствуют о диагональном врезании в долинах [102]. Долина р. Лагерной в нижней части занимала в значительной мере погребенную теперь долину р. Тележной. Долины р. Каменки тогда не существовало, что следует из отсутствия высоких террас и крутого невыработанного профиля дна долины. Врез в р. Студеной достиг уровня современной 35-метровой террасы. Локальное переуглубление дна возникло при большой мощности потока в месте резкого расширения долины и пересечения ею зоны разлома.

В долине рек Лагерной—Тележной в конце первого или на втором этапе произошла перестройка, выразившаяся в смещении потока из долины р. Тележной к востоку, перехвате стока р. Горной. Свидетелями бывшего положения русла являются погребенное дно долины р. Тележной на уровне современной шестой террасы (45—47 м) и эрозионные останцы на этой же высоте, поверхность которых покрыта незначительным чехлом хорошо

окатанного аллювия (рис. 5.7). Отмечается широкое распространение маргинальных каналов на левом склоне долины р. Лагерной и ложбин стока ледниковых вод иного типа на правом склоне и водоразделах.

По поводу времени этих событий можно сказать только то, что они произошли до начала позднего плейстоцена.

Второй этап ознаменовался заполнением долин в результате морской трансгрессии до отметок 100—120 м над современным уровнем моря. Уровень трансгрессии отмечен хорошо сохранившимся до настоящего времени береговым баром [128] в районе долины р. Каменки. Из того факта, что долина р. Каменки прорезает бар, следует более поздний по сравнению с баром возраст ее образования. В статье К. С. Агеева [2] указывается на обратное соотношение бара и долины. Однако морфология бара свидетельствует о его первичности по отношению к долине р. Каменки, а галечники, обнаруженные в долине несколько южнее и ниже по течению от бара, действительно являются морскими, но переотложенными ледниками и ледниковыми водами, на что указывают формы рельефа, сложенные ими, — гляциальные и гляциофлювиальные конусы и гряды. Береговой бар, как и аккумулятивно-абразионная равнина, до высотных отметок 120 м формировался в результате трансгрессии моря на островную сушу во время одной из фаз накопления морских отложений Озернинской толщи. В это время на о. Октябрьской Революции формировалась аккумулятивно-абразионная равнина на высотах до 100—120 м [137]. Эта трансгрессия на севере Сибири называется казанцевской. Более точно определить время формирования бара и лагуны, которую он отчленял от моря, пока не представляется возможным. Ко времени этой сложной трансгрессии относится заложение долины р. Каменки, днище которой на уровне современной 35-метровой террасы было приурочено к определенному базису эрозии — одному из уровней казанцевского моря. Эрозионные террасы высотой 30—35 м в других долинах о. Большевик также переходят в абразионную поверхность.

Третий этап характеризовался врезанием в долинах с образованием 35- и 25-метровых террас во всех исследуемых долинах. Врезание достигло уровня площадки современной 14—18-метровой террасы. По-видимому, эти процессы имели место во время деградации непродолжительного оледенения, имевшего место на Северной Земле после регрессии казанцевского моря и зафиксированного ледниковыми отложениями Стрелкинской толщи.



Рис. 5.7. Узел разветвления долин рек Лагерной и Тележной. Пунктиром обведены эрозионные останцы 45—47-метровой террасы — бывшего дна единой долины рек Лагерной—Тележной.

Четвертый этап развития долин отмечен заполнением устьевых участков рек в результате повышения уровня моря, о чем свидетельствуют морские отложения, залегающие в долине р. Каменки на абсолютной высоте 20—25 м на цоколе эрозионной террасы, лагунно-морские отложения в долине р. Лагерной на поверхности 15-метровой эрозионной террасы. Эта трансгрессия

на о. Октябрьской Революции привела к накоплению отложений Подъемнинской толщи и сопоставляется с северосибирской каргинской трансгрессией. Но если на о. Октябрьской Революции каргинские морские отложения определяются на абсолютных высотах до 80 м [137], то на юге о. Большевик морские и лагунно-морские отложения залегают на абсолютных высотах не более 25—30 м.

Пятый этап характеризуется мощным врезом во всех долинах, формированием 14—18-, 10—12-, 5—7-метровых и более низких террас, погребенных в настоящее время в устьевых участках рек (см. рис. 5.4). Отмечено образование каньонов в долинах. Глубинная эрозия была наиболее интенсивной в низовьях, где врез от уровня 15-метровой террасы до погребенного тальвега составил 40—45 м; в верховьях глубинный врез, сопровождавшийся интенсивным боковым, распространился на глубину до 30—35 м. Продольные профили днища и террас резко изменились. Нижние видимые террасы, особенно 15-метровая, веером расходятся к устьям и верховьям рек, оставаясь наиболее пониженными в среднем течении рек. В долине р. Каменки в истоках нижние террасы снова сходятся, а в других долинах их схождение погребено ледником. Такой характер продольных профилей свидетельствует о регрессивной эрозии в нижних частях долин в результате снижения уровня приемного бассейна и значительном врезании в верховьях при увеличении стока воды [115, 192]. К этому же времени, по-видимому, относится образование ложбин с глубиной до 30—40 м, ориентированных параллельно долинам рек Каменки, Торы, Лагерной. Эти ложбины, являющиеся в настоящее время долинами притоков основных рек, не имеют террас, заполнены частично обломочным материалом значительной мощности с глыбами мертвого льда.

Интенсивный глубинный врез привел к выносу тех аллювиальных и морских отложений, которые были сформированы на предыдущих этапах развития долин. Валуно-галечные отложения небольшой мощности, вскрывающиеся иногда скважинами на погребенном дне долин, являются остатками аллювия более ранних этапов развития рек.

Пятый этап более определенно связывается с широко известной регрессией Мирового океана, максимальная фаза которой относится большинством исследователей к рубежу 16—20 тыс. лет назад [89, 207]. Именно в это время и до 6—7 тыс. лет назад, когда уровень моря вновь поднялся до отметок, близких современ-

менным, произошло максимальное врезание в долинах. С другой стороны, к отрезку времени от 12 до 9 тыс. лет назад относится деградация сартанского оледенения на Северной Земле [105, 111], в результате которой ледники значительно сократились или почти исчезли с островов, а их талые ледниковые воды были одной из главных причин интенсивной перестройки речной сети. Начало вреза относится к послекаргинскому времени.

В течение шестого этапа развития долин происходило их заполнение грубообломочным материалом. В устьевых частях рек накапливались мощные (до 30 м) гляциально-флювиальные и морские отложения. Выше по течению вскрываются более грубые отложения, в которых преобладают неокатанные и плохо окатанные обломки. Этот же материал заполнял эрозионные ложбины притоков рассматриваемых рек. Наносы переносились недалеко и откладывались быстро. В некоторых случаях, возможно, существовало отложение из структурных селевых потоков в виде забоя на определенных участках долин. Заполнение долин наносами происходило на фоне подъема уровня моря и продолжающегося поступления большого количества воды и наносов при быстрой деградации оледенения.

Время шестого этапа развития долин косвенно устанавливается по возрасту торфа, содержащегося в аккумулятивных террасах долин. В. Н. Бондаревым, Т. Д. Боярской, А. Г. Костяевым определен возраст торфа из 10—12-метровой террасы р. Студеной, который оказался равен 8630 ± 160 лет [18]. Торф, по мнению исследователей, переотложен в верхнюю часть 15-метровой толщи гляциально-флювиальных отложений. Следовательно, можно предположить, что заполнение долин отложениями происходило во время климатического оптимума голоцена — 10—9 тыс. лет назад [112].

На современном этапе развития долин о. Большевик в условиях крайне неравномерного, но значительного стока, невыработанности продольных профилей всех водотоков происходит глубинная эрозия, вскрывающая толщи обломочного материала, заполняющие верхние участки долин, врез в коренные породы в средних и аккумуляция аллювия в устьевых частях рек.

Характерной особенностью многих долин южной половины о. Большевик (Лагерной, Торы, Скалистой, Голышева, Студеной и др.) является их расширение вверх по течению, на что впервые указал К. С. Агеев [2]. Он объяснил это явление тектонической деформацией острова, которая придала верхней денудационной

равнине наклон к югу, и реки, стекавшие до этого события в северном направлении, изменили направление стока на противоположное. Такое предположение не подтверждается никакими фактами, кроме существования расширений. Анализ террасовых рядов в долинах, имеющих нормальное распределение, полностью опровергает данное мнение.

Все верхние участки вышеупомянутых долин имеют отчетливые следы эрозионной деятельности талых ледниковых вод. Площади водосборов у краев ледников довольно обширны. Именно за счет интенсивного развития каналов стока талых ледниковых вод во время этапов дегляциации нескольких оледенений верховья долин оказались расширенными. Вниз по течению ледниковых рек сток талых вод концентрировался в одно русло, в котором происходила наиболее интенсивная эрозия. Этот факт также свидетельствует и о том, что ледники разрастались лишь в пределах верхнего денудационного уровня, не занимая значительной площади на прибрежной равнине. Молодые реки, например Каменка, формировались в основном в послесартанское время и поэтому узки на всем протяжении, несмотря на то что располагаются в одной структурной зоне с расширяющимися долинами рек Торы, Лагерной, Скалистой.

Долины рек о. Октябрьской Революции приурочены к денудационной равнине нижнего яруса. Верхний денудационный уровень осложнен лишь ложбинами стока, изредка имеющими U-образные поперечные профили. Несмотря на общую выравненность рельефа, гидрографическая сеть имеет достаточно сложную структуру, а реки объединяют собой разновозрастные участки долин с различным морфологическим обликом и в основном слабо выработанными продольными профилями. В современном рельефе острова видны следы бывших перехватов и перестроек сети долин. Так, например, долина р. Бедной по верхним террасам переходит в долину р. Ушакова в среднем течении, свидетельствуя о существовании единой прadolины, объединявшей субмеридиональные отрезки современных долин рек Озерной, Бедной, Ушакова. Река Озерная, вытекая в настоящее время из приледникового озера, далеко не всегда имела зарегулированный сток в связи с неоднократной ликвидацией подпрудного бассейна — оз. Фиордового [105].

Конфигурация долин, направление которых не зависит от простираения геологических структур, ориентировка части долин вдоль краев современных ледников, наличие запруженных лед-

никами озер свидетельствуют о том, что ледники играли значительную роль в развитии гидрографической сети о. Октябрьской Революции, как в обеспечении талыми ледниковыми водами, так и в предопределении ее рисунка.

Так же как и на о. Большевик, здесь выделяются долины различных возрастных генераций. Самыми древними из них являются крупные понижения рельефа между ледниками Вавилова и Дежнева, горами Встречной и Серп и Молот. В эти широкие корытообразные ложбины верхнего яруса врезаны молодые реки, однако также разновозрастные. Из них наиболее древнее заложение имеет р. Озерная, в среднем течении которой вскрываются среднеплейстоценовые морские отложения. Долина р. Озерной так же, как и более молодые долины рек Ушакова, Книжной, Темной, Матусевича, Ледниковой, Большой, террасирована. В долинах рек Курчавой, Сланцевой, Незаметной, Подъемной, Песчаной, Известняковой, верхнем отрезке долины р. Ушакова террасы практически не выражены или имеют локальное распространение. Притоки некоторых зрелых долин имеют U-образное сечение, крутые продольные профили и глубоко врезаны — до 50 м. Эти долины наиболее молоды. К ним относятся: правый приток р. Матусевича, долины ручьев, впадающих в бух. Красную с севера, долина у основания уступа г. Серп и Молот и другие, имеющие меньший врез.

Характерной особенностью большинства более или менее крупных долин является наличие в каждой из них различных по морфологии участков нижнего долинного яруса. Поперечные профили U-образной формы в верховьях сменяются каньонами и ящикообразными участками вниз по течению рек. Плоское и широкое дно в сочетании с прямыми склонами характерно для многих участков долин, т. е. они имеют трапецевидное сечение, как и в долинах о. Большевик.

Устьевые области практически всех крупных рек так же, как и на о. Большевик, представляют собой заливы или эстуарии, в различной степени заполненные отложениями. Широкие плоские днища с развитыми фуркациями русел имеют долины р. Озерной, начиная со среднего течения до устья, долина р. Ушакова в устьевой части.

Наличие ярко выраженных признаков эрозионного воздействия (цикловые террасы, эрозионные ложбины, флювиальные отложения и т. д.) и одновременно незначительное количество участков долин с U-образным поперечным профилем (долина

р. Каньона, долина у подножия г. Базарной), которые принято считать обусловленными ледниковой экзарацией, позволяют утверждать, что долины острова являются флювиальными формами рельефа, не испытывшими заметной механической обработки ледниками, несмотря на периоды заполнения их льдом, о чем свидетельствуют характерные конусообразные формы рельефа, сохранившиеся в долинах после отступления из них ледников. Однако для долин острова ледниковые формы рельефа менее характерны по сравнению с долинами о. Большевик, где они продолжают образовываться и в настоящее время. Этот факт указывает на менее значительную энергию ледников о. Октябрьской Революции по сравнению с ледниками о. Большевик на последних этапах развития оледенения.

В долинах рек Ушакова и Книжной в центре о. Октябрьской Революции выделяются террасовые уровни (рис. 5.8) высотой 1,5—3; 5—10; 12—15; 17—25; 30—40 и 45—50 м [114]. При сравнении высот террас рек о. Октябрьской Революции (Ушакова, Книжной, Темной, Озерной) и рек о. Большевик (Лагерной, Каменки, Студеной) видны некоторые отличия. В целом аналогичные террасы долин о. Большевик выше на 1—3 м. Кроме того, в долинах о. Октябрьской Революции террасы имеют постоянную высоту над днищами долин по простирацию последних. Данные отличия могут быть объяснены различными подходами к исследованию террасовых рядов. В долинах рек о. Октябрьской Революции измерялись высоты площадок террас вместе с чехлом обломочного материала. В долинах о. Большевик в силу отсутствия в большинстве случаев рыхлого покрова террас измерялись высоты цоколей террас, почти соответствующих уровням площадок. Мощность рыхлого чехла на поверхности террас в долинах о. Октябрьской Революции составляет 1—3 м, иногда достигая 11 м [114].

По достаточно обоснованному мнению Л. Л. Розанова, цоколь террасы и аллювиальный чехол могут быть сформированы в различные фазы развития реки [152]. По-видимому, именно цоколи речных террас, лишенные аллювия или с незначительным чехлом инстративного аллювия, являются надежными свидетелями циклов врезания, в течение которых только и возможно образование террас как форм рельефа. Констративный или перстративный аллювий, залегающий на коренном цоколе террасы, является свидетелем иной стадии развития реки. В долинах рек Северной Земли мощность инстративного аллювия или, скорее,

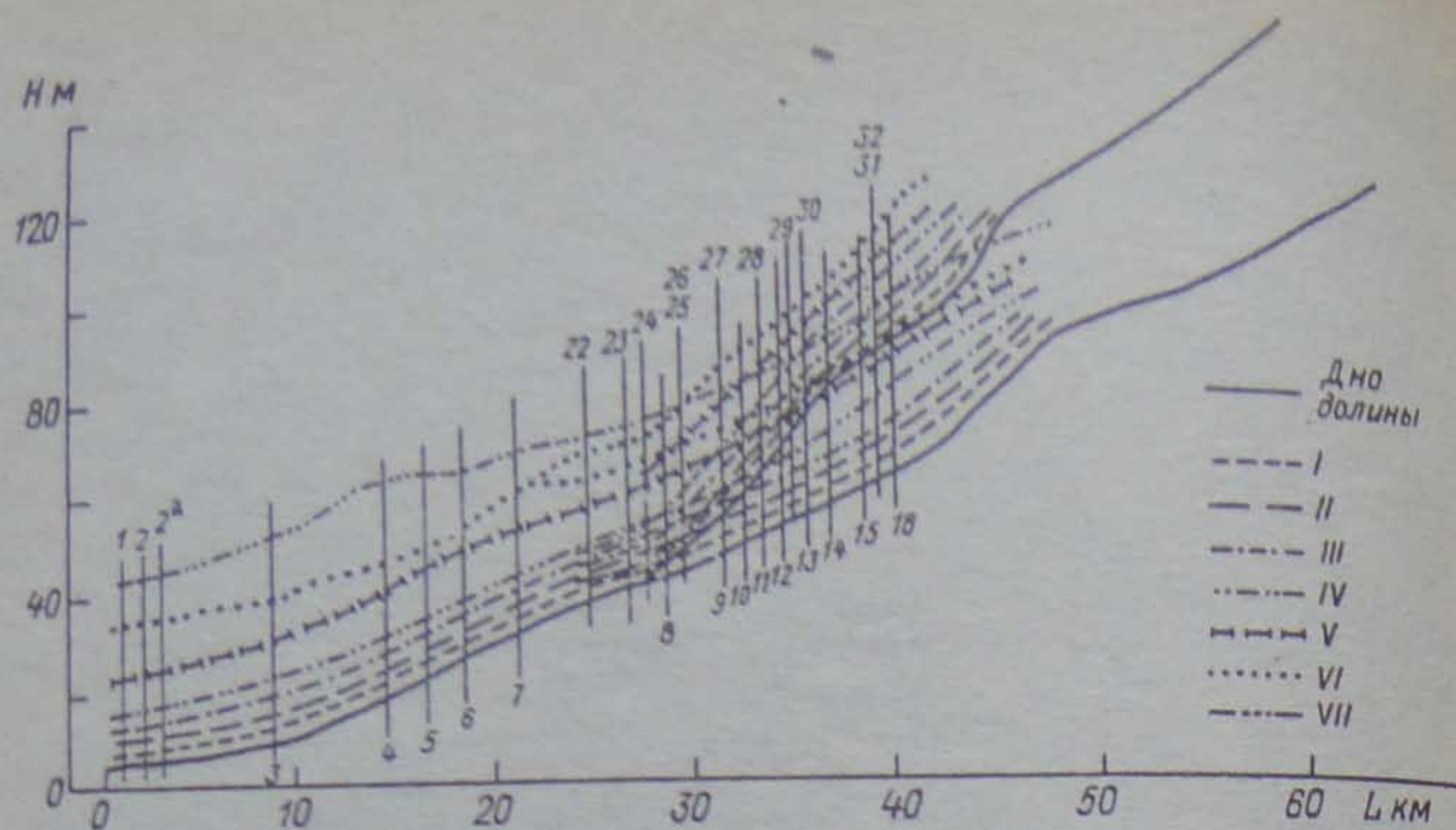


Рис. 5.8. Продольные профили р. Ушакова и ее притока — р. Книжной (по В. М. Макееву, Д. Б. Малаховскому, В. В. Махову)
Тонкие вертикальные линии — поперечные профили; I—VII — террасы.

гляциально-флювиальных отложений стадии врезания, невелика, а зачастую они вообще отсутствуют. С другой стороны, рыхлый чехол на поверхности цоколя может быть сложен морскими или ледниковыми отложениями. Например, в долине р. Торы в среднем течении реки на цоколе 25-метровой террасы залегают инстративный аллювий мощностью 1 м и голубовато-серые суглинки с морской фауной, слагающие ледниковый конус высотой 2,5 м.

Поэтому при прослеживании террас по долинам рек необходимо четко различать их поверхности и цоколи, часто имеющие различный возраст и даже происхождение. Систематизация террас по высотам площадок без учета мощности и строения материала, залегающего на цоколях, может привести к отождествлению террас различного возраста хотя бы и одной высоты (рис. 5.9). На этапе IV вторая надпойменная терраса имеет различный возраст на противоположных склонах долины.

Несмотря на то что на террасах в долинах о. Октябрьской Революции мощность рыхлого материала незначительна, в вышеуказанной работе [114] авторы столкнулись с трудностью группировки террас по высотам, так как последние все же значительно разнятся. Если же снять чехол рыхлого материала с террас

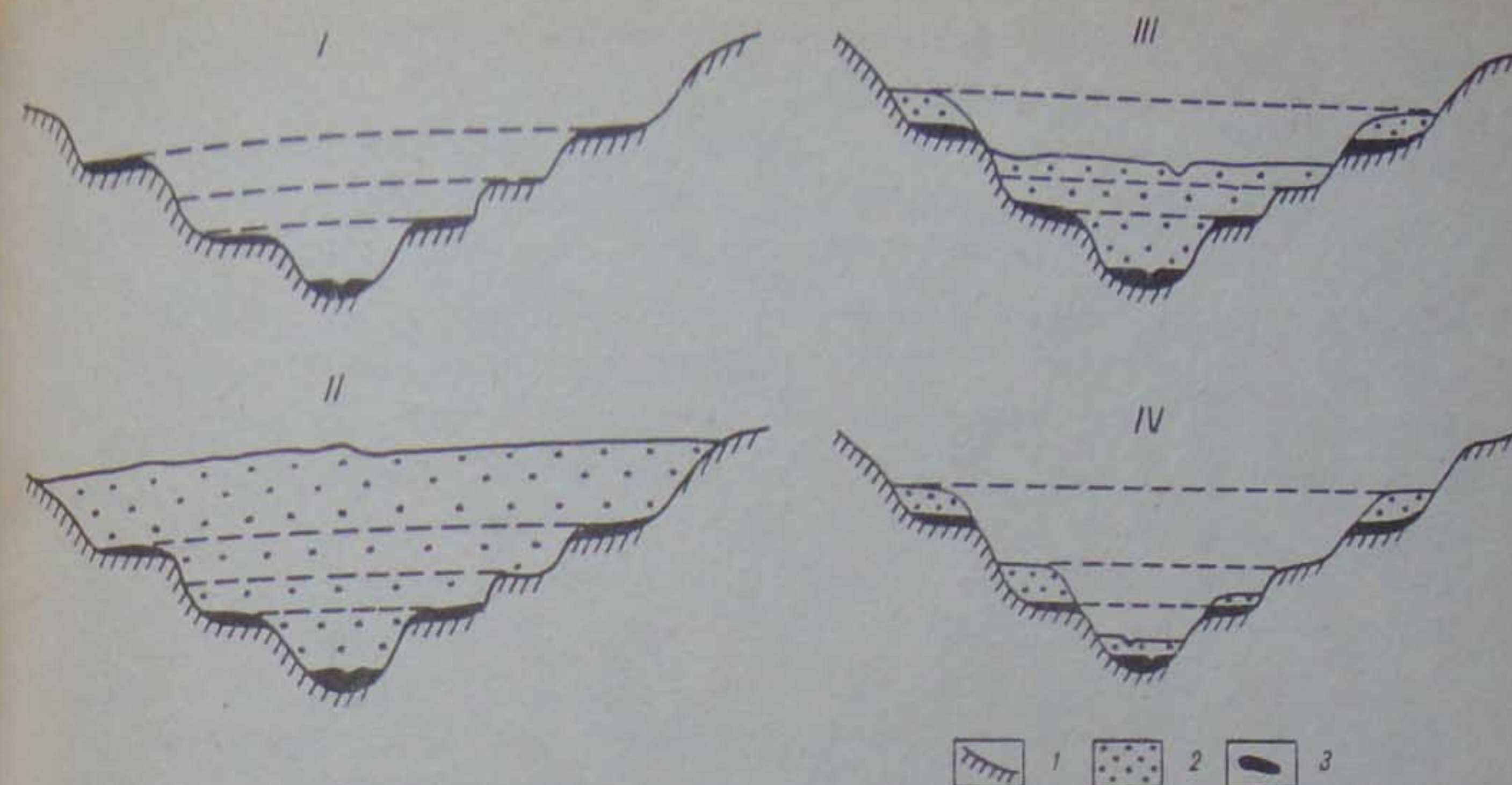


Рис. 5.9. Схема этапов развития долины.
1 — коренное ложе; 2 — констративный аллювий; 3 — инстративный аллювий.

исследованных рек, то становится заметным изменение высот одновозрастных террас по простираанию долин. Так, в р. Книжной вторая, третья и четвертая надпойменные террасы понижаются вниз по течению, в долинах рек Озерной и Стройной происходит их повышение в этом же направлении. Н. Г. Загорская также отмечала повышение террас р. Озерной вниз по течению [74].

Из имеющихся построений [114] видны общие черты в облике долин рек сравниваемых островов, заключающиеся в наибольшей степени развитости третьих и четвертых надпойменных террас высотой 14—18 и 25—28 м для о. Большевик, 12—13 и 22—24 м — для о. Октябрьской Революции, а также в аналогичном строении переуглубленных устьевых участков. Исходя из схожести строения долин, можно предположить, что основные этапы их формирования в позднем плейстоцене и голоцене на островах архипелага совпадали.

Из отличительных черт следует упомянуть найденную пока только в устье р. Песчаной на о. Октябрьской Революции лагунно-морскую террасу высотой 3—4 м, которая переходит в надпойменную речную террасу. Возраст погребенного торфа из этой террасы (см. рис. 4.3) свидетельствует, что повышение уровня

моря на несколько метров относительно современного имело место на острове около 3,5 тыс. лет назад.

Остров Комсомолец в ряду других островов архипелага занимает особое место по многим особенностям геоморфологического строения и, в частности, по характеру речных долин. Если долины юго-западной части острова, врезанные в девонские карбонатные и пестроцветные гипсоносные породы, имеют черты сходства с долинами других островов, то долины северной и восточной частей острова представляют собой уникальные явления, нигде на Северной Земле не повторяющиеся. Их особенность вызвана тем, что они врезаны в рыхлые четвертичные отложения, представленные в основном песчаной толщей морских отложений мощностью до нескольких десятков метров. На севере и северо-востоке острова коренные породы эрозионными врезами глубиной до 25 м не вскрыты, а на северо-западе рыхлый чехол залегает прерывисто на коренных породах.

Глубина долин до 25 м, длина — до 25—30 км. Низовья крупных рек, таких, как Многоструйной, Посадочной, Трубы, Капризной и других, характеризуются широкими (до 1 км и больше) плоскими днищами, пологими (10—12°) слегка вогнутыми склонами. Такой облик, напоминающий искусственно созданные каналы, долины имеют на большем своем протяжении, а долина р. Трубы — по всей длине (рис. 5.10). В устьевых частях склоны выполаживаются, а пойма значительно расширяется. Дельты часто выдвигаются в море на значительное расстояние от линии берега — до 3 км в р. Посадочной. Ширина объединенной дельты рек Многоструйной и Близкой достигает 10,5 км при длине рек около 25 км. В условиях незначительного падения продольных профилей русла склонны к фуркациям. Во время летних паводков, вызванных повышением температуры воздуха и последующими периодами повышенной абляции на леднике Академии Наук, сток происходит по всей ширине днищ долин, но глубина потоков не превышает 1 м. В верховьях морфологические черты долин ближе к нормальным — они сужаются, уклоны дна увеличиваются, склоны становятся круче.

Склоны долин террасированы, но террасы фрагментарны, узки (до нескольких десятков метров) или плохо выражены. Более или менее протяженные террасы прослежены по долинам рек Трубы и Капризной (рис. 5.11). В долине р. Трубы наблюдались следующие террасы: 5—10, 12—14, 15—18 м. Нижняя терраса хордовая, верхние повышаются вниз по течению. В

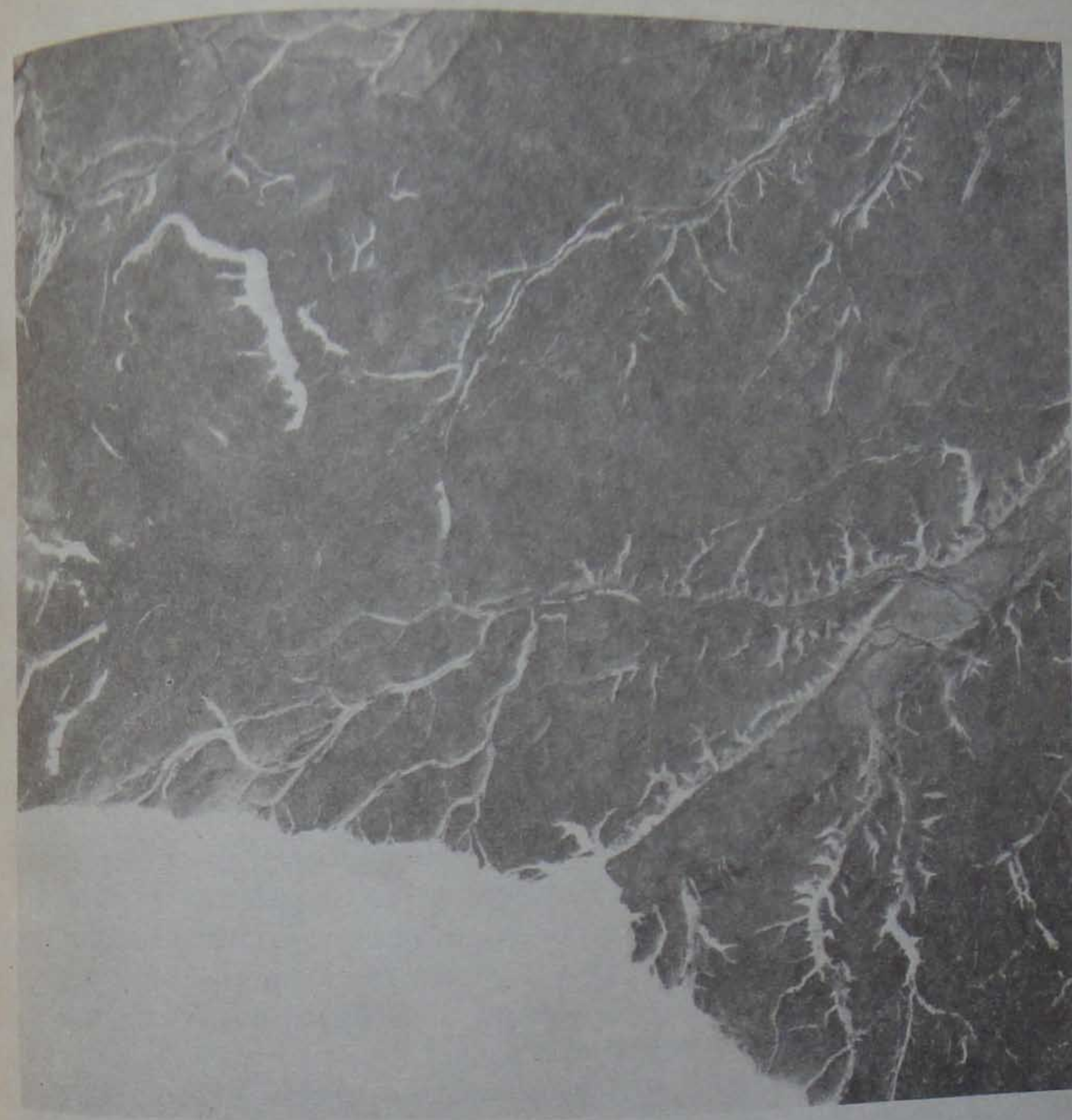


Рис. 5.10. Долина р. Трубы и ложбины стока талых ледниковых вод (показаны стрелками) на о. Комсомолец.

долине р. Капризной террасовые площадки еще более фрагментарны и невыразительны. Преобладают скульптурные террасы. Отличить их от аккумулятивных (см. сноску на с. 116) достаточно трудно, так как и те, и другие сложены одинаковыми по составу песчаными отложениями, но в аккумулятивных вскрываются косослоистые толщи песков и галечников, а эрозионные вырабатаны в „коренных” горизонтальнослоистых морских песках. Пачки косослоистых песков видимой мощностью до 25 м присло-

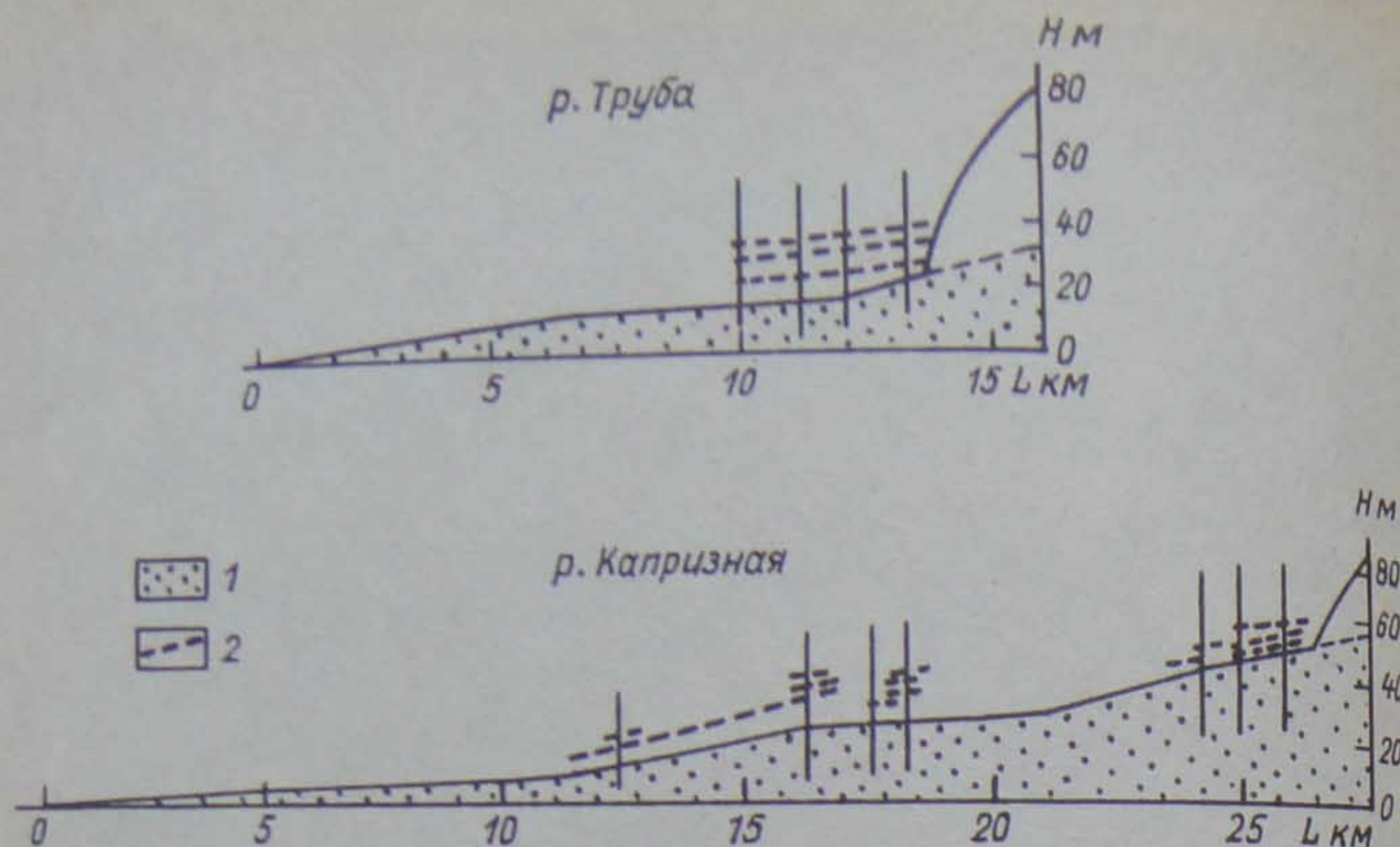


Рис. 5.11. Продольные профили долин рек Трубы и Капризной.

1 — пески; 2 — террасы.

Тонкие вертикальные линии — поперечные профили.

нены к „коренным” склонам долин. Ориентировка косой слоистости указывает направление палеостока от ледника к морю. Иногда пески, отложившиеся в условиях значительного водного и твердого стоков, содержат в себе остатки древесины различной степени сохранности, угольную крошку, разбиты системой трещин, усложняющей строение разреза.

Долины меньшего размера, не имеющие террас, в низовьях или практически на всем протяжении также отличаются широким плоским дном, наличием в устье эстуария. Все устьевые части рек о. Комсомлец представляют собой эстуарии на различных стадиях заполнения наносами. Те реки, которые имеют ледниковое питание или имели его в прошлом, характеризуются значительным стоком воды и наносов, что ведет или приводило к полному заполнению эстуариев и дальнейшему выдвиганию в море лопастных дельт. Небольшие водотоки, потерявшие связь с ледником, не способны в связи с маловодностью обеспечить достаточный сток наносов для выполнения устьев.

Для рек острова также характерно наличие в долинах ближе к современным ледникам погребенного льда. В верховьях правого притока р. Трубы глетчерным льдом сложены эрозионные остан-

цы высотой 7—8 м. В устье левого притока р. Трубы склоны долины состоят из льда, видимая мощность которого 10 м. В основании склонов в верхнем течении р. Капризной русловой поток вскрывает ледяные толщи. По своему залеганию ледяные глыбы в долинах о. Комсомлец сходны с ледяными телами в долинах о. Большевик и, вероятно, были погребены после сокращения ледников, оставивших в понижениях рельефа отдельные мертвые поля льда. Косвенным признаком погребения льда в долинах рек могут служить вышеупомянутые трещины, наблюдающиеся в косослоистых пачках песков, прислоненных к склонам долин. Их происхождение, возможно, связано с таянием погребенного льда. Сбросы подобного типа описаны в различных районах древнего оледенения Земли и, в частности, в гляциально-флювиальных отложениях на юге провинции Онтарио [208].

Захоронение ледяных тел флювиальными отложениями и вытравливающим моренным материалом создало условия для их сохранения до настоящего времени. Наличие их в долинах затрудняло сток талых ледниковых вод и являлось условием образования подпрудных водоемов в долинах. От постепенно спускавшихся водоемов на склонах остались лестницы береговых линий. Радиоизотопные исследования погребенного льда показали, что изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в нем одинаков по сравнению со льдом, относящимся к малому ледниковому периоду из керна центральной части ледника Академии Наук (см. гл. 3).

Широкие плоские днища при невысоких склонах, эстуарии в устьевых частях долин дают возможность предположить наличие переуглубленного тальвега под мощными флювиальными накоплениями, заполнявшими долины после фазы глубокого врезания. Остатки косослоистых толщ, прислоненные к склонам, свидетельствуют о заполнении эрозионных врезов флювиальными отложениями и последующем их размыве в течение нового этапа врезания.

Своеобразные особенности морфологии долин о. Комсомлец обусловлены характером отложений, в которые они врезаны. Рыхлый материал, слагающий абразионно-аккумулятивную равнину, в условиях низкого положения базиса эрозии и значительного стока с деградировавших ледников размывался очень быстро. Интенсивная боковая эрозия приводила к уничтожению сформированных террас. Последующее заполнение долин отложениями происходило при сохранявшемся большом стоке талых вод

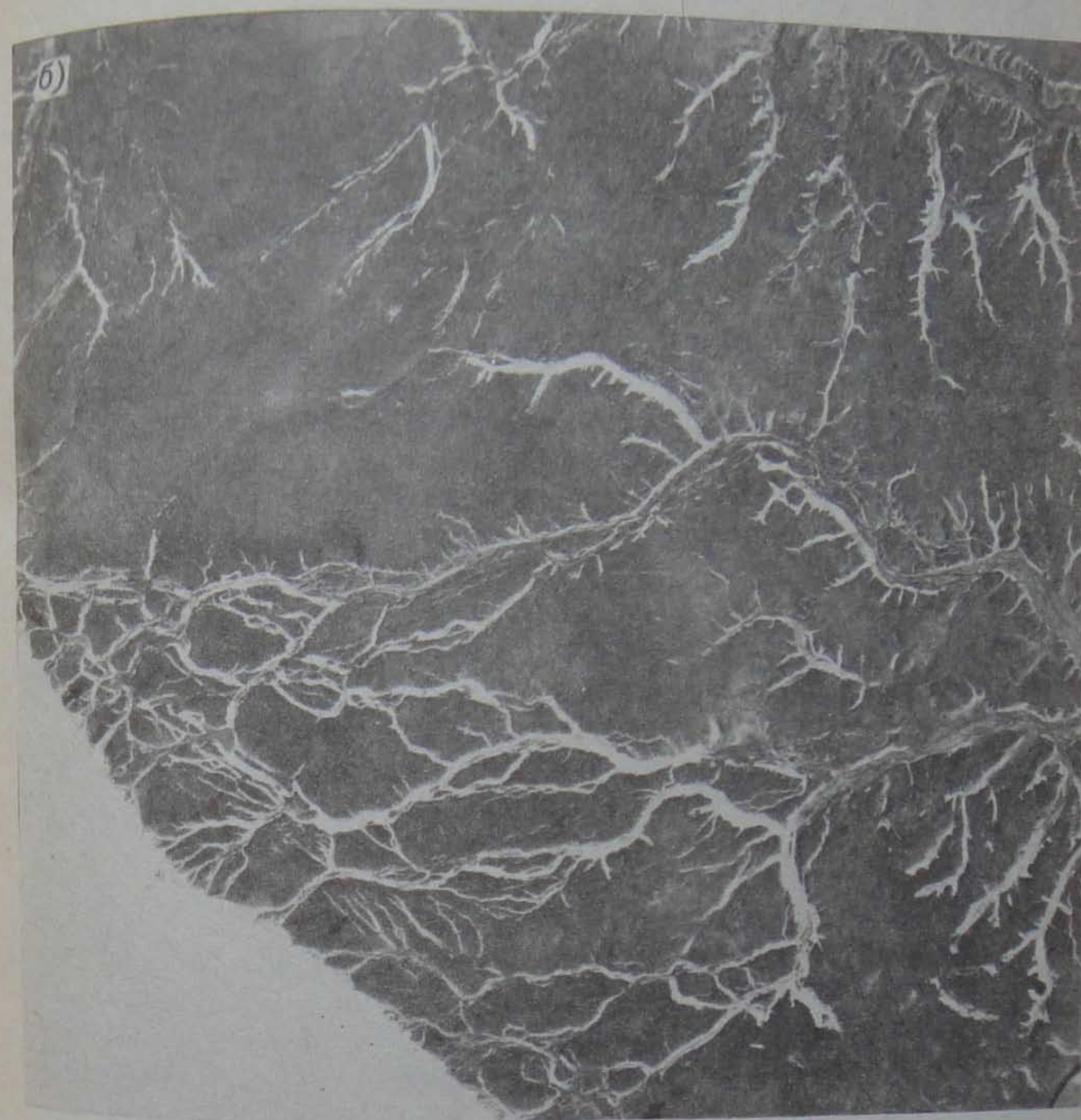


Рис. 5.12.

а — Ложбины стока талых ледниковых вод на склонах долин и водоразделов, формирующихся в настоящее время при отступании ледников.

б — Маргинальные каналы вдоль края ледника Академии Наук (о. Комсомо-

и наносов, но в условиях подъема уровня моря и уменьшения уклонов водной поверхности потоков. Такая схема развития долин о. Комсомолец, совпадающая с ходом развития долин других островов в конце позднего плейстоцена и голоцене не противоречит выявленным особенностям строения долин. Прямые доказательства возраста заполняющих долины отложений пока отсутствуют. Более того, в косослоистых толщах, сохранив-



лах южной части о. Большевик. Стрелками показаны серии маргинальных каналов, в долинах (показаны стрелками) и на водоразделах (пунктирные стрелки).

шихся от этапа заполнения долин, обнаружены третичные органические отстатки [76]. Однако похоже, что они переотложены, так как содержатся в песках, вложенных в долины, выработанные в верхнечетвертичных морских отложениях, возраст которых пока непосредственно не определен из-за незначительного содержания в них органического материала. Но определен возраст аналогичных песков в юго-западной части острова, где они относятся к



Рис. 5.13. Современные маргинальные каналы в долинах (показаны стрелками) и „нагорные террасы” на водоразделах (пунктирные стрелки) южной половины о. Большевик.

Подъемнической толще морских верхнечетвертичных отложений (см. гл. 4). Таким образом, долины рек, выработанные в морской аккумулятивной равнине о. Комсомолец, могли быть образованы не ранее верхнего плейстоцена. Этап заполнения долин косослоистыми песками с большим количеством переотложенного органического материала так же, как и на о. Большевик, имел место в конце позднего плейстоцена и голоцене. Глыбы льда, вскрываю-

щиеся в настоящее время в долинах, судя по исследованиям льда, могут относиться к активизации оледенения Северной Земли в течение малого ледникового периода.

Береговые валы высотой до 1 м, распространенные в дельтах крупнейших рек, свидетельствуют о подъеме уровня моря на несколько метров в позднем голоцене.

5.2.2. Формирование ложбин стока талых ледниковых вод

Одной из важнейших особенностей эрозионной сети островов архипелага является существование наряду с нормальными речными долинами обширной сети эрозионных ложбин, в основном лишенных современного стока, распространенных на склонах долин, возвышенностей и водоразделах (см. рис. 5.7, 5.12, 5.13). Ложбины, как правило, коротки, имеют корытообразные или трапециевидные поперечные сечения, лишены террас и притоков, часто пересекаются друг с другом. Уклоны дна в пределах одной ложбины могут быть противоположными на различных ее участках. Такие особенности этих выработанных форм не позволяют считать их речными долинами. Размеры ложбин значительно варьируют даже в пределах одного острова. По приуроченности к определенным формам рельефа и способам формирования их можно отнести к трем группам.

Первая группа ложбин, наиболее многочисленная, распространена на склонах долин рек и возвышенностей. Для этих эрозионных форм характерна ориентировка, совпадающая с направлением долин. Врезы на склонах создают псевдотеррасовую ступенчатость. Наиболее показательным примером ложбин первого рода могут служить врезы на склонах долины р. Студеной на о. Большевик (рис. 5.14). Как видно из схемы, высота тальвегов ложбин увеличивается по направлению от дна долины к ее бровкам. Трапециевидные поперечные профили обусловлены плоским дном и прямыми склонами. По простираию склонов долин весь комплекс боковых врезов может быстро менять высоту. Форма ложбин одинакова на различных островах, несмотря на то что они выработаны в различных по прочности породах. Размеры ложбин в рыхлых песчаных отложениях о. Комсомолец невелики. Их длина может достигать нескольких километров, глубина — нескольких метров. Глубина боковых врезов в породе верхнепротерозойского флишоподобного комплекса о. Большевик до 30 м, протяженность также до нескольких километров.

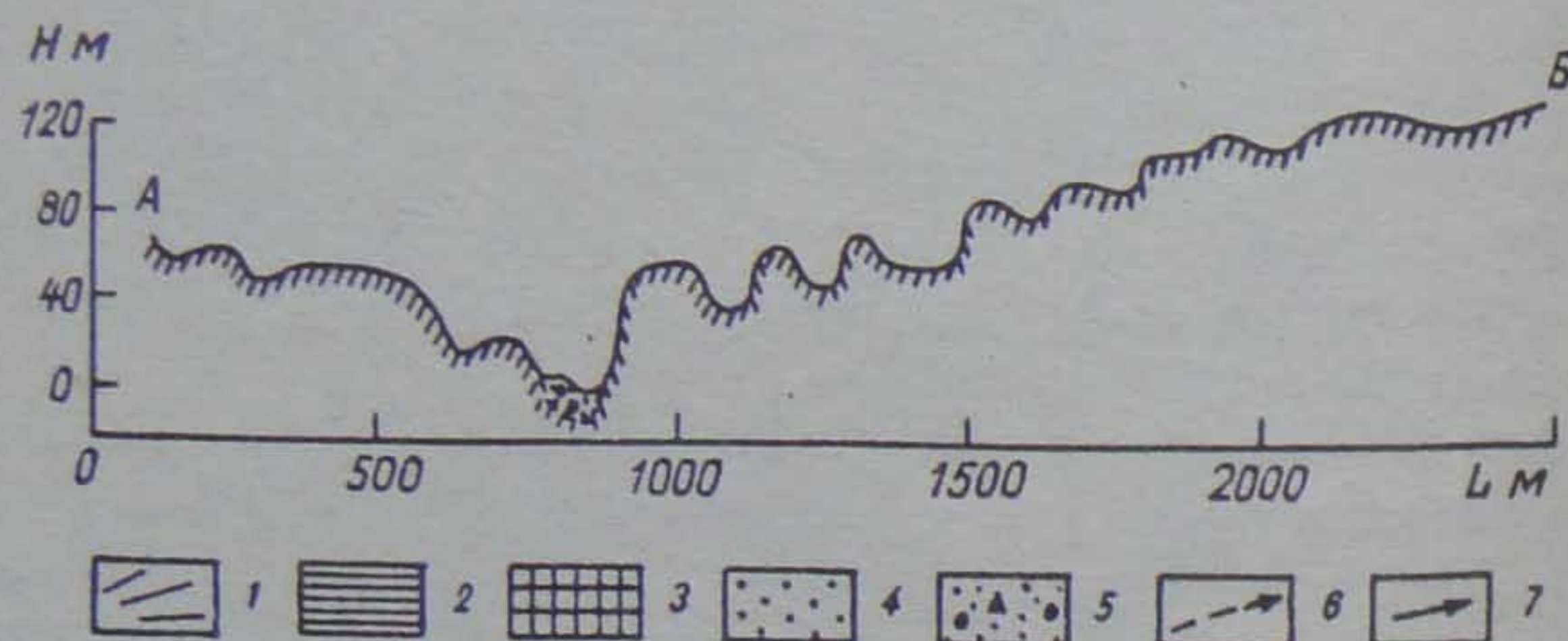
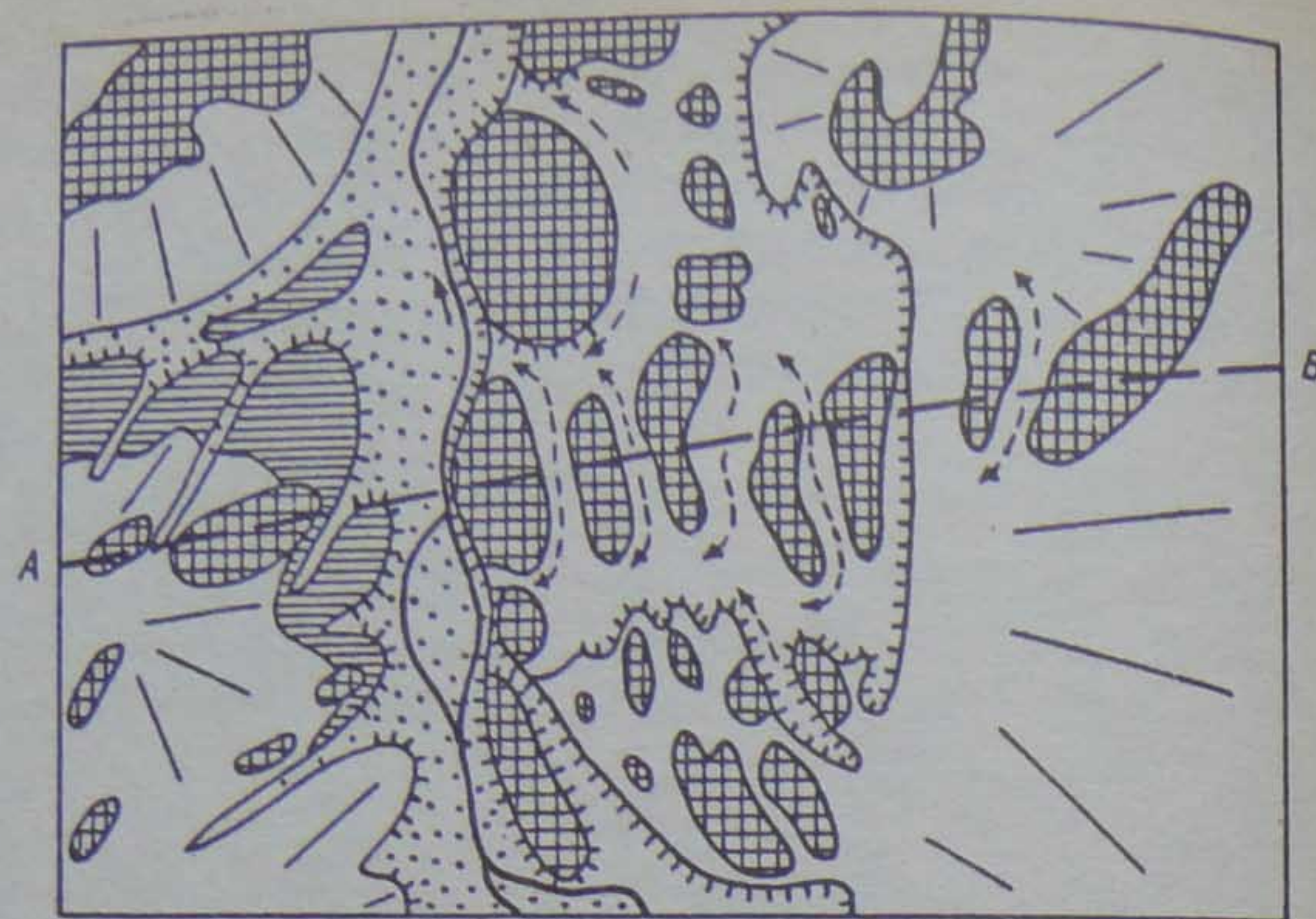


Рис. 5.14. Схема участка долины р. Студеной.

1 — склоны долины; 2 — первая надпойменная терраса; 3 — эрозионные останцы; 4 — пойма; 5 — щебнисто-суглинистая толща, заполняющая дно долины; 6 — направление уклонов дна в эрозионных ложбинах; 7 — направление стока в русле.

Эрозионные рытвины долин всех островов в основном лишены аккумулятивного материала, что свидетельствует о значительной интенсивности эрозии, их выработавшей. На о. Большевик некоторые сравнительно древние эрозионные ложбины частично заполнены гляциально-флювиальным материалом шестого этапа развития долин, характеризовавшегося накоплением мощных толщ грубообломочного материала.

На о. Октябрьской Революции эрозионные ложбины первого рода встречаются реже и в работах Н. Г. Загорской [74] названы двойными руслами, а их образование объясняется заполнением долин снежниками и смещением эрозии во время периода таяния на склоны долин параллельно тальвегам. Аналогичный способ образования краевых каналов стока паводковых вод на Земле Франца-Иосифа предложил В. Л. Суходоровский [165]. Однако эта точка зрения на происхождение боковых врезов достаточно противоречива. Трудно представить, что горные породы более подвержены разрушающему воздействию потоков воды, чем снежники, сохраняющиеся в долинах. На Северной Земле и в настоящее время многие долины к периоду таяния остаются заваленными снегом до бровок, но эрозионная деятельность потоков талых вод концентрируется прежде всего в снежниках вдоль осей долин в связи с их вогнутым профилем и не распространяется на водоразделы и склоны долин.

Эрозионные ложбины, аналогичные вышеописанным, образуются на о. Большевик в настоящее время в результате эрозии талых ледниковых вод, происходящей в твердых и рыхлых породах на контактах с отступающими из долин ледниками. Последовательные положения краев деградирующих ледников фиксируются новыми каналами стока ледниковых вод (рис. 5.15). Такие эрозионные формы с полным основанием можно назвать маргинальными каналами. Возникновение долинных маргинальных каналов предопределяется появлением препятствий, мешающих свободному стоку воды и направляющих течение вдоль склонов долин. Такими препятствиями здесь могут быть только ледники. Во время деградации оледенений на водоразделах поля ледников и снежников распадались на участки мертвого льда, в долинах оставались ледниковые лопасти, о чем свидетельствуют вскрываемые эрозией погребенные глетчерные льды. По мере сокращения языков появлялись условия для стока талой воды вдоль склонов освобождавшихся ото льда долин, на которых и вырабатывались маргинальные каналы. Наличие маргинальных каналов на обоих склонах долин или на одном из них объясняется строением долин и характером деградации омертвевших ледяных полей. На различных стадиях деградации оледенений предложенный механизм образования маргинальных каналов проявлялся в различных масштабах. Современные каналы невелики по размерам и отражают сравнительно слабую активность талых ледниковых вод. Маргинальные каналы прошлых этапов деградации

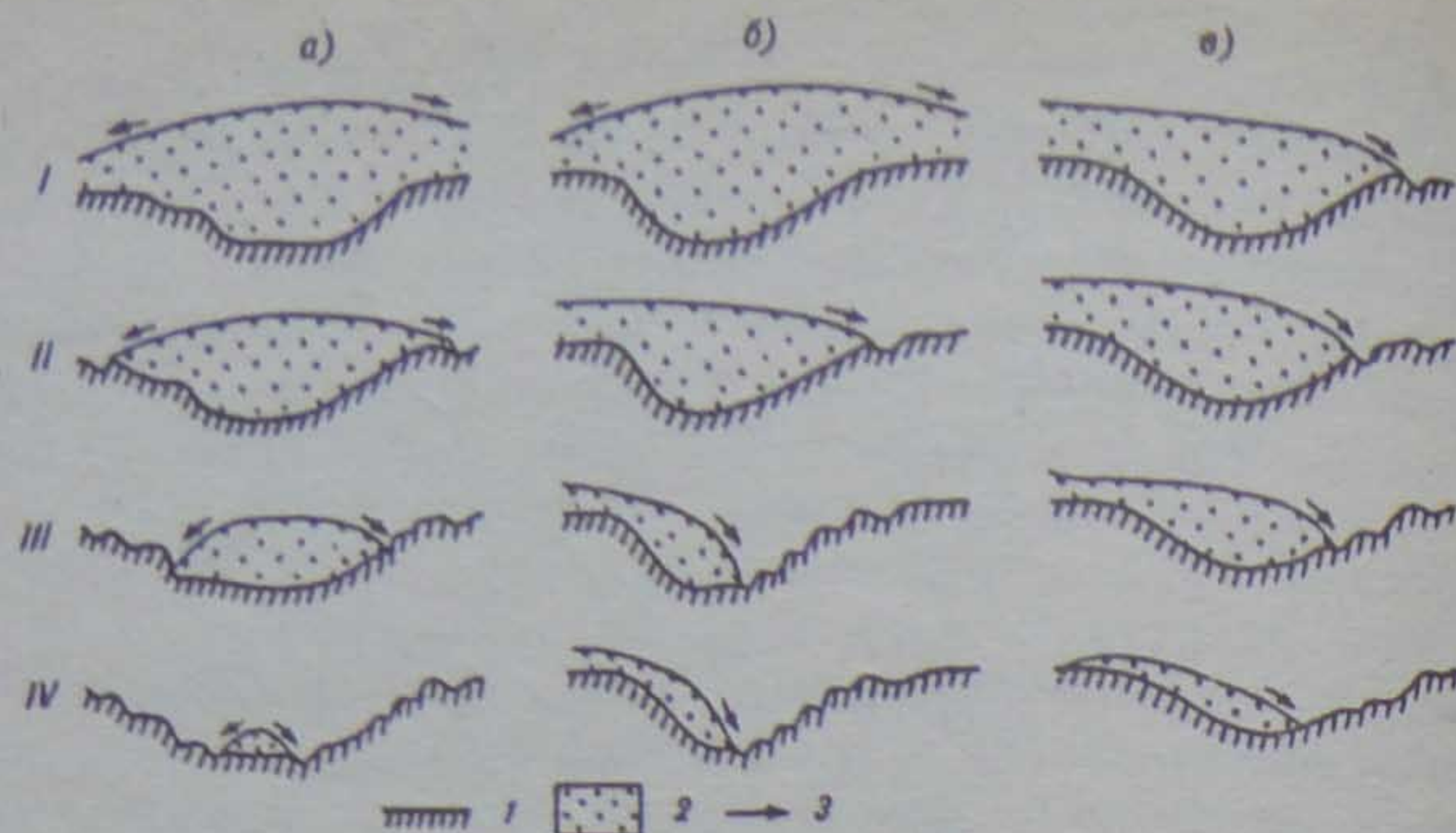


Рис. 5.15. Схема образования маргинальных каналов в долинах (поперечный разрез долины, заполненной льдом).

1 — коренное ложе; 2 — ледники; 3 — направление стока талых ледниковых вод; I—IV — стадии формирования маргинальных каналов.

а, б, в — случаи деградации ледниковых тел в зависимости от строения долины (а, б) и характеристик стаивания льда (в).

циации отличались значительными размерами вследствие быстрого и активного таяния ледников и большой эрозионной способности водотоков.

Наблюдения за образованием маргинальных каналов в речных долинах и характерной, особенно для о. Большевик, ступенчатости склонов в пределах верхней поверхности выравнивания привели к выводу о возможно едином механизме их формирования. Широкие (десятки и сотни метров) площадки на склонах возвышенностей, такие, которые принято называть нагорными террасами, могли быть образованы с помощью эрозионной деятельности талых ледниковых вод. Ледники, покрывавшие водоразделы на ранних стадиях оледенения, при сокращении на этапе дегляциации занимали все более низкое положение, а на контактах со склонами талые ледниковые воды в сочетании с интенсивным физическим выветриванием производили работу по разрушению склонов и выносу обломочного материала, что приводило к образованию на склонах ряда последовательно понижающихся террас. Это предположение находит подтверждение в работе Маннерфельта по Северной Швеции, где на склоне одной из

возвышенностей обнаружены 78 последовательно снижающихся маргинальных каналов и террас [205].

Эрозионные ложбины или каналы второго типа развиты на водоразделах. На северо-востоке о. Комсомолец они врезаны в пески, имеют протяженность до 5 км, глубину 5—10 м, крутизну склонов 5—10°, ровное плоское дно шириной 20—30 м (см. рис. 5.10). Более значительные размеры и отчетливость форм характерны для каналов о. Большевик. Обычно их глубина 15—18 м, ширина между бровками 100—200 м, склоны прямые, крутизной от 10 до 30°. Здесь они, как правило, соединяют долины субмеридионально ориентированных рек: Каменки, Торы, Норы, Лагерной, Скалистой, Голышева (рис. 5.16). Открываясь в магистральные долины, каналы часто висают над дном последних на каком-либо из уровней эрозионных террас. Для них характерны пересечения друг с другом. В точках пересечения каналов часто видно, что их днища расположены на различных высотных отметках. Этот факт, по-видимому, свидетельствует о разновозрастности каналов. Пересечением нескольких ложбин на небольшой площади создается скопление эрозионных останцов, придающее местности в плане решетчатый облик (см. рис. 5.12, 5.16).

Так же как и для маргинальных каналов, для водораздельных ложбин характерно отсутствие на дне отложений, пересортированных в водном потоке, или наличие совершенно неокатанного грубообломочного материала. Большинство ложбин лишены современного стока, но некоторые из них продолжают развиваться как речные долины, например, один из правых притоков р. Торы или долины в южной части о. Октябрьской Революции — левые притоки р. Озерной.

Возникновение каналов второго типа также связывается с эрозионной деятельностью талых ледниковых вод. Один из способов образования таких врезов предложил К. С. Агеев при изучении южной половины о. Большевик. По его мнению, на полях мертвого льда были широко развиты каналы стока, которые при продолжавшейся деградации и утонении ледяных тел проектировались на поверхность субстрата, где возникали эрозионные ложбины, не зависевшие от погребавшихся подо льдом речных врезов [2]. Аналогичный способ образования ледниковых ложбин приводят Эмблетон и Кинг, называя их наложенными каналами (superimposed channels) [201]. Наложённые каналы могут быть ориентированы как в перпендикулярном к краю

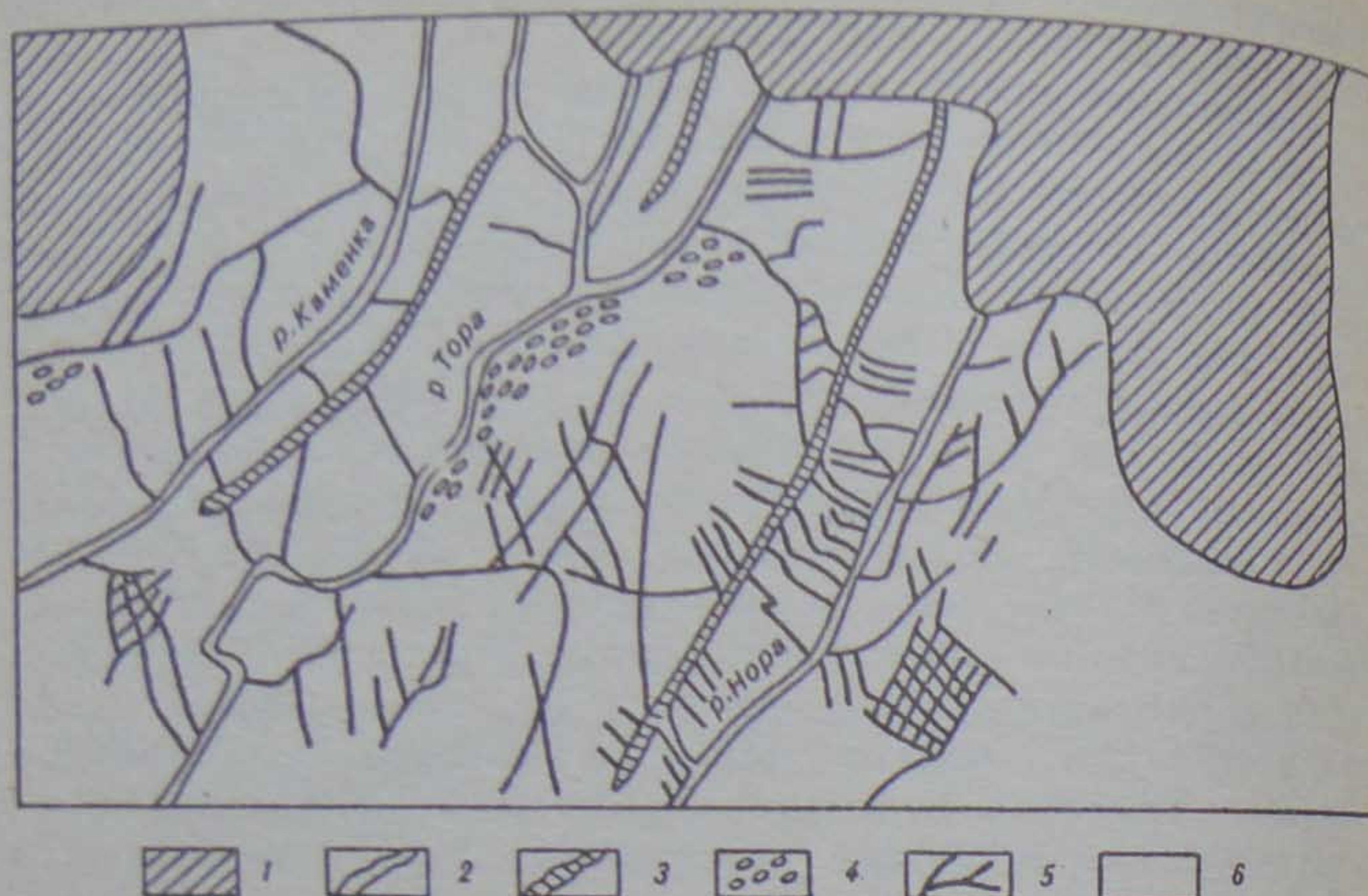


Рис. 5.16. Схема распространения эрозионных ложбин стока на междуречьях в южной части о. Большевик.

1 — коренное ложе; 2 — ледники; 3 — слепо заканчивающиеся ложбины стока неясного происхождения; 4 — эрозионные останцы и маргинальные каналы; 5 — сеть эрозионных ложбин; 6 — суша, свободная ото льда.

ледника направлении, так и параллельно последнему. По-видимому, такой механизм образования каналов стока ледниковых вод приемлем для объяснения ложбин южной части о. Большевик, где не было благоприятных условий для возникновения типичных маргинальных каналов (кроме долин рек) вследствие падения подледных склонов на юг и отсутствия преград для стока талых вод в этом же направлении. Но, судя по плановому рисунку ложбин (см. рис. 5.16), они все же зависели от погребенных подо льдом речных долин, которые по мере освобождения ото льда принимали сток из ложбин, способствовавший формированию маргинальных каналов в долинах.

На островах Большевик и Октябрьской Революции, кроме каналов, происхождение которых связывается с ориентировкой краевых частей ледников, имеют место глубоко врезаемые (до 40 м) нетеррасированные долины, как правило, перпендикулярные современному краю ледников. Их направление совпадает с

общим уклоном земной поверхности и ориентировкой основных долин. На о. Большевик эти врезы встречены на междуречье рек Каменки и Торы (см. рис. 5.16), являются долинами притоков рек Норы и Лагерной. Частично заполненные грубообломочным материалом с ледяными глыбами, они ящикообразны в поперечном сечении, имеют сложные продольные профили с противоположно направленными участками, иногда заняты ледниками.

На о. Октябрьской Революции примерами глубоко врезаемых долин с приведенными признаками могут служить: долина правого притока р. Матусевича, долина у подножия г. Серп и Молот и др. Их образование также связывается с деятельностью талых ледниковых вод и синхронизируется с этапом вреза долин в конце позднего плейстоцена, однако способ образования рассматриваемых форм пока остается неизвестным.

Возраст маргинальных и наложенных каналов островов Большевик и Октябрьской Революции трудно определим, так как породы, в которые они врезаются, древние, а по содержащемуся в ложбинах рыхлому материалу пока нет возрастных определений. Приуроченность маргинальных каналов к высоким террасам речных долин о. Большевик свидетельствует только о том, что они могли появиться в течение всего позднего плейстоцена. Эрозионные ложбины этих островов возникали в несколько этапов, подтверждение чему видится в пересечении каналов на разных высотных уровнях, образовании сети каналов. По-видимому, на каждом из этапов дегляциации в позднем плейстоцене — голоцене существовали условия для образования ложбин стока талых ледниковых вод. Положения краевых зон древних ледников на этих этапах не были одинаковыми, что в настоящее время запечатлено в пересечениях эрозионных ложбин. Сохранность выработанных врезов сравнительно древних стадий отступления ледников обусловлена прочным субстратом, в котором они выработаны.

На о. Комсомолец в рыхлых отложениях, представленных песками, маргинальные и наложенные каналы вряд ли могли сохраниться долгое время. Поэтому эрозионные ложбины, вероятно, являются свидетелями деградации последнего голоценового оледенения. Все эти формы врезаются в морские позднечетвертичные отложения, многие маргинальные каналы наложены на фрагменты низких речных террас голоценового возраста. Отсюда следует, что каналы стока ледниковых вод о. Комсомолец не могут быть древнее голоцена, а в свете фактов о возрасте погребенных

бенных ледяных останцов в долинах острова, вероятнее всего, они относятся к фазе сокращения ледников малого ледникового периода.

Сложный плановый рисунок каналов, пересечения, отсутствие их на значительных площадях прибрежной равнины, частое несовпадение ложбин с направлением края ледника Академии Наук вынуждает предполагать существование отличных от современных условий деградации ледников. Они не отступали единым фронтом по периметру, как происходит в настоящее время, а деградировали путем утонения и распада ледниковых полей на отдельные мертвые глыбы и площади, что вызывало сток талых вод в различных направлениях. Существование тонких полей слабоподвижного льда и снежников по периферии куполов во время последнего, более обширного по площади, чем современное, оледенения подтверждается исследованиями пассивных ледников, быстро исчезающих с островов архипелага (см. гл. 3).

Исследования в областях древнего и современного оледенения показали наличие там эрозионных форм, подобных вышеописанным маргинальным и наложенным каналам. На о. Беннетта в архипелаге Де-Лонга, практически лишенном четвертичных отложений, встреченные долинны маргинальные каналы явились одним из немногих свидетельств существования там в прошлом оледенения, более крупного, чем современное. Долинны маргинальные каналы обнаружены на севере п-ова Таймыр в районе озер Барометрических, где они свидетельствуют об отступании из долин мелких ледниковых тел в конце позднего плейстоцена.

Сложная сеть эрозионных долин и ложбин, часть из которых, несомненно, связана со стоком талых ледниковых вод с отступавшего ледника, имеет место в оазисе Бангера (Восточная Антарктида).

Маргинальные каналы-террасы продолжают формироваться на о. Генриетты в архипелаге Де-Лонга [186].

Сеть каналов, фиксирующих стадии отступления ледников, обнаружена на п-ове Варангер и Норвегии. На приведенных Мальмстремом и Пальмером аэрофотоснимках [204] каналы стока ледниковых вод выглядят точно так же, как и краевые эрозионные формы, образовавшиеся при деградации ледников Северной Земли.

Просмотр фотоснимков поверхности планеты Марс [197] и сравнение марсианских каналов с каналами стока талых ледниковых вод о. Большевик наводит на мысль об идентичности этих эрозионных форм и единой причине их образования, хотя и в отрезки времени, отстоящие друг от друга на миллиарды лет.

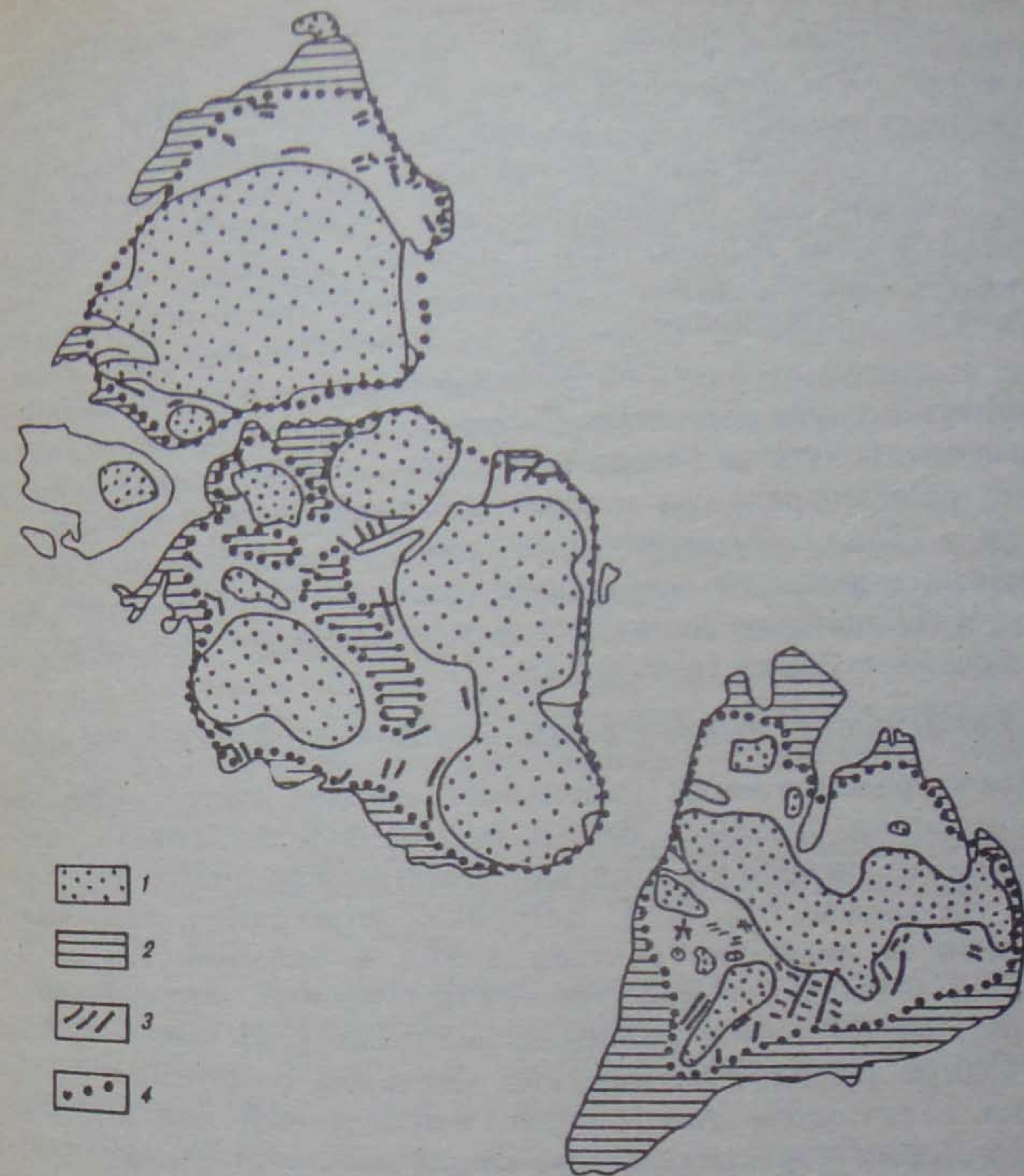


Рис. 5.17. Схема распространения эрозионных ложбин и границы максимальной стадии оледенения в позднем плейстоцене—голоцене, восстанавливаемые по местонахождению ложбин.

1 — современные ледники; 2 — суша, свободная от ложбин; 3 — эрозионные ложбины; 4 — предполагаемая граница распространения ледников.

Подобные характерные для ледниковых районов формы отсутствуют в тех районах, где оледенения не было. Так, например, лишен каналов стока о. Котельный (Новосибирские острова), на котором в позднем плейстоцене оледенение не развивалось [110].

Таким образом, каналы стока талых ледниковых вод являются характерными формами для районов развития оледенения. Они возникают на этапах дегляциации и являются свидетелями геологической деятельности ледников. В тех районах, где отсутствуют или слабо развиты аккумулятивные накопления ледниковых отложений, как, например, на островах Северной Земли, Жохова или Беннетта, маргинальные каналы могут быть единственным доказательством существования оледенения в прошлом, а характер планового положения каналов может свидетельствовать об особенностях деградации ледников, а значит, и о самих ледниках. Распределение по площади каналов стока ледниковых вод может служить основой для выявления границ распространения позднеплейстоценовых и голоценовых ледников. Такая реконструкция границ максимального распространения ледников в голоцене (возможно, в малую ледниковую эпоху) выполнена по данным анализа каналов стока на архипелаге Северная Земля (рис. 5.17).

5.2.3. Основные выводы о влиянии флювиальных процессов

После рассмотрения отдельных звеньев гидрографической сети островов Северной Земли можно констатировать, что ее строение определено настоящим состоянием ледников и историей развития оледенения. Н. Г. Загорская установила, что влияние ледников на развитие речных долин в большинстве случаев сводится к питанию многочисленных водных потоков, режим которых определяется режимом ледников [74]. Это положение необходимо расширить. Ледники Северной Земли являются не только источником талой воды, необходимой для выработки флювиальных форм рельефа, но своим положением, ориентировкой краевых частей в значительной мере определяют рисунок эрозионной сети.

Рельефоформирующая роль ледников на архипелаге состоит в преобразовании подстилающего субстрата талыми ледниковыми водами. Основными этапами развития рельефа в позднем плейстоцене являлись периоды дегляциации, когда сток воды с ледников приводил к переработке долин древнего заложения, выработке новых долин, переносу значительного количества обломочного материала, преобразованию склонов водоразделов.

Признавая ведущую роль воды в рельефоформировании, на что указывала Н. Г. Загорская [73], необходимо отметить ошибочность ее представлений об активном перемещении воды внут-

ри ледников. Режим современных и древних ледников, характеризовавшийся преобладанием отрицательных температур льда, препятствовал свободному перемещению воды и вместе с ней обломочного материала в самих ледниках. Образование аккумулятивных и выработанных флювиальных форм рельефа возможно лишь при достижении поверхностными ледниковыми водными потоками подстилающего субстрата по краям ледников.

Геоморфологические исследования эрозионной сети островов позволили сделать следующие выводы.

1. Несмотря на значительные различия в морфологии долин по островам, все они объединены общей историей развития в позднем плейстоцене и голоцене.

2. Дегляциация сартанского и голоценового оледенений привела к существенной переработке долин. Глубина эрозионного вреза за послесартанское время составила не менее 30 м и не превысила 50 м. Остатки инстративного аллювия фазы врезания представлены валунно-галечными отложениями мощностью 1—3 м, фрагментарно залегающими в основании рыхлых толщ, частично заполняющих долины.

3. Заполнение долин гляциально-флювиальными отложениями в голоцене характеризовалось накоплением обломочного материала мощностью до 25 м.

4. Современные потоки талых ледниковых вод при существующих крутых уклонах продолжают врезаться в рыхлую толщу и коренные породы. В устьевых частях рек происходит заполнение эстуариев и выдвижение дельт в море.

5. Эрозионные ложбины стока талых ледниковых вод формировались на всех этапах отступления ледников в позднем плейстоцене — голоцене. Среди них выделены маргинальные и наложенные каналы, а также крупные ложбины неясного происхождения. Возраст каналов о. Комсомолец определен как голоценовый, на остальных островах — позднеплейстоцен-голоценовый. Механизм образования каналов на всех этапах был, по-видимому, единым и определялся положением краевых частей ледников.

6. Распространенность маргинальных каналов свидетельствует о локализации оледенений как в сартанское время, так и в голоцене в пределах современной площади островов. На о. Большевик ледники практически не распространялись на площадь прибрежной равнины, за исключением юго-западной части острова.

5.3. Осадконакопление в приледниковых озерах

Осадконакопление в озерном водоеме, наряду с одним из типов седиментогенеза [136], правомерно рассматривать и как геоморфологический процесс, так как накопление озерных отложений, постепенно видоизменяющих форму котловины, есть процесс рельефоформирующий. Озерная седиментация проявляется локально и в целом играет меньшую роль в рельефоформировании по сравнению с другими геоморфологическими процессами. Особое внимание к этому вопросу в данной работе вызвано необходимостью проведения палеогеографических построений по ленточнослоистым озерным отложениям [105, 113]. Недостаточность знаний о процессах озерной седиментации может приводить к ошибкам в определении количества варвов и, следовательно, ненадежной хронологической обоснованности палеогеографических реконструкций.

На Северной Земле достаточно много озер. Для о. Октябрьской Революции в основном характерны мелкие термокарстовые водоемы, по площади не превышающие 0,5—0,7 км², глубиной до 1,5 м [123]; небольшие лагунные озера вдоль морских берегов. На других островах эти типы озер встречаются реже. Крупнейшие водоемы архипелага относятся к ледниково-подпрудному типу озер. Это озера Фиордовое на о. Октябрьской Революции, Угловое и Географов на о. Комсомолец, Закрытое и Спартаковское на о. Большевик. В прошлом ледниково-подпрудные водоемы были распространены значительно шире, что доказывают многочисленные береговые линии ранее существовавших бассейнов на склонах современных долин. В настоящее время вместе с отступанием ледников и разрушением запруд продолжается сокращение площади водного зеркала приледниковых озер. Одним из примеров деградации последних может служить оз. Мутное, исчезнувшее в результате отступления края ледника Отдельного на о. Комсомолец.

Осадконакопление, изменяющее форму озерных ванн, наиболее интенсивно происходит в приледниковых озерах. Однако скорость седиментации значительно варьирует в зависимости от состава пород, залегающих в бассейнах озер, и количества воды, поступающей с ледников во время сезона абляции. Значительные массы обломочного материала сносятся в озера Угловое, Географов и Фиордовое. Донные отложения первых двух из упомянутых

озер пока не исследованы. Из оз. Фиордового с глубин до 98 м донные отложения подняты грунтовыми трубками. На основании исследования слоистости донных грунтов доказано, что этот крупнейший приледниковый водоем Северной Земли молод. Стратифицированные донные отложения содержат информацию о 350—400 годах его существования [105].

Наибольший интерес для выявления характера процессов осадконакопления и палеогеографических обстановок представляет другое приледниковое озеро — Изменчивое, расположенное в юго-западной части о. Октябрьской Революции. Исследования ленточнослоистых илов озера, начатые в 1975 г., показали, что донные отложения этого приледникового водоема содержат информацию об условиях осадконакопления и природной среде острова в течение голоцена [103, 104, 106]. Выявлены особенности строения ленточных илов и возможности палеоклиматических реконструкций с помощью варвометрического анализа [103, 104]. Однако в процессе исследования колонок донных отложений возник ряд трудностей, связанных с выделением в илах годовых слоев. Оказалось, что, кроме годовых варвов, в разрезах донных отложений существуют иные, отличные от годовых слои, происхождение которых объяснить трудно.

Известно, что почти все исследования, посвященные изучению ленточной слоистости, относятся к отложениям древних приледниковых озер, в настоящее время не существующих [58, 67, 75, 117, 138, 146, 147, 185, 202 и др.], а палеоклиматические реконструкции, построенные на этих материалах, обычно страдают неточностью временной шкалы [19] вследствие принятия исходного положения о том, что пара слоев всегда откладывается в течение одного года. Материал тех работ, в которых подмечена внутригодовая (сезонная, суточная) слоистость ленточных отложений [67, 75, 146, 182], не позволяет четко разделить слои на сезонные и более мелкие. В настоящее время, насколько известно авторам, существует лишь несколько работ, подводящих к решению этого вопроса. В исследовании П. А. Окишева, А. Н. Рудого, Н. Г. Герасимова [138] ленточные глины рассматриваются с литологических позиций и авторы находят критерий, позволяющий различать сезонную и внутрисезонную слоистость. Финский исследователь Н. Симолла выделяет сезонные слои в ленточных отложениях по содержанию в них различных видов диатомовых водорослей и связывает сезонную слоистость с влиянием погодных условий [210, 211]. Необходимость дальнейших исследова-

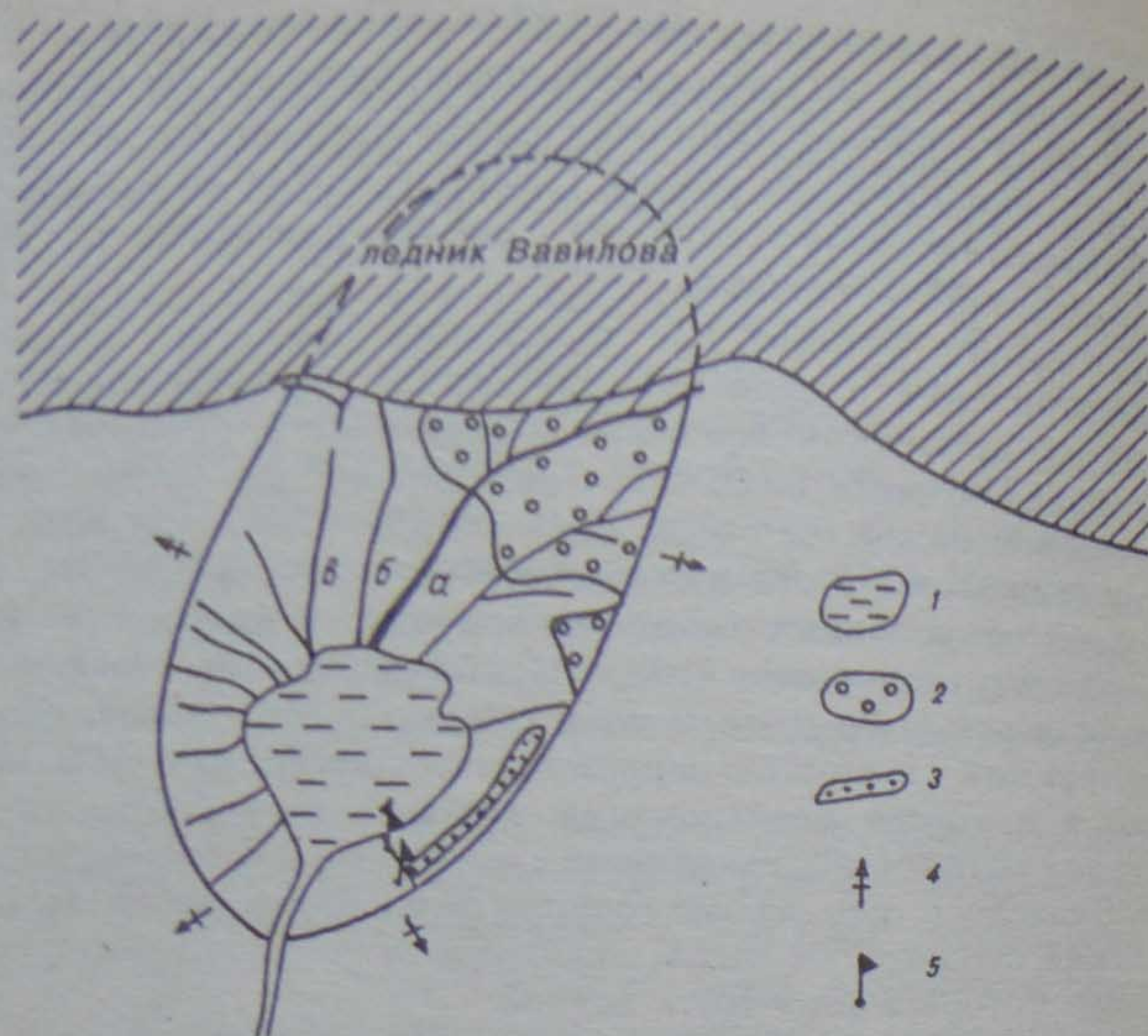


Рис. 5.18. Схема расположения оз. Изменчивого.

1 — озеро; 2 — площадь залегания морских четвертичных отложений; 3 — многолетний снежник; 4 — направление падения пластов горных пород; 5 — створы по наблюдению за движением обломочного материала по склону; а, б, в — соответственно восточная, центральная и западная системы проток, впадающих в озеро.

ний в этом направлении для решения палеогеографических задач кажется очевидной.

Определение особенностей процесса осадконакопления современного приледникового озера потребовало комплексного подхода в исследованиях. В течение летних сезонов 1979 и 1981 гг. в бассейне оз. Изменчивого была проведена геоморфологическая съемка, гидрометеорологические измерения, батиметрическая съемка озерной ванны, съемка донных отложений озера, тахеометрическая съемка участков побережья, наблюдения за массовыми движениями грунта на склонах озерной котловины, непосредственные измерения скоростей современного осадконакопления в

озере. Вся совокупность данных позволяет понять сложность процессов осадконакопления и выяснить роль многочисленных факторов, влияющих на этот процесс.

Озеро Изменчивое расположено в 4 км к югу от ледника Вавилова и занимает часть структурно-денудационной котловины (рис. 5.18). Площадь озера в 1957 г. составляла 10,6 км², современная средняя глубина 4,7 м, наибольшая — 18,5 м, объем воды

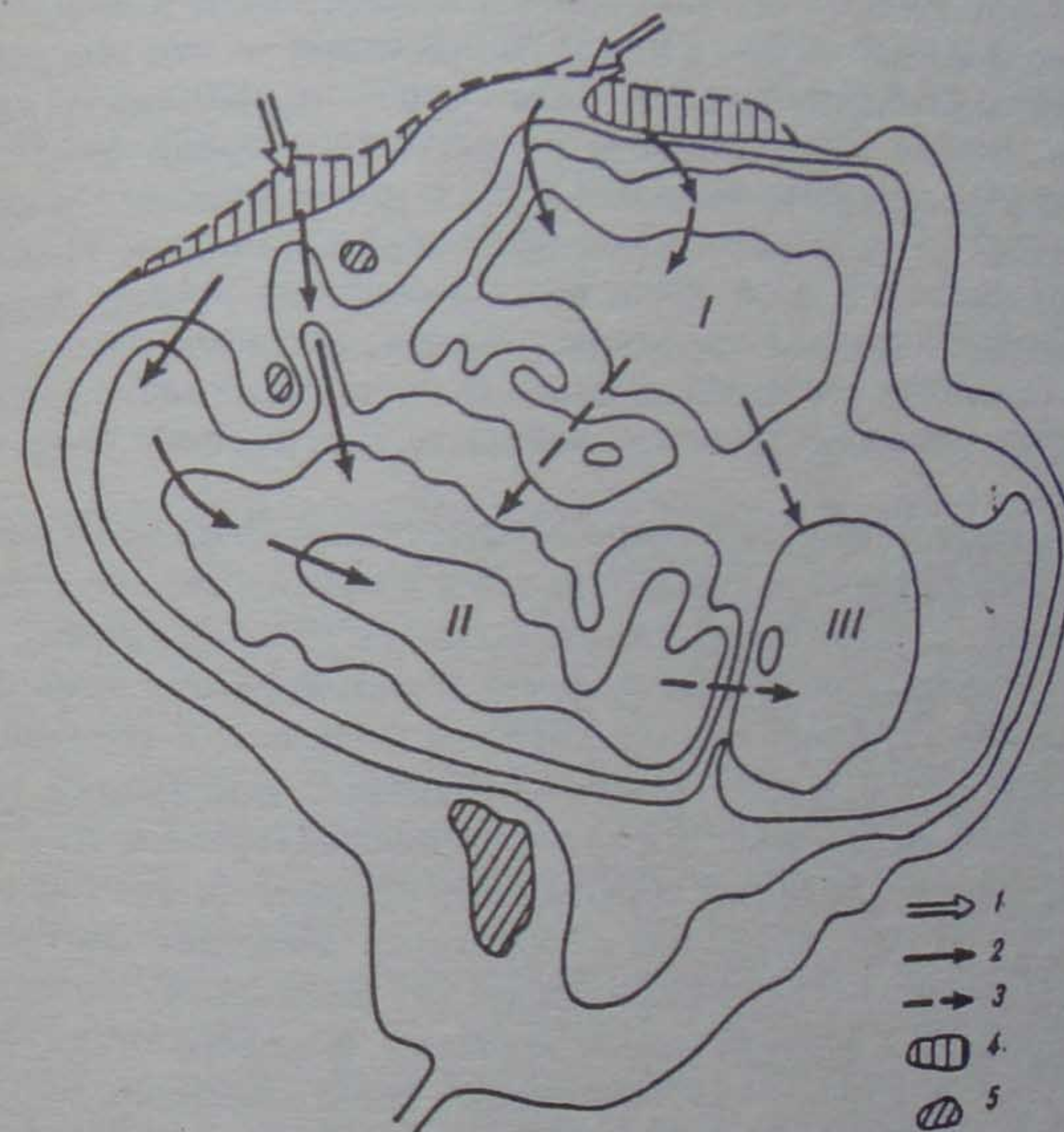


Рис. 5.19. Батиметрическая схема оз. Изменчивого.

1 — направление поступления в озеро талой ледниковой воды и обломочного материала; 2 — направление распространения обломочного материала по придонным слоям воды в подводных долинах; 3 — направление распространения обломочного материала по поверхностным слоям воды; 4 — площадь дельты, выдвинувшейся в озеро за 1957—1981 гг.; 5 — остров; I, II, III — соответственно северная, центральная и восточная котловины.

около 49,7 млн м³. В плане озеро изометрично, но имеет сложный рельеф дна, от особенностей которого во многом зависит величина и скорость осадконакопления на различных участках дна (рис. 5.19). Три котловины, ограниченные 12-метровыми изобатами, занимают 28 % площади озера и отделены друг от друга перемычками высотой от 2 до 8 м. Северный берег озера, образованный дельтами впадающих проток, приглубый, с крутизной подводного склона 6—7°. Береговая зона западной и восточной частей озера имеет гологий (менее 1°) надводный и более крутой (до 4°) подводный склон. Южная часть озера — это мелководная акватория с глубинами до 2 м. Исток протоки, соединяющей озеро с морем, также мелководен и представляет собой порог, через который переливаются озерные воды в период таяния и который становится преградой стоку воды из озера в холодное время года. Перепад высот в 6 м от уреза воды в озере до уровня моря вода преодолевает в узком и глубоком каньоне, выработанном в известняках. Основная особенность данного приледникового водоема — отсутствие непосредственного контакта глетчерного льда и озерных вод.

Сток воды и наносов в озеро осуществляется по трем системам долин, выработанным талыми водами в приледниковой равнине, что придает процессам осадконакопления специфический характер. Ледниковый сток формируется в результате таяния снега и льда на части южного склона ледника Вавилова в течение 2,5 — максимум 3 мес в году (июль—сентябрь). Множество потоков воды, почти не содержащих взвешенного материала, низвергаются водопадами с ледяных обрывов или стекает по винтообразным в плане каньонам глубиной в несколько десятков сантиметров, выработанным в глетчерном льду. У подножия ледника они группируются в более крупные водотоки, формирующие эрозийную сеть и несущие талые ледниковые воды к озеру на расстояние от 4 до 8 км. Насыщение потоков наносами происходит в результате эрозии коренных пород и четвертичных отложений, залегающих в северной части структурно-денудационной котловины. Значение моренного материала, выходящего на поверхность склона ледника, в питании потоков наносами ничтожно. Основной поставщик твердого материала в озеро — восточная система проток, так как именно в северо-восточной части котловины залегают коренные породы и морские четвертичные отложения, в которые потоки вынуждены врезаться для приведения уклонов

Таблица 5.2

Относительное количество (%) воды и взвешенного материала, поступивших в озеро по протокам за периоды таяния

Система проток	Вода		Наносы	
	1979 г.		1981 г.	
Восточная	67,7		92,7	
Западная	27,2		6,4	
Центральная	5,2		0,9	
	1981 г.			
Восточная	59		78	
Западная	38		19	
Центральная	3		3	

водной поверхности в соответствие с транспортирующей способностью. В западной половине котловины весь чехол морских отложений снесен, возможно, ледником, наступавшим с северо-востока на юго-запад [109]. Поэтому потоки центральной и западной систем долин несут в озеро незначительное количество наносов. Результаты измерений и подсчетов относительной роли систем проток в питании озера наносами приведены в табл. 5.2.

Принимая во внимание только взвешенные наносы, поступающие в озеро, необходимо отметить, что доля влекомых частиц в общем стоке невелика, о чем свидетельствует морфология русел, в которых даже мелкие гряды имеют незначительное развитие. К тому же, в начальный период стока перемещение наносов осуществляется в руслах с ледяным дном и берегами, где доля влекомых наносов еще более снижена.

Специальные наблюдения за стоком наносов со склонов озерной котловины и поступлением материала в результате массовых движений на склонах (крип, солифлюкция) показали, что как первый, так и последний процесс играет незначительную роль в питании озера наносами. Доля этих процессов в общем стоке наносов в озеро не превышает 1 % по массе от количества материала, приносимого в водоем талыми ледниковыми водами. Сток взвешенных частиц из озера невелик. В 1979 г. за пределы

озера вынесено 1,4 % от поступившего материала, в 1981 г. — 1,0 %. Таким образом, озеро аккумулирует почти весь твердый сток, поступающий с талой ледниковой водой.

Колебания количества материала, поступающего в оз. Изменчивое, находятся в тесной связи с изменениями в режиме абляции ледника Вавилова, который в свою очередь определяется режимом погоды. Положение о том, что „...климат, по-видимому, представляет один из главных факторов, контролирующих процесс осадконакопления в целом, отдельные разновидности циклов озерных отложений, очевидно, фиксируют периодические метеорологические изменения“, выдвинутое в работе Даффа, Халлама, Уолтона [58], подтверждается исследованиями в бассейне оз. Изменчивого. Здесь выявлена связь между температурой воздуха, направлением и силой ветра, с одной стороны, и интенсивностью поступления твердого материала в озеро и его накоплением, с другой. В первую очередь сток воды и наносов находится в прямой зависимости от температуры воздуха в исследуемом районе. Эта связь отчетливо проявляется при сравнении средних суточных температур воздуха и в особенности сумм температур воздуха, осредненных за 3 сут, с гидрографом стока, ходом уровня воды в озере (рис. 5.20). Чем больше сумма температур, тем быстрее растет сток воды и наносов (рис. 5.21). Наиболее показательной эта зависимость оказалась в 1979 г., когда температура воздуха в отдельные дни достигала 12 °C и незначительные ее колебания вызывали заметные изменения стока. В 1981 г. только значительные колебания в температурном режиме на холодном фоне приводили к вариациям стока.

Влияние ветрового режима в районе озерной котловины на сток и осадконакопление осуществляется по крайней мере двумя путями: во-первых, сильный теплый ветер способствует увеличению интенсивности турбулентного теплообмена, что ведет к быстрому таянию снега и льда и, следовательно, повышению стока воды и наносов (см. рис. 5.20); во-вторых, часто меняющийся направление сильный ветер способствует разрушению ледяного покрова озера, что приводит к усложнению процесса осадконакопления. Вывод о существенно большей значимости температуры воздуха для абляции, чем поглощенной радиации, обоснованный А. Н. Кренке и В. Г. Ходаковым [94], подтверждается наблюдениями в бассейне оз. Изменчивого.

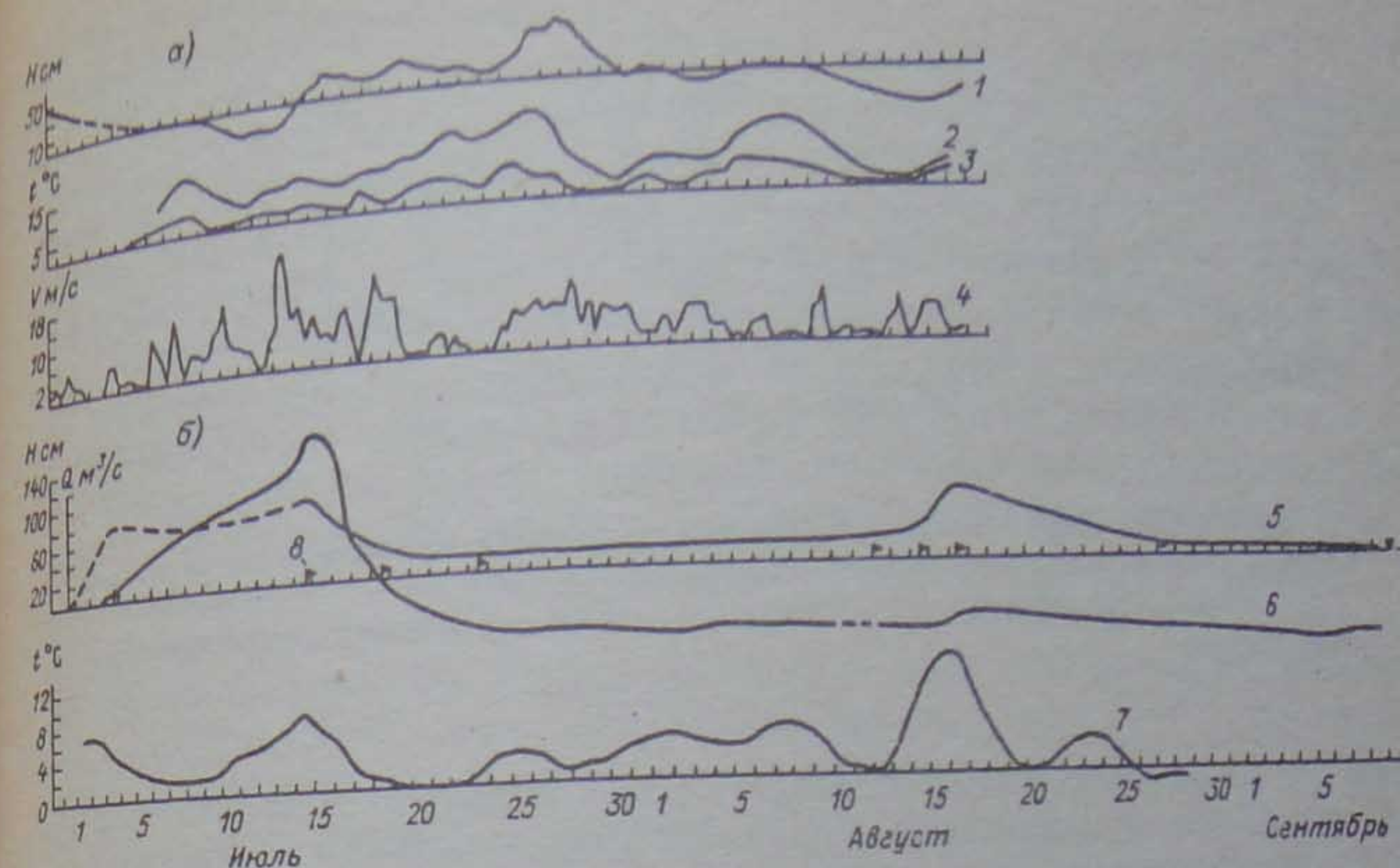


Рис. 5.20. Графики отражающие гидрометеорологический режим в бассейне оз. Изменчивого летом 1979 г. (а) и 1981 г. (б).
1, 6 — ход уровня воды в озере; 2, 7 — сумма температур воздуха за 3 сут; 3 — средняя суточная температура воздуха; 4 — скорость ветра в бассейне озера; 5 — гидрограф стока проток, выпадающих в озеро; 8 — даты измерения жидкого и твердого стока.

Для выявления характера распределения взвешенных частиц по площади и глубине бассейна, оценки скорости аккумуляции илов на различных участках озера проведены наблюдения за режимом мутности озерной воды путем отбора и обработки проб воды с нескольких горизонтов в контрольной точке, расположенной в пределах центральной котловины водоема, и других характерных точках при различных гидрометеорологических ситуациях.

В конце холодного периода перед началом таяния в июне мутность воды в центральной части озера составляет лишь 1—5 г/м³ и незначительно варьирует по всей толще воды с малозаметным повышением в придонных слоях. Температура озерной воды при этом выше у дна (1,7 °C в 1979 г., 0,7 °C в 1981 г.) и ниже у поверхности (1,5 °C в 1979 г., 0,4 °C в 1981 г.).

После начала стока талых ледниковых вод мутность резко возрастает. Потoki воды с температурой 0,2—0,5 °C, насыщенные

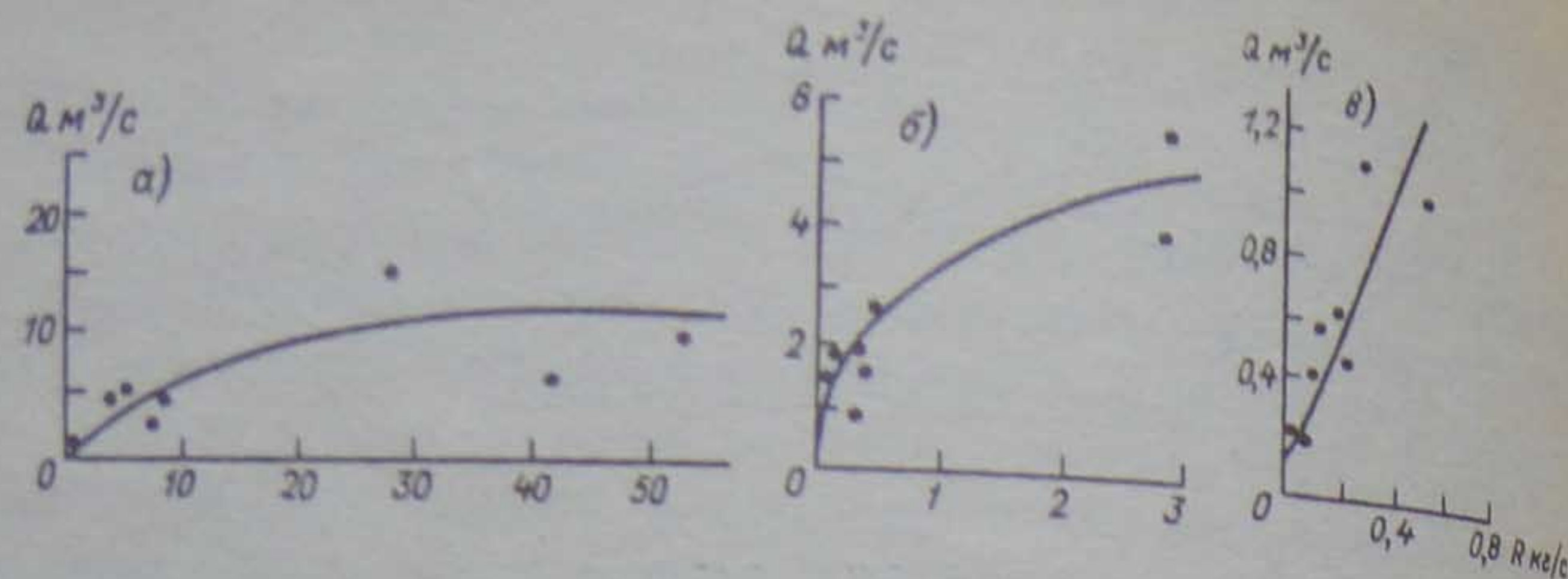


Рис. 5.21. Зависимость расходов взвешенных наносов R от расходов воды Q в протоках, впадающих в оз. Изменчивое.
а, б, в — соответственно восточная, западная и центральная системы протоков.

взвешенным материалом, вливаются в озеро по отдельным промоям, образовавшимся в озерном льду, основная масса которого в береговой зоне еще лежит на грунте. Взвешенные частицы распространяются в основном в верхних слоях воды, и ее мутность достигает $42-45 \text{ г/м}^3$ на глубине 4 м, в то время как в придонных слоях она равна $4-5 \text{ г/м}^3$. Термический режим озера пока остается прежним — обратная стратификация. Такой характер стока наносов сохраняется в течение нескольких суток. По мере поступления талой воды уровень ее в озере повышается, ледяное поле по быстро растущим трещинам отрывается от дна в береговой зоне и всплывает. В новых условиях наносы проникают в озеро несколько иным путем, зависящим от рельефа озерной ванны. Основная масса взвешенных частиц распространяется по придонным слоям, доказательством чему служат данные измерения мутности воды на различных горизонтах. Подводные долины, подходящие непосредственно к северному берегу озера, перехватывают часть поступающих по протокам наносов, которые переносятся в центральную и северную котловины озера в виде потоков типа мутьевых. Особенно важен такой путь питания наносами для центральной части водоема, так как северная котловина, получающая со стоком наибольшее количество наносов, отделена от центральной порогом, задерживающим перенос взвешенных частиц. Такие же особенности рельефа дна препятствуют проникновению по придонным слоям взвешенного материала в восточную котловину озера. Сюда взвешенные час-

тицы попадают лишь по верхним слоям водной толщи, где их концентрация наименьшая.

Максимальные значения мутности воды зафиксированы в северной части озера — там, где происходит разгрузка ледниковых потоков и осаждение наиболее крупной фракции наносов — песка. Здесь идет процесс ежегодного наращивания дельты, сокращающей площадь озера на $0,012 \text{ км}^2$ ежегодно (осреднение за 1952—1982 гг.). Мутность воды достигает значений в сотни грамм на кубический метр, еще более увеличиваясь при штормах в результате взмучивания уже осевших частиц в пределах закраин. Концентрация взвешенных частиц в воде зависит от количе-

ства поступающего материала, подверженного значительным флюктуациям по причине различной интенсивности таяния на леднике и руслового процесса в протоках. Если мутность воды в протоках восточной системы составляет $700-900 \text{ г/м}^3$ и меньше, то в центральной части озера достигает лишь 10 г/м^3 в верхних горизонтах и 30 г/м^3 у дна. В северной котловине эти значения больше, в восточной — меньше. При максимальном наблюдавшемся стоке наносов, когда в протоках в 1 м^3 воды содержалось до 4500 г взвешенного материала, наибольшее значение мутности воды достигалось лишь через 2 суток после начала интенсивного стока и составляло 100 г/м^3 в придонных горизонтах и $20-25 \text{ г/м}^3$ на глубине 4 м. У поверхности подводных порогов, разделяющих озерную ванну на несколько котловин, на глубинах 3—8 м концентрация взвешенных частиц достигала лишь значений до 10 г/м^3 , что подтверждает вывод о преимущественно придонных путях распространения в водоеме взвешенного материала. Температурные различия поверхностных и придонных вод сохраняются к концу периода таяния, а в условиях свободного ото льда озера, что имело место в 1979 г., устанавливается гомотермия.

В те редкие сезоны, когда озеро освобождается от ледяного покрова, концентрация взвешенных частиц в воде в значительной степени зависит от ветро-волнового режима. В результате интенсивного взмучивания донных отложений в береговой зоне происходит более равномерное насыщение озерных вод твердыми частицами и различия в их концентрации в придонных и поверхностных слоях сглаживаются, что ведет к более равномерному распределению материала по площади дна озера. В условиях открытой акватории периоды штормов сменяются довольно длительными (до нескольких суток) периодами штилевой или слабоветренной погоды, когда большая часть вынесенного в озеро и

взмученного материала может достигнуть дна. В результате чередования штормовых и спокойных периодов возможно неоднократное осаждение взвешенного материала, образующего в отложениях внутрисезонную слоистость.

Имея количественные данные о выносе в озеро осадков, зная морфометрические характеристики озерной ванны и плотность донных отложений, нетрудно рассчитать слой осадка, ежегодно откладывающегося на дне. Вызывает затруднение вопрос о плотности илов, так как последняя значительно изменяется как в вертикальном разрезе донных отложений, так и по площади дна. Детальных работ по определению плотности илов в естественном залегании не проводилось. Из имеющихся данных наиболее близким к естественному является значение $0,58 \text{ г/см}^3$, полученное из определения объема и массы осадка, накопившегося в осадкоулавливателе, установленном вблизи дна в центральной котловине озера на период таяния. Это значение характеризует плотность самых верхних слоев илов только в центральной котловине, в других же частях водоема оно может быть иным. После высыхания на воздухе плотность илов возрастает до $1,73 \text{ г/см}^3$, а толщина осадка уменьшается почти в 3 раза. Слои ленточных илов, залегающие на некоторой глубине от поверхности дна, характеризуются еще большей плотностью. Значение плотности $1,7 \text{ г/см}^3$ принято для отложений, слагающих дельту впадающих в озеро проток. Исходя из принятых условий, в дельте в среднем ежегодно задерживается $31\,000 \text{ м}^3$ наносов, что составляет 31 % от среднего годового твердого стока проток, впадающих в озеро. Остальная часть материала распределяется по всей площади водоема. Рассчитанные значения слоя осадков, отложившихся летом 1979 и 1981 гг., оказались равными соответственно 29 и 8,4 мм в среднем по площади озера. Однако эти значения не раскрывают истинной сложности процесса осадконакопления. Поэтому произведен расчет мощности слоя осадка для центральной котловины, площадь которой ограничена 12-метровой изобатой, а объем поступающего твердого материала приблизительно в 40 раз меньше общего количества взвешенного материала, что определено по сравнению значений мутности воды. При таком допущении рассчитанная мощность илов, отложившихся в 1979 г., составила 7,0 мм при плотности $0,58 \text{ г/см}^3$ и 2,3 мм при плотности $1,7 \text{ г/см}^3$; в 1981 г. — 2,0 и 0,65 мм соответственно для указанных значений плотности. Расчет слоя осадка по накоплению его в осадкоулавливателе дал следующий результат для лета 1981 г.:

2,4 мм при плотности $0,58 \text{ г/см}^3$ и 0,80 мм при плотности $1,7 \text{ г/см}^3$.

При сравнении толщин слоев осадков, полученных различными методами, выявляются их небольшие различия. Необходимо добавить, что толщина слоя осадков, непосредственно измеренная в осадкоулавливателях, отражает только летнее накопление и поэтому расхождения в вышеприведенных значениях должны быть несколько больше. Однако при сопоставлении рассчитанных значений с мощностями верхних слоев илов, полученными в результате непосредственного их изучения после подъема на поверхность грунтовыми трубками и высушивания, выявились близкие значения сравниваемых величин. В пределах центральной котловины водоема мощности верхних слоев илов колеблются от 0,7 до 0,8 мм в уплотненном на воздухе состоянии. Во всяком случае, можно констатировать, что полученные расчетным путем значения вполне сопоставимы с реальной толщиной годовых слоев ленточнослоистых донных осадков. Мощность сезонных слоев, отлагающихся в северной части озера в непосредственной близости от источников выноса взвешенных веществ, составляет 70—90 мм, а слоев, отлагающихся в южной и восточной частях озера, меньше, чем в центральной котловине.

Таким образом, в процессе исследования конкретного приледникового озера выявились следующие особенности режима осадконакопления:

- 1) количество материала, поступающего в приледниковый водоем, и мощность слоя откладывающегося осадка зависят главным образом от погодных условий периода таяния, а именно — от хода температуры воздуха и ветрового режима;
- 2) в условиях летнего ледостава поступление обломочного материала, выносимого талыми водами, происходит в основном по придонным слоям озерных вод;
- 3) распределение наносов по площади дна озера весьма неравномерно и зависит от рельефа дна водоема и ветрового режима в бассейне озера; мощность отдельных годовых слоев осадков зачастую не выдержана в пределах даже такого небольшого приледникового озера;
- 4) внутрисезонная слоистость в ленточных осадках приледникового бассейна образуется в условиях свободного ото льда водоема в результате чередования штормовых и спокойных периодов в ветровом режиме.

Сложность озерной седиментации подтверждается и другими работами. Так, например, американские исследователи обнаружили существенно различный режим осадконакопления за последние 13 000 лет в пяти изолированных котловинах оз. Тулик на северном склоне хребта Брукса. Диаметр этого озера всего 1 км [91]. Изучение донных отложений и механизм осадконакопления в других приледниковых озерах [203, 208] показали, что варвы могут осложняться слоями сравнительно грубых осадков турбидитных потоков, которые могут действовать в любое время года [209].

Натурные исследования на оз. Изменчивом [12] еще раз подтвердили необходимость комплексных исследований изучаемого водоема и его бассейна для понимания механизма седиментации в приледниковом озере [203].

Более подробный анализ режима осадконакопления за период существования водоемов, к сожалению, нет возможности выполнить из-за несовершенства техники отбора колонок. К настоящему времени этот анализ сделан лишь для самых верхних 1000-годовых прослоев из оз. Изменчивого (рис. 5.22), причем в основу его были положены ранее выявленные закономерности: толщина годовых прослоев есть функция летней температуры воздуха, чувствительным показателем которой является средняя температура июля, и выведенное из этой закономерности уравнение регрессии

$$t = 0,9 H + 0,5,$$

где t — средняя июльская температура воздуха в районе п/с о. Голомянный; H — толщина годового прослоя осадков в оз. Изменчивом, мм.

На приведенной кривой, построенной по десятилетним интервалам, показаны изменения толщи годовых прослоев по одной из наиболее репрезентативных колонок (№ 1), отобранных из центральной части оз. Изменчивого. Кривая разделена на периоды потепления и похолодания линиями, соответствующей средней многолетней толщине годового прослоя (1 мм), полученной по вышеуказанной формуле и современному среднему многолетнему значению средней температуры воздуха в июле в исследуемом районе (1,5 °C).

В общей сложности на кривой хорошо выделяются два интервала (в IX—X и XV—XVIII вв.), когда средняя летняя температура

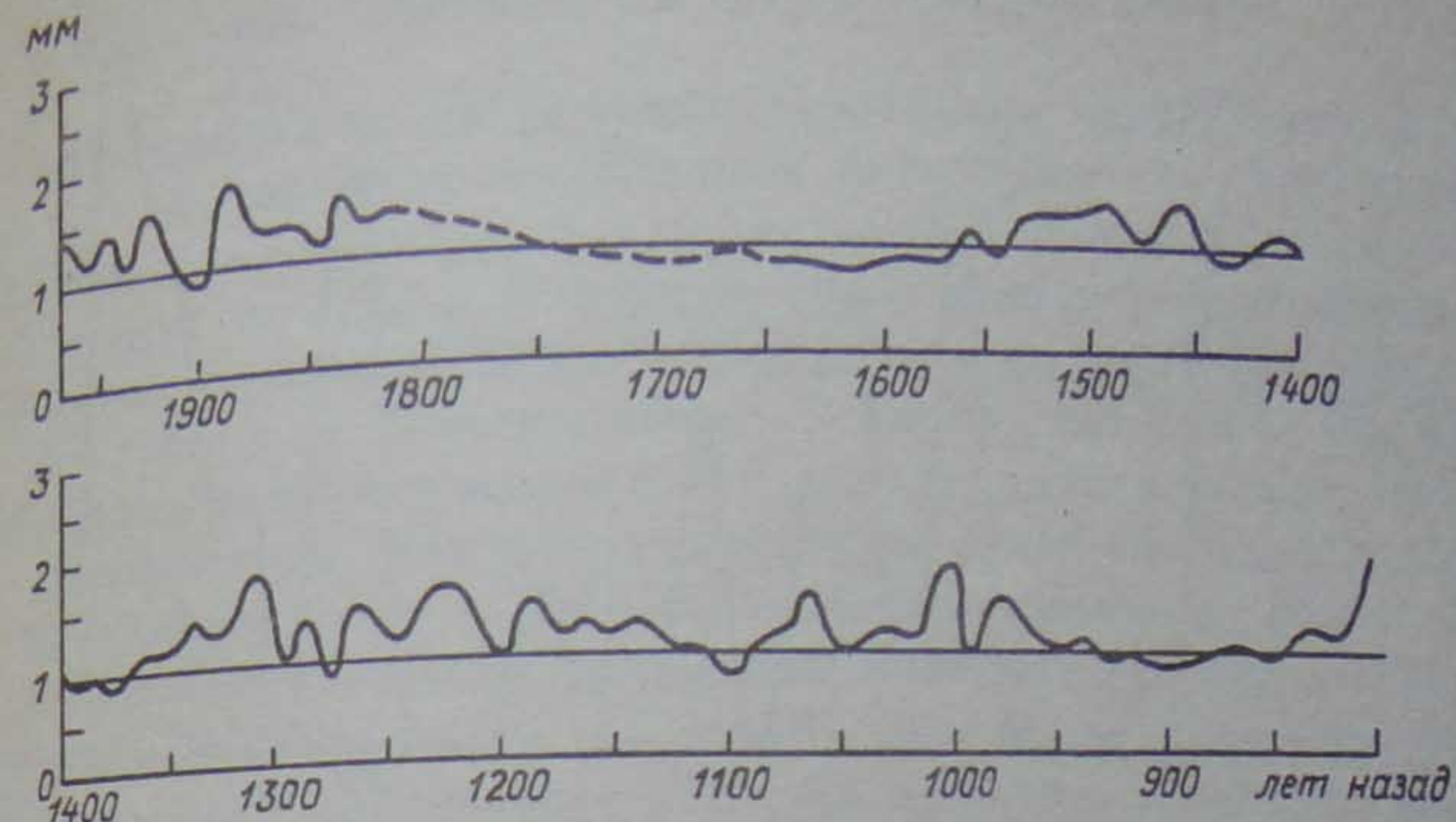


Рис. 5.22. Толщина годовых слоев (мм) ленточных отложений оз. Изменчивого в колонке № 1.

тура воздуха была ниже современной (похолодание), и два интервала (X—XIV и XIX—XX вв.) с более высокой средней летней температурой (потепление).

Помимо главной периодичности в изменчивости осадконакопления, в пределах каждого из четырех отмеченных интервалов существовала периодичность более мелкого масштаба. С помощью статистического анализа 100 самых верхних годовых прослоев в озерах Изменчивом и Фиордовом были подсчитаны фазы и когерентность с целью выявления частотных характеристик связи. На графике (рис. 5.23) хорошо выражены периоды в 11, 5,33, 4,4, 2,6 и 2,1 года со значением фазы на этих периодах, близким к 2, что указывает на большую положительную корреляцию на этих частотах, возникающую под влиянием одного какого-нибудь фактора. Таким фактором являются, бесспорно, колебания температуры воздуха в летний период, что хорошо видно на рис. 5.24. Этот вывод не противоречит также данным наших натурных наблюдений за повторяемостью anomalously теплых летних периодов на о. Октябрьской Революции (с 1965 г.) и за период инструментальных наблюдений на полярной станции о. Голомянный.

5.4. Склоновые и криогенные процессы

Наблюдения за скоростью перемещения поверхностных масс грунта, проведенные на склонах котловины оз. Изменчивого, показали сложную картину проявления склоновых процессов на выбранном участке и заставили более внимательно отнестись к проявлениям массовых движений грунта на других склонах.

Котловина оз. Изменчивого, на склонах которой проводились наблюдения, представляет собой ориентированную с юго-запада на северо-восток замкнутую структурно-денудационную впадину эллипсоидной формы. Это обширная инверсионная депрессия в ядре брахиантиклинали, сложенной пластами карбонатных пород ордовика и силура (см. рис. 5.18). Происхождение котловины достоверно не определено, но, возможно, это карстовая форма рельефа.

В четвертичное время котловина испытала на себе воздействие морских трансгрессий и ледниковых подвижек [104], что запечатлено в характере распространения соответствующих отложений на склонах депрессии. В результате денудации, возможно ледниковой, внутренние склоны котловины либо лишены покрова рыхлых отложений, либо покрыты маломощным чехлом обломочного материала. Лишь в северо-восточной части котловины сохранился более или менее значительный покров морских четвертичных отложений, видимая мощность которых не превышает 7 м.

В настоящее время северная часть котловины — периклинальное замыкание брахиантиклинали — погребена ледником Вавилова. В южной части котловины расположено оз. Изменчивое, водное зеркало которого служит современным базисом денудации склонов.

Наблюдения заключались в определении скорости смещения крупнообломочного материала и мелкозема вдоль склона по отношению к заглубленным в грунт реперам, образовавшим створы. На рис. 5.18 и 5.25 указаны места размещения трех створов и характер выбранного для исследований склона. Летом 1979 г. определено общее смещение обломочного материала за месяц периода протаивания вечномерзлых грунтов. В 1981 г. получены данные о характере движения поверхностного слоя на склоне в течение всего периода протаивания.

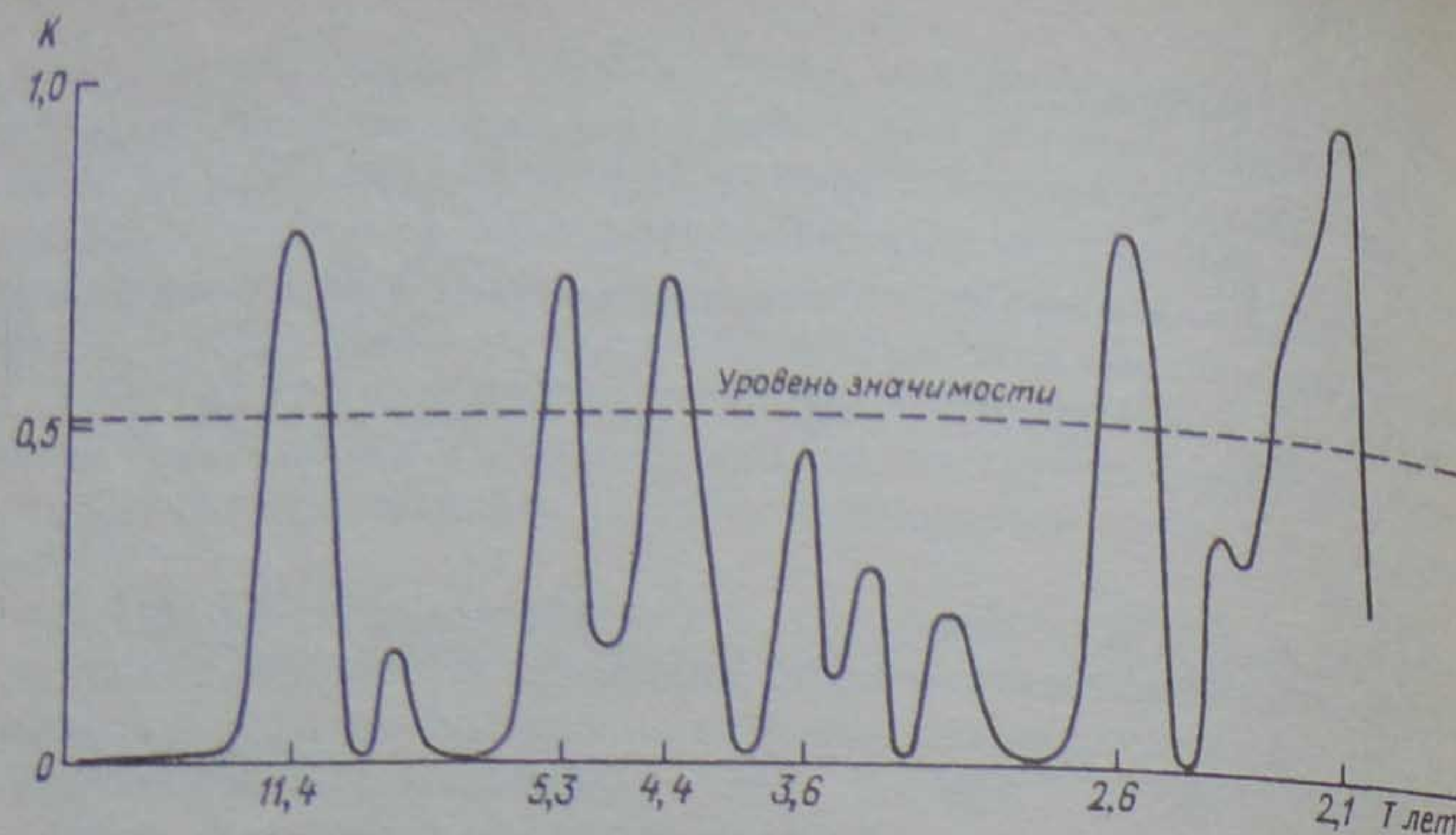


Рис. 5.23. Когерентные колебания толщины годовых слоев донных отложений оз. Изменчивого и Фиордового за 100 лет.
K — коэффициент когерентности.

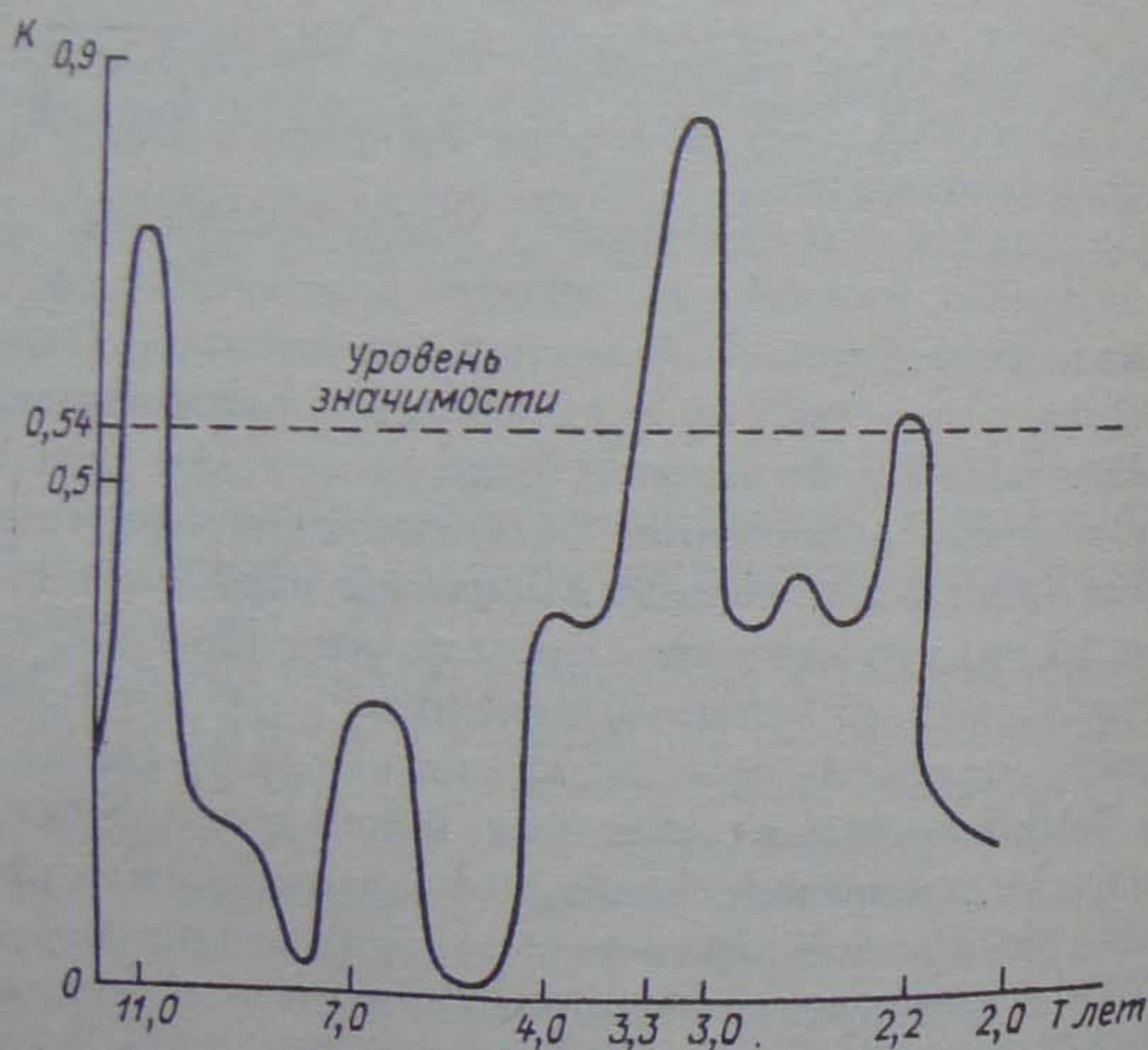


Рис. 5.24. Когерентные колебания толщины годовых слоев отложений оз. Изменчивого и средней июльской температуры воздуха по данным ст. о. Голомянный.

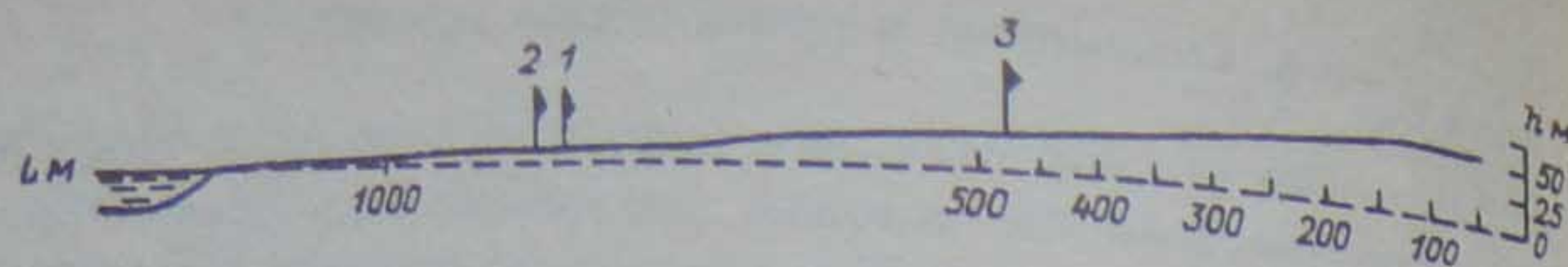


Рис. 5.25. Профиль восточного склона котловины оз. Изменчивого. Флажками отмечено местоположение створов, цифры — их номера.

Створ № 2 оборудован в 1979 г. на участке склона крутизной $2^{\circ} 25'$, створ № 3 — в том же году выше по склону на участке крутизной $4^{\circ} 27'$. Оба створа расположены на ровных площадках, на которых отсутствует какая-либо сортировка грунтов, что вообще характерно для склонов котловины. Створ № 2, кроме уклона, отличается от вышерасположенного еще и тем, что заложен на грунтах, более увлажненных вследствие постоянного питания их в течение периода протаивания талыми водами вышерасположенного многолетнего снежника.

Смещение обломочного материала за 1 месяц на створе № 3 оказалось близким к 1 см. В створе № 2 окрашенные обломки и мелкозем сместились на 0,3—1,5 см, но вверх по склону. Тогда такое перемещение обломочного материала при отсутствии наблюдений в течение месяца воспринималось как ошибочное, происшедшее в результате смещения реперов, вкопанных в мерзлую толщу на глубину 0,8 м.

В 1981 г. до начала таяния снега рядом со створом № 2 при помощи бурового станка в грунт были забурены еще два репера на глубину, превышающую мощность сезонно-оттаивающего слоя. На этом створе (№ 1) произведены наблюдения в течение всего периода протаивания. К концу периода большинство меченых обломков пород оказалось смещено вверх по склону на расстояния до 24 мм от первоначального положения. Восьмикратные наблюдения показали, что движение обломочного материала в створе носит колебательный характер. На рис. 5.26 представлены результаты некоторых замеров положения обломков. Такой характер движений невозможно объяснить смещением реперов, тем более что все они сохранили свое вертикальное положение. Результаты замеров в створе № 2 в 1981 г. показали суммарное за два года смещение обломков вверх по склону на расстояния до 15 мм от линии створа.

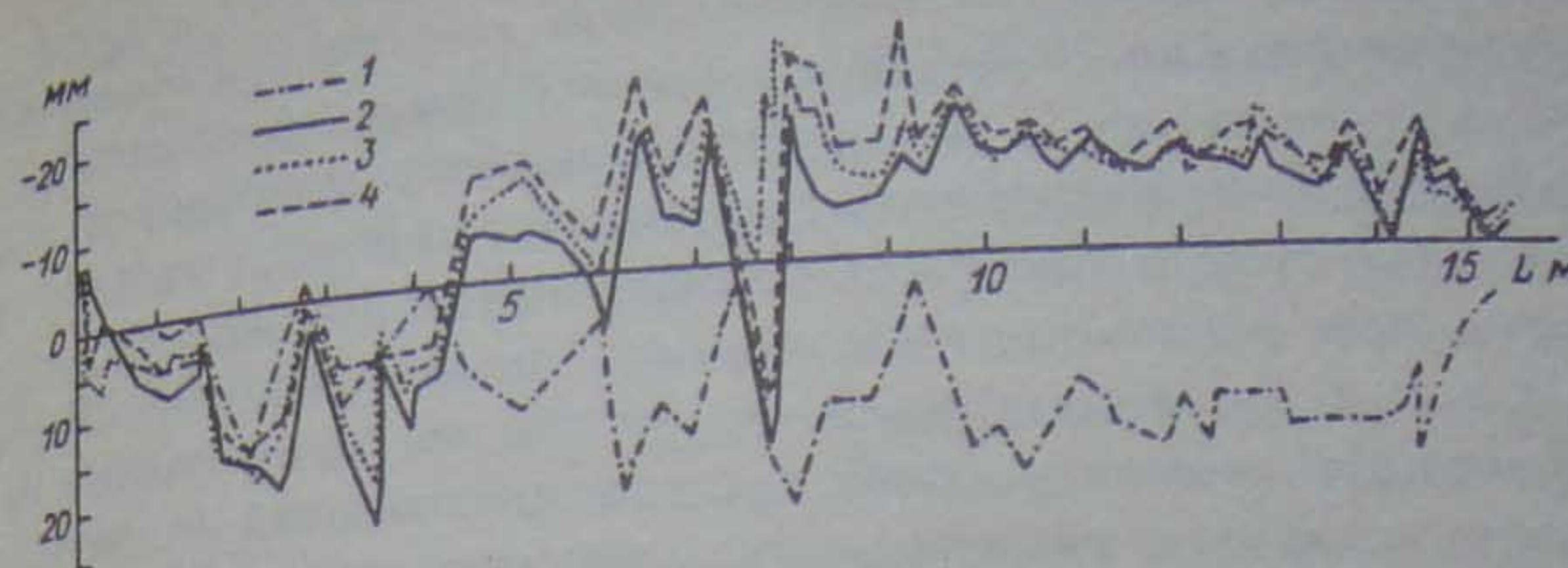


Рис. 5.26. Кривые смещения (мм) обломочного материала по склону в створе № 1 (по четырем последним сериям наблюдений в 1981 г.)

Положение окрашенных обломков пород и мелкозем в створе в момент наблюдений: 1 — 5 августа, 2 — 12 августа, 3 — 18 августа, 4 — 25 августа; L — длина створа.

Отрицательные значения соответствуют движению обломочного материала вверх по склону.

Рыхлый материал мощностью до нескольких десятков сантиметров — метров, в котором развиваются подобные движения, состоит из среднего и легкого сильно карбонатного суглинка с большим количеством щебня и дресвы. Слоистость в нем отсутствует, текстура промерзшего грунта массивная, влажность до начала протаивания в деятельном слое примерно одинакова по разрезу и составляет около 11 %. Продолжительность периода протаивания грунтов незначительна. В сравнительно холодном 1981 г. склоны котловины были свободны от снежного покрова на протяжении лишь 50—55 дней, а в сравнительно теплом 1979 г. — 70—75 дней. Протаивание грунта начинается при освобождении склонов от снега, а промерзание происходит в сроки, близкие к установлению снежного покрова. В 1981 г. грунт в районе створов оттаивал до глубины 0,6 м, а максимальная глубина протаивания, зафиксированная на склоне, составила 0,7 м. В более теплые сезоны глубина протаивания не превышает 0,9 м.

Протаивание происходит неравномерно вслед за освобождением разных участков склона от снега. В это время талая вода устремляется вниз, покрывая склон тонкой (до нескольких миллиметров) пленкой, обнаруживающейся как под снегом, так и на только что освободившихся от снежного покрова участках. Несмотря на то что растительность, представленная здесь мхами и

лишайниками, имеет незначительное распространение (проектное покрытие до 20 %), плоскостной срыв не является значительным агентом сноса со склонов рыхлого материала, так как вода стекает по промерзшему грунту. Когда же грунт протаивает, плоскостной сток практически прекращается.

Смещение обломочного материала на расстояние 20—25 мм вниз по склону, происходящее, вероятно, достаточно быстро, приурочено к моменту наибольшего насыщения грунта водой. Максимальная измеренная влажность составила 21—23 %. В это время протаивание достигает глубины 0,15—0,20 м. При уменьшении влажности поверхностных слоев деятельного слоя до 14—15 % в конце периода протаивания смещение обломков вниз по склону замедляется, но измерить его не удалось, так как следующие после первого наблюдения показали колебательный характер движения крупных обломков и мелкозема. Период колебаний также остался неизвестным вследствие того, что наблюдения производились с недостаточной частотой — раз в несколько суток, а такого рода движения могут быть прослежены лишь в результате непрерывных наблюдений с помощью приборов-самописцев [68].

Приуроченность максимального смещения грунтов к моменту их наибольшего увлажнения, наличие пластических свойств суглинков позволяет определить наблюдаемые движения грунтовых масс как солифлюкцию [69, 84]. Однако отрицательные (т. е. вверх по склону) перемещения обломочного материала на пологих склонах свидетельствуют о действии наряду с вязко-пластическими деформациями какого-то другого механизма передвижения обломочного материала. Из известных авторов опубликованных работ такой характер массовых движений отмечен Л. С. Говорухой на о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), где на склонах крутизной 4—7° обнаружены отрицательные смещения обломков [47]. Это явление Л. С. Говоруха предположительно объяснил наличием в грунтах криотурбаций, сопутствующих солифлюкции. В отложениях склонов котловины оз. Изменчивого криотурбаций нет, о чем свидетельствует отсутствие какой-либо криогенной сортировки грунтов как в разрезе отложений, так и на поверхности. Также не наблюдалось и такого явления, как стебельковый лед, под действием которого могли бы произойти описанные смещения обломочного материала. Отмеченная в работе Уошберна [213] регрессивная составляющая солифлюкции (*retrograde mouve-*

ment), вектор которой направлен против уклона, пока не получил объяснения.

Единственная закономерность, которую удалось обнаружить при наблюдениях на склонах котловины озера, это совпадение по времени движения обломков вверх по склону с периодами понижения температуры поверхности грунта до отрицательных значений. Наибольшие смещения зафиксированы в те периоды, когда минимальный термометр на поверхности почвы показывал от -1 до -5 °С. Поэтому можно предполагать, что отрицательные движения обломочного материала связаны с пучением грунта во время промерзания и его усадкой после оттаивания, но не вертикально вниз, а под определенным углом к склону. Этот процесс является, вероятно, разновидностью криогенной десерпции в понимании Т. Н. Каплиной [84] или криогенного крипа [168].

На рассматриваемом склоне выявлено два участка, характеризующихся различной интенсивностью и направленностью движений поверхностных масс грунта. Район створов № 1 и № 2 характеризуется смещением вверх или стабильным положением верхнего слоя грунта. Смещение обломков в районе створа № 3, где крутизна склона более 4°, происходит нормально — вниз по склону, но очень медленно — не более 1—2 см за сезон протаивания грунтов. Однако и здесь не исключены движения колебательного характера. Тем не менее следует ожидать выполаживания склона между створами № 1 и № 3 в силу такого распределения движения поверхностных слоев грунта. Выполаживание действительно имеет место, что установлено при инструментальных наблюдениях (см. рис. 5.25). Максимальное смещение обломков за период с 1981 по 1995 г. в створе № 3 составило 10 см, в створе № 2 — 8 см.

Небольшая поверхностная скорость движения грунтов, отсутствие структур течения в подповерхностной части деятельного слоя и стабильность реперов, даже не очень заглубленных, свидетельствуют о практически неподвижном состоянии более глубоких горизонтов деятельного слоя.

Минимальные скорости солифлюкции и непостоянство знака движений обломочного материала не способствуют появлению на склоне каких-либо характерных форм солифлюкции: языков, потоков, террас. Угнетенность процесса солифлюкции объясняется сковывающим действием мерзлоты, незначительной влажностью грунтов и составом пород. Карбонатный состав и насыщенность грубообломочным материалом способствуют увеличению связности рыхлых отложений.

Слабая активность солифлюкции и других склоновых процессов в озерной котловине подтверждается результатами сравнения аэрофотоснимков 30-летней давности с современной съемкой участков берега озера. За указанный промежуток времени не произошло никаких изменений в положении береговой линии, за исключением выдвигания дельты проток, впадающих в озеро с севера.

Незначительная активность современных склоновых процессов, судя по маршрутным исследованиям, характерна и для более крутых склонов островов Северной Земли. Основным типом массовых движений грунта является солифлюкция — вязкопластическое течение влагонасыщенного грунта [69, 84]. Медленная солифлюкция [168] имеет свое выражение в полосчатости склонов. Узкие — до нескольких десятков сантиметров — полосы вытянуты вдоль многих склонов там, где имеется хотя бы незначительный чехол рыхлых отложений. В центре полос преобладает мелкозем, по краям в бороздках шириной до 0,2 м и глубиной до 0,1 м сконцентрирован грубообломочный материал — в основном щебень. Полосы являются результатом совместного действия криогенных процессов и вязкопластического течения грунтов. А. Г. Костяев, изучавший полосчатость склонов о. Октябрьской Революции, обнаружил в шурфах, заложенных поперек склонов, породу с текстурами течения, которые и являются прямыми свидетелями вязкопластических деформаций в деятельном слое. Иногда данные текстуры обнаруживаются не только в деятельном слое, но и ниже поверхности вечной мерзлоты, что свидетельствует о периоде, когда солифлюкция действовала более интенсивно по сравнению с современным этапом развития склонов. Встречаемые на островах положительные формы, возникающие в процессе медленной солифлюкции, чрезвычайно редки. Солифлюкционные террасы и языки обнаружены на склонах г. Встречной на о. Октябрьской Революции, в юго-западной части о. Комсомолец, где высота их фронтальных уступов не превышает 1 м. На о. Большевик схожие формы единичны. Особенностью форм медленной солифлюкции является их распространенность на тех склонах, где нет покровных суглинков. Они развиваются в чехле элювия.

Причин сравнительно слабого развития медленной солифлюкции на архипелаге несколько. Во-первых, далеко не на всех склонах имеется чехол рыхлых отложений. На о. Большевик, больших площадях о. Октябрьской Революции коренные породы

зачастую обнажены или прикрыты тонким чехлом грубообломочного элювия, являющегося неблагоприятным субстратом для развития солифлюкции. Во-вторых, период оттаивания грунта короток. Склоновые процессы могут развиваться лишь в течение времени, не превышающего 70—75 дней в году. В-третьих, мощность деятельного слоя мала и в основном не превышает толщины слоя формосохраняемости [84]. Иначе говоря, малая масса талых склоновых отложений предопределяет их устойчивость на склоне [181]. Значительным сдерживающим фактором развития медленной солифлюкции является состав грунтов. Покровные суглинки — широко распространенный тип рыхлого чехла, особенности образования которого рассмотрены в п. 5.1.2, — затормаживают развитие склоновых процессов. Обилие крупнообломочного материала в суглинках способствует задерживанию вязкопластических деформаций. Кроме того, высокая степень карбонатности суглинков также является причиной их замедленного течения. И наконец, еще одна причина, на первый взгляд кажущаяся маловероятной. Грунты на островах, в особенности покровные суглинки, оказываются недостаточно насыщены водой для нормального развития солифлюкции. Как отмечено Б. Ф. Говоренковым [38], в результате неравномерного распределения снега на склонах многие из них в теплый период года оказываются слабо обводненными. Влажность суглинков на протяжении периода протаивания редко превышает 10—20 %, что явно недостаточно для течения грунтов. Сильное иссушение деятельного слоя по мере его оттаивания отмечал В. Г. Чигир, проводивший исследования на Краснофлотских островах, входящих в архипелаг Северная Земля [181]. Эти наблюдения подтверждаются исследованиями в котловине оз. Изменчивого. Иногда суглинки оказываются настолько сухими, что представляют собой бетоноподобную массу, скрепляющую многочисленные крупные обломки. Однако даже в состоянии влагонасыщения покровные суглинки малоподвижны. Повторные замеры глубины и ширины следов гусеничного транспорта в суглинках, проведенные на специальных полигонах, показали практически неизменные морфометрические характеристики вездеходной колеи через 8—9 лет после ее заложения (рис. 5.27). Даже следы, оставленные ногой человека на водоразделе, могут сохраняться в течение длительного периода.

Более активно на склонах происходят быстрые процессы. Это движения, развивающиеся на глазах наблюдателя как в покровных суглинках о. Октябрьской Революции, так и в морских



Рис. 5.27. Вездеходные колени, проложенные в 1975 г. Снимок 1983 г.

мелко- и среднезернистых песках о. Комсомолец. Необходимым условием таких массовых движений рыхлых отложений является аномально высокая температура воздуха. Солифлюкционные языки и оплывины активно возникали за последние годы лишь летом 1975, 1984 и 1985 гг. Особенностью этого типа склоновых процессов является их локальная приуроченность к отдельным участкам склонов.

Протяженность языков достигает нескольких десятков метров, ширина — от нескольких до 30 м. Глубина выемок в месте отрыва массы грунта от склона и высота фронтальной части языков не превышает 0,8 м.

Движение грунтовых масс начинается неожиданно и быстро достигает скоростей 2—3 м/мин, а затем замедляется. Активный рост „грязевых потоков” продолжается всего несколько часов. Механизм смещения грунтовых масс сложен. В данном процессе сочетаются вязкопластические деформации и соскальзывание отдельных блоков грунта по зеркалам скольжения. В месте отрыва массы грунта образуются поперечные трещины, в плане выпуклые вверх по склону, и продольные трещины, разбивающие верхнюю часть деятельного слоя на отдельные блоки. Последние начинают скользить вниз, затем могут переворачиваться при

нарастании скорости движений и разобщении с другими блоками, разрушаться при появлении вязкопластических деформаций. Зеркалом скольжения служат грунты иного механического состава, а в однородном деятельном слое — внутренние границы, обусловленные различным влагосодержанием слоев. В верхней части сплывов преобладает скольжение, свидетельством чему служат многочисленные бороздки, оставляемые блоками рыхлых пород на поверхности скольжения. В нижних частях языков господствует вязкопластическое течение разжиженной массы обломочного материала. Крупные обломки в грязевом потоке встают на ребро и приобретают ориентировку длинных осей параллельно направлению движения, а перед фронтальной частью языка направления длинных осей обломков, окружающих его по краям, образуют острый угол, обращенный вниз по склону.

Основным условием образования данных форм на склонах является быстрое насыщение грунтов влагой до жидкотекучей консистенции, для чего необходим период с повышенной температурой воздуха в течение нескольких дней. По наблюдениям на о. Комсомолец в 1984 г. солифлюкционные языки возникли в тот период, когда в течение нескольких суток дневные температуры воздуха достигали значений, превышающих 10—12 °С. Влажность песков на плоскостях скольжения в оплывинах составляла 20 %, а в верхней части песчаных блоков — 16 %. Формы быстрой солифлюкции и соскальзывания образуются при благоприятных условиях на склонах крутизной от 1 до 15°. На более крутых склонах они развиваются при минимальной мощности рыхлого материала. Образованные в считанные часы формы быстрой солифлюкции могут сохраняться в течение нескольких лет. Наибольшее количество таких форм обнаружено на северо-востоке и севере о. Комсомолец, где рыхлые четвертичные, в основном песчаные отложения занимают значительные площади поверхности острова.

Таким образом, основной причиной развития сплывов является быстрое насыщение водой подготовленных (разуплотненных криогенными процессами) грунтов. В аномальных температурных условиях в целом устойчивые склоны островов приходят в неустойчивое состояние и происходит быстрое смещение рыхлого материала, носящее катастрофический характер. Для Северной Земли характерно развитие таких движений на склонах любой крутизны и в песчаных отложениях, что в общем не обычно для иных районов [84].

В связи с общей выравненностью территории архипелага солифлюкция является важнейшим из склоновых процессов, преобразующих рельеф, несмотря на то что и она в настоящее время в значительной степени угнетена. Утверждение В. Г. Чигира о том, что мерзлотный крип является господствующим агентом денудации на Северной Земле [181], пока не подтверждается фактическим материалом, имеющимся у авторов и других исследователей [141].

Процессы обваливания, осыпания происходят на крутых склонах, но это явление локальное и приурочено лишь к склонам долин и абразионных уступов.

Формирование нагорных или денудационных террас, широко развитых на склонах о. Большевик, вероятно, обусловлено деятельностью талых ледниковых вод, а возможный способ их образования рассмотрен в п. 5.2.2. При этом авторы не отрицают возможности образования нагорных террас в ходе таких процессов, как солифлюкция и нивация по С. В. Обручеву, С. Г. Бочу, И. И. Краснову, Г. Ф. Гравису, Е. А. Втюриной и др. [27]. Однако вполне вероятно, что денудационные террасы могут быть гетерогенными, так же как и другие формы рельефа Северной Земли. В настоящее время в связи с угнетенностью склоновых процессов развитие нагорных террас также заторможено.

Полигональные формы на поверхности арктической пустыни, по исследованиям А. Г. Костяева в центральной части о. Октябрьской Революции, представлены пятнами-медальонами, каменными многоугольниками (4- и 5-гранными), трещинными полигональными и мохово-ячеистыми образованиями. Основная роль в формировании последних отводится криоконвекции с участием усыхания [92]. Морозобойное растрескивание — довольно редкое явление, так же как и развитие ледяных жил, на что указали А. Г. Костяев [133] и А. В. Орлов [141].

На о. Октябрьской Революции отмечен ряд термокарстовых форм, развивающихся в абразионных или эрозионных уступах, сложенных рыхлыми отложениями, которые содержат достаточно льда для образования просадок при его вытаивании. Циркообразные формы, возникающие в результате протаивания, — явление, обыкновенное для бровок террас. Несмотря на отсутствие прямых наблюдений за их формированием, на основе повторных исследований уступов в течение длительного периода можно предположить, что амфитеатры проседания возникают быстро — в течение одного цикла продолжительностью в несколько часов

или суток, а затем надолго стабилизируются аналогично формам быстрой солифлюкции. В дальнейшем эти формы могут быть осложнены более мелкими просадками, развивающимися по тому же механизму, как и более крупные формы. Просадочное происхождение данных форм доказывается тем, что в процессе их образования нет выноса обломочного материала в долины или на пляж, как при обвалах, оползнях и других склоновых процессах. Термокарстовые просадки характерны и для водоразделов, где обнаруживаются мелкие понижения изометричной формы, занятые озерами и лужами.

5.5. Техногенез

В настоящее время Северная Земля является обжитым архипелагом. Полярные станции и многочисленные экспедиции работают на островах с 1930 г. Хозяйственная деятельность человека приводит к изменению ландшафтов и, в частности, рельефа поверхности суши и ледников. Техногенное воздействие на рельеф в настоящее время заключается в накатывании дорог гусеничным транспортом, прокладке временных дорог с использованием землеройной техники, выемке пород в горных выработках, образовании отвалов и др.

Развитая сеть следов вездеходов покрывает всю площадь островов. Однако наиболее нарушенные участки арктической пустыни возникают вблизи станций и баз экспедиций. Дороги, по которым сотни и тысячи раз проходит гусеничная техника, достаточно разнообразны в зависимости от состава грунтов. В наиболее распространенных поверхностных отложениях — покровных суглинках — выработаны серии рытвин глубиной до 0,5—0,6 м. Ширина проезжей части может достигать нескольких сотен метров, так как повторное использование проложенной колеи часто неудобно для водителей. Кроме таких дорог существуют и временные пути, проторенные в рыхлых отложениях бульдозерами. Амплитуда микрорельефа на таких дорогах достигает 1,5 м.

На территории расположения станций в результате движения транспорта и других хозяйственных мероприятий значительной переработке подвергается вся поверхность прибрежной равнины. Там при почти полном сносе и перемешивании верхнего слоя почвы и грунта появляются специфические микроформы рельефа, исчезает растительность, не выдерживающая антропогенной

нагрузки, персонал станций испытывает неудобства в связи с обилием грязи — результатом переработки грунта.

Слабая активность современных склоновых процессов приводит к тому, что все техногенные микроформы остаются заметными образованиями на протяжении многих лет, как показали вышеописанные наблюдения на специально заложенных полигонах (см. рис. 5.27). Устойчивость грунтов обуславливает ограниченное распространение дорожной эрозии [194], развивающейся по проложенным следам вездеходов. Даже на склонах колеи гусеничного транспорта сравнительно слабо разрабатываются тальмами водами.

На о. Большевик интенсивно проводятся поисковые и геологоразведочные работы. Там техногенные формы имеют значительно большие размеры по сравнению с транспортными микроформами. Основными участками переработки рельефа являются долины рек. В некоторых из них с помощью мощной землеройной техники пройдены разведочные траншеи, снесены аккумулятивные образования, в результате чего долины претерпели заметные изменения. В горных выработках на склонах значительной крутизны активизировались склоновые процессы, направленные на нивелирование техногенных форм.

На рис. 5.28 воспроизведена динамика склонов и дна одной из траншей, пройденной в 1980 г. в долине р. Студеной и претерпевающей дальнейшие изменения в результате активизации склоновых процессов. Траншея заложена в аккумулятивной гляциально-флювиальной толще, сложенной грубообломочным материалом из местных пород, представленных верхнепротерозойским флишомидным комплексом. Обломки песчаников и аргиллитов имеют плохую окатанность, а зачастую вообще не окатаны. Гранулометрический состав отложений определен по двум образцам, отобранным из бровки траншеи (образец 1) и осыпи у дна выработки (образец 2). Результаты ситового и гранулометрического анализов мелкой фракции представлены в табл. 5.3. Влажность грунта чрезвычайно мала, поэтому главными процессами, активизировавшимися на склонах выработки, стали обваливание и осыпание. Инструментальные измерения в траншее проведены трижды: непосредственно после выработки в 1980 г., в начале июля и сентябре 1983 г. В связи с суровыми климатическими условиями района исследований склоновые процессы активно протекают в течение 2 месяцев в году — возникают при сходе снежного покрова в начале июля и затухают с первыми замороз-

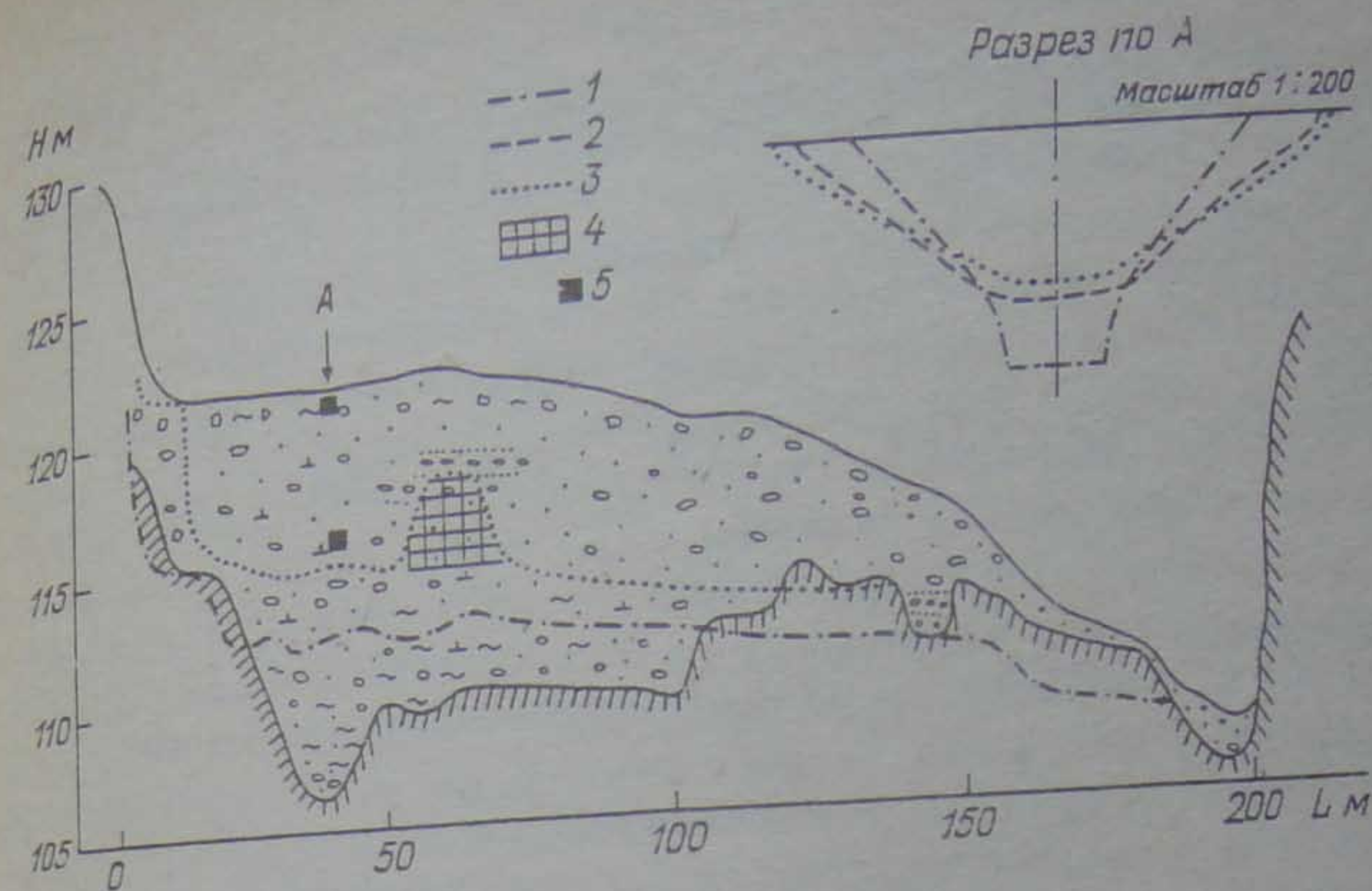


Рис. 5.28. Разрез аккумулятивной террасы, в которой пройдена траншея.

Положение дна траншеи: 1 — в 1980 г., 2 и 3 — соответственно в июле и сентябре 1983 г.; 4 — насыпное дорожное полотно; 5 — место отбора образцов пород на гранулометрический анализ.

ками в начале сентября. За этот непродолжительный отрезок времени происходят все изменения в траншее, зафиксированные наблюдениями. Заполнение траншеи обломочным материалом происходит за счет выколаживания стенок, сноса материала с крутого коренного склона долины, до которого пройдена горная выработка. Скорость осыпания стенок со временем замедлилась. За два летних месяца 1981 г. и такой же период 1982 г. глубина траншеи сократилась на 2,3 м, а за лето 1983 г. — только на 0,4—0,5 м. В настоящее время выработан профиль равновесия траншеи, которая осталась заметной отрицательной формой рельефа. Шурфы глубиной 10—15 м с квадратным сечением ствола заполняются обломочным материалом в течение одного-двух летних сезонов и преобразуются в круглые воронки диаметром и глубиной до 1 м.

Выемка и промывка грунтов в ходе горных работ ведет к искусственной сортировке отложений, насыщению речных потоков обломочным материалом, который в нижних частях рек образует аккумулятивные формы в руслах. Кроме активизации склоновых процессов, горные работы изменяют гидрологический

Результаты ситового и гранулометрического анализов рыхлых отложений из траншеи, выработанной в аккумулятивной террасе долины р. Студеной

Таблица 5.3

Образец 1

Фракция, мм...	40	20-40	10-20	5-10	1-5	1,0-0,5	0,5-0,25
Масса, %...	4,8	11,4	14,3	12,8	15,6	0,8	3,6

Фракция, мм...	0,25-0,1	0,1-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001
Масса, %...	2,9	8,9	13,6	7,2	4,1

Образец 2

Фракция, мм...	40	20-40	10-20	5-10	2-5	2
Масса, %...	2,7	6,9	11,1	17,9	24,2	37,0

режим рек и осложняют русловые процессы, не говоря уже о загрязнении вод.

Различные постройки на станциях и базах экспедиций несколько меняют ветровой режим, в результате чего при благоприятных условиях (наличии оврагов, береговых уступов и др.) могут возникать небольшие снежки, меняющие рельеф территории и ландшафт.

Жизнедеятельность станций, устроенных на ледниках, приводит к осложнению рельефа ледяного плато. Изменение постройками ветрового режима и условий накопления снега способствует его аккумуляции и образованию фирново-ледяных куполов. За 10 лет существования гляциологического стационара на леднике Вавилова высота такого купола, перекрывшего все строения, составила 5 м, диаметр — 500 м. Дальнейшая судьба искусственных ледяных куполов зависит от тенденций снегонакопления. Если будет преобладать аккумуляция, произойдет увеличение купола, как это заметно в настоящее время после прекращения функционирования станции. Если будет преобладать абляция,

купол начнет деградировать и оказывать загрязняющее влияние в результате вытаявания из него накопившихся нечистот.

Таким образом, в результате человеческой деятельности на островах Северной Земли возникают определенные формы рельефа, как аккумулятивные, так и выработанные. Величина их пока незначительна и они не могут катастрофически повлиять на развитие ландшафтов архипелага. Как видно из приведенных результатов исследований, эти формы в связи со слабой активностью современных склоновых процессов, происходящих здесь, при современном состоянии климата достаточно устойчивы. Однако при дальнейшей всевозрастающей хозяйственной активности на островах и при существующей предположительно тенденции к потеплению климата техногенное влияние на рельеф может привести к нежелательным последствиям и проявлению катастрофического характера многих экзогенных геоморфологических процессов. Поэтому очевидно, что уже сейчас необходимо проведение природоохранных мероприятий на Северной Земле. В части защиты рельефа (ни должны касаться: 1) ограничения движения гусеничного транспорта вне существующих дорог во время сезона протаивания грунтов, когда нарушения поверхностного слоя последних максимальны; 2) упорядочения производства горных работ; 3) выявления геологических памятников (геологических разрезов, уникальных геологических явлений и т. п.) и запрещения всякой хозяйственной деятельности в их непосредственной близости.

Глава 6. РАЗВИТИЕ АРХИПЕЛАГА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ И РОЛЬ ОЛЕДЕНЕНИЙ В ЕГО ИСТОРИИ

Проведенный нами анализ условий распространения, залегания, вещественного состава четвертичных отложений, особенностей строения рельефа и ледников, а также современных и прошлых геоморфологических процессов позволяет реконструировать основные этапы развития природной среды архипелага Северная Земля в плейстоцене и голоцене (табл. 6.1).

Прежде всего, для архипелага характерной особенностью является то, что его развитие происходило на фоне дифференцированного тектонического подъема в условиях неоднократной смены трансгрессий и регрессий Мирового океана, циклических колебаний климата, а также смен ледниковых и неледниковых эпох.

Наиболее древние из обнаруженных до настоящего времени четвертичных отложений (550 тыс. лет назад) относятся к концу нижнего плейстоцена. В это время, как показывает анализ отложений, на территории Северной Земли господствовало бореальное море глубиной более 50 м, с положительной температурой воды и соленостью более 33 ‰. Состав фауны морских моллюсков позволяет предположить проникновение в исследуемый район Северного Ледовитого океана моллюсков и фораминифер тихоокеанских видов. В это время, по-видимому, ледников на Северной Земле не существовало, а сам архипелаг состоял из нескольких небольших островов — наиболее возвышенных частей островов Октябрьской Революции и Большевик.

В самом конце нижнего плейстоцена море регрессировало и на укрупнившихся островах возникло оледенение. Судя по ограниченному распространению ледниковых отложений в пределах архипелага и их небольшой мощности, оледенение развивалось на ограниченной площади и продолжалось короткое время. При его деградации получили развитие эрозионные процессы, вызвавшие размыв коренных пород и отложение обломочного материала (преимущественно галечников) в приустьевых частях водотоков.

На рубеже нижнего и среднего плейстоцена уровень моря вновь поднялся, одновременно произошло потепление климата, способствующее развитию на островах более богатой и разнообразной растительности, близкой к современной кустарниковой

тундре. К началу среднего плейстоцена уровень моря понизился, что повлекло за собой усиление эрозионных процессов и отложение косослоистых галечников в долинах рек вблизи их устьевых частей.

Эта регрессия была кратковременной, и уже около 300 тыс. лет назад уровень моря в районе архипелага вновь повысился. Климатические условия и растительность приобрели черты, имевшие место на рубеже нижнего и среднего плейстоцена. К концу этого длительного трансгрессивного этапа (220—200 тыс. лет назад) отмечается очередное падение уровня моря, сопровождающееся появлением на островах ледников. Следы этого оледенения обнаружены на р. Озерной, где в основании Озернинской толщи встречены ледниковые отложения, похожие по литологическим признакам на морену. Это же время характеризовалось широким развитием эрозии в речных долинах и формированием аллювиально-дельтовых отложений (преимущественно галечников) в областях аккумуляции.

Около 170 тыс. лет назад эрозионно-аккумулятивная фаза в развитии рельефа закончилась в связи с новой трансгрессией. На прибрежных равнинах архипелага вновь начали формироваться морские отложения. Присутствие в отложениях этого времени комплексов типично морской холодноводной микрофауны и моллюсков свидетельствует о существовании в этом регионе холодноводного морского бассейна с практически нормальной соленостью. На суше, вероятнее всего, развитие имела растительность, близкая к арктической тундре.

Примерно 150—160 тыс. лет назад морские условия осадконакопления вновь сменились на континентальные. В это время наиболее очевидны следы воздействия ледников, которые подвергали эрозионному воздействию подстилающие морские отложения и переоткладывали их в ледниковую толщу. Судя по присутствию в разрезах на западе о. Октябрьской Революции эрратических пород с восточной половины острова, ледники были активны и их языки двигались с востока на запад. Установленная мощность ледниковых отложений этого времени не превышает 2 м. Несмотря на то что эти ледниковые отложения — наиболее явные из обнаруженных на архипелаге, у нас нет оснований предполагать, что в это время ледники имели широкое распространение и осуществляли активную рельефообразующую деятельность.

На низменных участках островов 150 тыс. лет назад существовал морской бассейн с температурой воды выше 0 °C и соленос-

Сопряженный анализ плейстоценовых и голоценовых
отложений и палеогеографических событий на Северной Земле

Возраст, тыс. лет	Стратиграфическая шкала	Фации	Мощность, м	Сводный разрез	Местоположение конкременного разреза	Стратиграфическое подразделение	Результаты абсолютного датирования, тыс. лет	Палеомагнетизм	Тектоника	Развитие моря
2	Голоцен	Верхний	Приледниково-озерные с двумя прослоями	7	п-ов Медный обн. 103,53	Медниковская толща	0,9 ± 1,0		Слабое поднятие	Трансарессия
4		Нижний	Лазуно-морские Q _{IV}				3,2 ± 0,1			
6			Озерно-болотные	1,3			8,8 ± 0,2			
10	Поздний плейстоцен	Вторая половина	Ледниковые, озерно-ледниковые Q _{IV} + Q _{III}	3	а. Октябрьской Революции р. Озерная обн. 106,6	Подземинская толща	10,2		Более интенсивное свободное поднятие	Регрессия
20			Прибрежно-морские Q _{III}	5			11,4 ± 0,4			
30			Дельтовые Q _{III} + Q _{II}	8			19,4 ± 0,1			
40							24,9 ± 0,2			
50							26 ± 0,8			
60	Средний плейстоцен	Первая половина	Прибрежно-морские Q _{III}	5	а. Октябрьской Революции р. Озерная обн. 29	Озеринская толща	32,4 ± 0,2		Слабые колебательные движения	Трансарессия
70			Дельтовые Q _{III} + Q _{II}	8			43 ± 1,0 (11°C)			
80							51,5 ± 0,4 (11°C)			
90							56 ± 4,2			
100							68 ± 6,7 (30°C)			
110	Поздний плейстоцен	Вторая половина	Ледниковые и ледниково-морские Q _{III} + Q _{II}	8	а. Октябрьской Революции р. Озерная обн. 29	Озеринская толща	98 ± 7		Слабые колебательные движения	Регрессия
120			Морские Q _{III}	6			105 ± 10			
130			Ледниковые Q _{III}	3			120 ± 13 (30°C)			
140										
150										
160	Средний плейстоцен	Первая половина	Морские Q _{III}	18	а. Октябрьской Революции р. Озерная обн. 29	Озеринская толща	170 ± 10 (30°C)		Слабые колебательные движения	Трансарессия
170										
180										
190										
200										
210	Поздний плейстоцен	Вторая половина	Аллювиально-дельтовые Q _{III}	15	а. Октябрьской Революции р. Озерная обн. 29	Озеринская толща			Слабые колебательные движения	Регрессия
220										
230										
240										
250										
260	Средний плейстоцен	Первая половина	Морские и ледово-морские	14	а. Октябрьской Революции р. Озерная обн. 29	Озеринская толща			Слабые колебательные движения	Трансарессия
270			Ледниковые							
280			Аллювиальные	6						
290			Морские Q _{III}	4						
300				1,7			300 ± 36 (30°C)			
350	Нижний плейстоцен		Ледниковые	2,5	а. Комсомольск-Угловое обн. 31 к	Ручьевская толща	552 ± 67 (30°C)		Слабые колебательные движения	Трансарессия
			Морские	8						

Примечание. Условные обозначения к графе „Сводный разрез“ см. на рис. 4.5.

отложений и палеогеографических событий на Северной Земле

Оседло-накопление	Рельеф	Оледенение	Моллюски	Млекопитающие	Микрофауна (фораминиферы)	Растительность и ландшафт	Климат
Лазуно-морское	Современные аллювиальные и морские террасы высотой до 8 м	—		Rangifer tarandus	Islandiella, I. norcrossi, Candona, Candoniella	Мохово-травянистая, Травянисто-кустарниковая, Мохово-травянистая, Травянисто-кустарниковая тундра	Полярная пустыня
Озерно-болотное	Морские террасы высотой от 10 до 65 метров	—	Hiatella arctica, Astarte montagui, Portlandia arctica, Mya truncata, Macoma calcarea, Astarte borealis, Hiatella arctica	Mammuthus primigenius, Odocoileus sp., Balanus misticus, Monodon monoceros	Haynesina orbicularis subarctica, Islandiella limbata, Globicides spp., Retroliphidium claudum, Cribroelphidium orbiculare, Elphidium arctica	Полярная тундра-степь, Мохово-травянистая	Полярная пустыня
Ледниковое	Морские террасы высотой до 110 м	—					
Прибрежно-морское	Морские террасы высотой до 150 м	—					
Аллювиально-дельтовое	Морские террасы высотой до 110 м	—					
Прибрежно-морское	Морские террасы высотой до 150 м	—					
Ледово-морское и ледниковое	Морские террасы высотой до 150 м	—					
Морское	Морские террасы высотой до 150 м	—					
Ледниковое и ледниково-морское	Морские террасы высотой до 150 м	—					
Морское	Морские террасы высотой до 150 м	—					
Аллювиально-дельтовое	Речные долины	—					
Прибрежно-морское	Морские террасы	—					
Ледниковое	Морские террасы	—					
Пляжевое морское	Речные долины	—					
Прибрежно-морское	Морские террасы	—					
Ледниковое	Морские террасы	—					
Прибрежно-морское	Морские террасы	—					

тью выше 33 ‰, а на ближайшей суше в это время господствовала растительность, более теплолюбивая по сравнению с той, которая имеет место на архипелаге в настоящее время.

Морской бассейн продолжал существовать на протяжении очень длительного времени примерно от 150 до 85—90 тыс. лет назад. Однако гидрологический и температурный режим его вод не был постоянным. В интервале времени 120—110 тыс. лет назад температура воды в море была положительная, а соленость превышала 33 ‰, что благоприятствовало развитию разнообразной морской фауны. Так, среди фораминифер господствующим был глубоководный и богатый комплекс (до 6000 раковин на 100 г навески), состоящий из крупных раковин с толстыми стенками, среди которых, наряду с холодноводными, присутствовало много бореальных и даже лузитанских видов, например *Trifarina angulosa* (Will). Среди моллюсков впервые появляется исландский гребешок *Chlamis islandicus* — вид, обитающий в настоящее время только в Баренцевом море в районах распространения теплых атлантических вод. В отложениях этого возраста отмечается множество костей китообразных и ластоногих. В спорово-пыльцевом комплексе среди древесно-кустарниковой группы доминирует пыльца кустарниковых берез (> 70 %), что, несомненно, является показателем существования на возвышенных островах северной части архипелага растительности типичной тундры, а на островах южной части растительности, вероятно всего близкой к южнотундровой.

В интервале от 115—110 до 90 тыс. лет назад происходила постепенная регрессия бассейна, гидрологический и температурный режим морского бассейна ухудшился по сравнению с предшествовавшим этапом. Температура вод понизилась до 0 °С, соленость — до 30—33 ‰. Заметно снизился количественный состав микрофауны. В связи с развитием неравномерных тектонических поднятий бассейн регрессировал в южной части архипелага быстрее, чем в северной.

Около 88—90 тыс. лет назад на островах начало развиваться оледенение, которое продолжалось, вероятно, довольно длительное время (до 68—70 тыс. лет назад). Однако, судя по тому, что в ряде обнажений (обнажения № 29, 15) отмечаются ледниково-морские отложения (мореноподобного облика), содержащие специфический комплекс достаточно глубоководной микрофауны, явно не переотложенного облика, можно допустить, что уровень моря, особенно на начальном этапе развития оледенения, пони-

зился незначительно. Поэтому возникшие на островах ледники осуществляли разгрузку непосредственно в море. Наиболее интенсивно процесс разгрузки льда и моренного материала проходил по уже сформированной в общих чертах сети, особенно по таким крупным долинам, как долины рек Озерной, Подъемной, Ушакова, Студеной, Лагерной и др.

Вероятнее всего, это оледенение было самым продолжительным и наиболее значительным за верхний плейстоцен, а, возможно, и за средний и верхний плейстоцен. Оно имело покровный характер. Н. Г. Загорская [72] следы покровного оледенения относил к зырянскому времени (возраст 70—50 тыс. лет) и предполагала, что оно было максимальным для Северной Земли, а также и для более южных районов Средней Сибири. Именно в это время, как она полагала, валуны и глыбы изверженных пород с восточной части о. Октябрьской Революции разносились в другие районы архипелага.

При деградации оледенения на заключительной стадии происходило не только углубление речной сети, но и ее перестройка. Так, например, в это время на о. Большевик р. Лагерная в нижнем течении перехватила сток р. Горной, а единая и мощная речная система в центре о. Октябрьской Революции разделилась на две. Воды р. Озерной с главным притоком р. Бедной стали стекать на юг, а сток рек Ушакова и Книжной начал осуществляться на северо-восток, в бух. Красную.

От 68—70 до 50 тыс. лет назад в пределах прибрежных низменных участков островов вновь существует морской бассейн. Отсутствие в отложениях этого возраста скоплений мегакластов и каких-либо других следов ледниковой деятельности, указывает на то, что в это время наземное оледенение практически деградировало. Бассейн был более мелководным (до 45—50 м) по сравнению с бассейном, трансгрессировавшим в интервале 150—90 тыс. лет назад, но имел нормальную соленость и придонные температуры воды, несколько превышающие 0 °С. В прибрежных водах обитал богатый аркто-бореальный комплекс фораминифер, моллюсков и других морских животных и растений. К концу рассматриваемого интервала с материка усилился вынос древесины — плавника и отложение его в береговой полосе островов архипелага.

Опираясь на результаты палинологического анализа, можно было бы заключить, что в рассматриваемый интервал времени на островах Октябрьской Революции, Пионер и Комсомолец произрастала растительность, близкая к современной, а следовательно,

климатические условия также были сходны. Однако целый ряд других признаков (температура воды в море, обилие и разнообразие морских животных, масса плавника, хорошая окатанность обломочного материала и др.) указывает на существование в то время климатических условий, более благоприятных по сравнению с современными.

Анализ минералогического состава, мощности отложений показал, что областью размыва в это время были преимущественно восточные, наиболее приподнятые части островов Октябрьской Революции и Большевик, а областью аккумуляции — о. Комсомолец, за исключением его юго-западной и юго-восточной частей. На юго-западе о. Комсомолец существовала единственная крупная долина, занятая в настоящее время рекой, впадающей в бух. Узловую.

На о. Большевик в это время, по-видимому, сформировался морской бар между современными долинами рек Торы и Каменки на высотах 90—100 м. При этом верхний предел распространения трансгрессий на острове маркируется морскими галечниками на высотах 120 м, на о. Октябрьской Революции — до 155 м.

В долинах флювиальные процессы сменились аккумуляцией морских отложений, при этом в отдельных случаях ее скорость была весьма значительной. Так, в эрозионном котле долины р. Студеной (о. Большевик) бурением была вскрыта морская толща, достигающая 57 м*.

В интервале примерно от 50 до 45 тыс. лет назад уровень моря довольно быстро понижался; в речных долинах и на морском побережье формировались регрессионные террасы на высотах до 100 м. Однако вследствие большой скорости регрессии и ограниченности времени они не достигли больших размеров. Поэтому впоследствии во многих районах архипелага они были уничтожены денудационными процессами. Одновременно с формированием террас происходит усиление линейной эрозии и образование новых речных долин на островах Большевик и Октябрьской Революции (реки Каменка, Скалистая, Голышева, Ледниковая и др.). Не исключено, что в это время на островах существовали ледники, при таянии которых в речную сеть поступало большое количество воды, иначе трудно объяснить столь глубокий врез в

* Некоторые геологи полагают, что эта толща откладывалась на протяжении более длительного времени.

долинах (20—40 м) и присутствие в разрезах (реки Подъемная, Озерная, Сложная и др.) довольно мощной толщи галечников.

Охарактеризовать климатическую ситуацию и характер растительности для этого времени мы не имели возможности, так как в образцах, отобранных из отложений этого возраста, не оказалось достаточного для подсчета количества микрофосилий.

Однако 45 тыс. лет назад уровень моря снова начал подниматься и достиг на Северной Земле максимума (85—90 м над уровнем моря) 32—34 тыс. лет назад. Морские воды затопили нижние и средние части большинства существующих в настоящее время речных долин и других понижений рельефа и здесь начали накапливаться морские отложения: алевроитовые, песчано-галечные. На междуречьях формировались морские террасы и береговые валы, хорошо прослеживаемые в рельефе до высот 50 м. Температура придонных морских вод была ниже 0 °С, соленость несколько ниже нормальной океанической. В море обитали многочисленные фораминиферы, остракоды, моллюски, среди которых преобладали арктические и бореально-арктические виды. В отложениях часто обнаруживают кости моржей, тюленей, различных видов китов, остатки плавника. Гравийно-галечный материал, слагающий террасы, береговые валы, как правило, хорошо окатан, что свидетельствует о существовании летом довольно продолжительного периода открытой воды.

Содержащееся в отложениях Подъемнинской толщи небольшое количество спор и пыльцы, к сожалению, не позволяет сделать вывод ни о характере произраставшей тогда на островах растительности, ни о климате. Однако вышеперечисленные данные все же дают основание говорить о том, что в подъемнинское время климат был несколько теплее современного, а ледовая обстановка летом вокруг островов была также благоприятнее по сравнению с современной.

Большинство из 12 радиоуглеродных датировок, выполненных по различному материалу (раковины моллюсков, кости морских животных, древесина), отобранному из террас высотой от 4—5 до 40 м, пришлись на возраст от 28 до 47 тыс. лет. Лишь одна датировка ЭПР-методом по раковинам морских моллюсков, отобранным из разреза в долине р. Сухой (о. Комсомолец) с высоты 10—12 м над уровнем моря, показала возраст 23 ± 2 тыс. лет. Однако эта дата не дает основания считать, что в то время уровень моря находился на данной высоте. Работами Боуэна [19], Клинге [89] и др. показано, что тогда уровень Мирового океана был

ниже современного на 30—40 м. Возможно, эти морские отложения накапливались на уровнях, близких к указанным, но затем в результате тектонических движений были подняты на современную высоту.

Кроме того, морские условия осадконакопления на о. Комсомолец существовали дольше, чем в других частях архипелага, что можно объяснить различиями в характере и направленности дифференцированных движений земной коры.

После 32 тыс. лет назад началась регрессия моря, в ходе которой на побережье стали формироваться регрессионные абразионно-аккумулятивные террасы либо береговые валы, хорошо сохранившиеся в рельефе до настоящего времени на высотах от 80 до 5—6 м. По мере регрессии усиливался врез водотоков в речные долины, однако он был небольшой, так как отсутствовали главные источники питания рек — ледники.

Около 25—26 тыс. лет назад уровень океана опустился до отметок не менее чем -70...-80 м и архипелаг, вероятнее всего, соединился с материковой сушей, превратившись в выдающийся к северу полуостров с сильно расчлененной береговой линией. На территории бывшего архипелага на наиболее приподнятых участках суши в связи с общеглобальным похолоданием климата началось образование ледников. Однако они росли скорее всего очень медленно, что было связано с дефицитом осадков, возникшим, с одной стороны, по причине блокировки крупными ледниковыми покровами Северной Европы поступления влажных воздушных масс из Северной Атлантики в сибирские районы Арктики, а с другой стороны, вследствие увеличения общей континентальности климата в Сибири по причине значительного сокращения площади Северного Ледовитого океана и увеличения площади суши в связи с глубокой регрессией Мирового океана. На существование в это время в районе Северной Земли резко континентального климата указывает обнаруженный в водно-ледниковых отложениях, залегающих на дне оз. Изменчивого под толщей голоценовых озерных отложений, специфический спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы злаков и полыни. Этот комплекс свидетельствует о том, что в это время на свободных ото льда участках суши господствовали тундростепные ландшафты, характерные не только для рассматриваемой территории, но и для всей азиатской Арктики [110, 111].

Ограниченное развитие ледников, широкое распространение тундростепных пространств с богатой травянистой растительнос-

тью благоприятствовало обитанию здесь мамонтов. Судя по серии радиоуглеродных датировок мамонтовых остатков, эти крупнейшие млекопитающие, рацион которых ежедневно состоял из 150—200 кг растительной пищи, проникали на территорию Северной Земли на протяжении нескольких тысяч лет (24—19 тыс. лет назад).

Разрастание ледников началось, вероятнее всего, после 18—19 тыс. лет назад. Присутствие ледниковых отложений мощностью до 5 м и аккумулятивных форм рельефа преимущественно в верховьях и средних частях современных речных долин, относительно недалеко от краев современных ледников, ограниченное число экзарационных форм в них, отсутствие ледниковых аккумулятивных форм на окружающем остров шельфе и гляцио-изостатических движений берегов в поздние и послеледниковое время подтверждают вывод о локальном распространении ледников даже в максимум оледенения. При этом максимум оледенения, вероятнее всего, наступил 13—15 тыс. лет назад, т. е. был смещен по сравнению с европейской Арктикой на 3—4 тыс. лет. Такое явление, очевидно, произошло в результате разблокировки поступления влажных масс из Северной Атлантики в азиатскую Арктику после значительного сокращения скандинавского ледникового щита во второй половине позднего валдая и увеличения количества осадков в азиатской Арктике.

Однако рост ледников продолжался недолго. Судя по находкам остатков торфа в разрезах, расположенных у края современных ледников, а также остатков мамонтов с радиоуглеродными датами 11,5 тыс. лет, уже к этому времени ледники имели размеры, близкие к современным либо меньше.

Сартанские ледники, по-видимому, имели иной по сравнению с современным термодинамический режим, способствующий развитию экзарационных процессов и образованию морен. В целом сами сартанские ледники мало изменили рельеф суши, но быстро начавшаяся их деградация совпала по времени с низким положением базиса эрозии, что оказалось решающим для преобразования рельефа. Подъем уровня моря с минимальных отметок -100...-120 м ниже современного уровня начался с рубежа 16 тыс. лет назад, однако к началу голоцена он был еще низким [89].

Сокращение ледников приводило к вытаиванию обломочного материала, содержавшегося в них, и формированию покровных суглинков по схеме, рассмотренной в гл. 5. Размыву и переотложению ледникового обломочного материала способствовали

талые ледниковые воды. Главная их роль заключалась в эрозионном освоении рельефа освобождавшейся от ледников суши. Так как ледники не распространялись за пределы архипелага, эрозионная деятельность талых вод почти сразу после начала дегляциации сконцентрировалась в выработанных ранее долинах. Большие уклоны и обилие воды создали условия для интенсивного глубинного и бокового врезания в долинах. Существовавшие к тому времени долины углубились на 40—50 м. Вновь возникшие долины таких рек, как Подъемной, Сланцевой, Незаметной, Курчавой и некоторых притоков древних рек, также испытали значительное углубление, достигшее к середине голоцена нескольких десятков метров.

На о. Комсомолец происходило эрозионное расчленение аккумулятивной морской равнины. Если на юго-западе острова талые ледниковые воды сконцентрировались в ранее выработанной долине реки, впадающей в бух. Узловую, то на севере и северо-востоке потоки прорезали морские пески и формировали долины рек Капризной, Многоструйной, Полевой, Трубы и других. Особенности этих долин — большая ширина при незначительной длине, слабо развитые террасы — были обусловлены песчаным составом субстрата, в который врезались потоки. На водоразделах формировались маргинальные каналы.

Реки несли очень много наносов, большая часть которых вследствие значительных уклонов водной поверхности выносилась за пределы архипелага. Остатки инстративного аллювия сохранились лишь на некоторых участках долин в основании толщ частично заполняющего их материала.

В начале голоцена (10,0—8,8 тыс. лет назад) во время общего повышения солнечной инсоляции почти на 10 % поступление обломочного материала в долины еще более увеличилось в связи с повышением летней температуры воздуха и усилением таяния ледников. Одновременно повсеместно на водоразделах, в понижениях рельефа в связи с усилением термокарстового процесса стали формироваться озера, в которых началось накопление озерно-болотных отложений с большой долей торфяников, а на склонах стали происходить массовые смещения оттаявших грунтов, вызвавших нарушение их устойчивого равновесия.

Присутствие в торфяниках веток кустарников (ивы и березки), а также спорово-пыльцевых комплексов, содержащих в образцах до 60 % от общего состава пыльцы кустарников и кустарничков,

указывает на то, что в это время на о. Октябрьской Революции существовала типичная тундра, а на о. Большевик — вероятнее всего, южная (кустарниковая) тундра. Температура воздуха в летний период была на 4—6 °C выше по сравнению с современной, т. е., по существу, это было самое теплое время за весь голоцен. Естественно, что при таких летних температурах ледники острова значительно сократили свои размеры, а многие из них, вероятнее всего, совсем исчезли.

Одновременно уровень Мирового океана очень быстро повышался, что вызывало быстрое повышение базиса эрозии. При изменившемся режиме потоков большая часть влекомого и взвешенного материала откладывалась в долинах; стадия врезания быстро сменилась стадией накопления обломочного материала. Гляциально-флювиальные отложения погребали лед, оставшийся от отступивших сартанских ледников.

Регрессивная аккумуляция, вызванная повышением базиса эрозии, распространялась вверх по течению. Все устья достаточно крупных рек оказались заполненными наносами. Мощность отложений в дельтах, по данным бурения, достигает в настоящее время 20 м, но тогда — к концу оптимума голоцена — толща отложенного реками материала была мощнее. Регрессивная аккумуляция в долинах была распространена на значительные расстояния от устьев, а в долинах о. Комсомолец — на всю видимую современную длину, например в долине р. Трубы. В результате регрессивной аккумуляции русла рек сильно изменились. Возросла интенсивность боковых смещений русла, что повлекло за собой подрезание террас и их уничтожение в долинах рек о. Комсомолец, где склоны долин сложены легко размываемыми песками.

Судя по мощным косослоистым сериям песков в долинах о. Комсомолец, потоки, несмотря на большую загруженность наносами, были быстрыми, но иногда не справлялись с транспортировкой поступающего в долины материала. Некоторые потоки превращались в селевые. К концу потепления флювиальная деятельность затухает в связи с сокращением стока и подъемом уровня моря до отметок, близких к современным.

После климатического оптимума 10,0—8,8 тыс. лет назад в голоцене снова наступает похолодание и как следствие разрастание оледенения. Ледники не характеризовались значительной мощностью и не распространялись на территорию, превышающую современную площадь оледенения. Вновь возникшие ледни-

ки почти не производили механической работы и их термический режим был близок настоящему.

Некоторое сокращение оледенения произошло около 3—4 тыс. лет назад вместе с незначительным — на 3—4 м — подъемом уровня моря. Преобразование рельефа в результате сокращения голоценового оледенения, так же как в послесартанское и в настоящее время, наиболее активно происходило на о. Большевик. Здесь расположены самые глубокие эрозионные врезы, наиболее развитые маргинальные каналы и большое количество погребенного в долинах ледникового льда. Несмотря на меньшую интенсивность по сравнению с более северными островами, оледенение о. Большевик имело наиболее высокую энергию, т. е. способность преобразовывать рельеф даже в стадии сокращения. По-видимому, благодаря этой особенности на о. Большевик рыхлые четвертичные отложения оказались размытыми талыми ледниковыми водами и вынесены за пределы суши.

Подъем уровня моря 3—4 тыс. лет назад на несколько метров вызвал формирование толщи лагунно-морских отложений, обнаруженных в устье р. Песчаной на о. Октябрьской Революции. К этому же подъему уровня моря скорее всего относятся береговые валы высотой до 1 м, обнаруженные в некоторых устьях рек о. Комсомолец, и внутренние дельты в небольших долинах островов Октябрьской Революции и Большевик.

Климатические условия, включая летнюю температуру воздуха, за последние 1000 лет частично восстанавливаются по донным ленточно-слоистым отложениям озер Изменчивого и Фиордового [112, 113].

Проникновение морских вод в котловину оз. Изменчивого, установленное по присутствию морских донных отложений, свидетельствует о подъеме уровня моря 1,5—0,9 тыс. лет назад на высоту, не менее чем на 6 м превышающую современное положение уровня. Однако пока не обнаружены геоморфологические свидетельства этой кратковременной трансгрессии, за исключением тех, которые, возможно, приписаны предыдущему эпизоду повышения уровня моря 3—4 тыс. лет назад.

Судя по заметному увеличению толщи ленточных слоев донных отложений оз. Изменчивого на глубинах 0,4—0,7 м, 450—700 лет назад летом было теплее по сравнению с последними годами и средняя июльская температура воздуха над островной сушей возросла до 3,5 °С. Это должно было приводить к сокращению ледников и более интенсивному развитию склоновых

процессов. В рельефе климатические перемены заметны только в появлении новых маргинальных каналов и продолжавшемся нивелировании ранее созданных форм, например террас, в результате массовых движений обломочного материала по склонам.

Около 400 лет назад вследствие похолодания увеличилась площадь оледенения. В результате перегораживания ледниками фиордов Марата и Спартак и долин впадающих в них рек образовались подпрудные озера Фиордовое и Спартаковское и произошла перестройка речной сети. Так, р. Озерная снова стала вытекать из оз. Фиордового, а р. Бедная, долина которой до этого события была основной в верховьях р. Озерной, превратилась в приток последней. Судя по значительной разработанности самого верхнего участка долины р. Озерной, сток из оз. Фиордового возникал в этом направлении неоднократно, что свидетельствует о периодическом подпруживании ледниками стока воды по долинам рек, впадающих в фиорд Марата и переливании вод из образовавшегося водоема в долину р. Озерной. Река Базовая благодаря подпруживанию ледниками фиорда Спартак также периодически меняет направление стока в верховьях — то в фиорд Спартак бассейна Карского моря, то в зал. Ахматова бассейна моря Лаптевых.

Образование ледниковых подпрудных водоемов было одной из характернейших черт последнего средневекового разрастания оледенения. На это указывают озерные отложения, свежие береговые линии и даже террасы на склонах долин, а также только что прорванные ледяные плотины.

О характере и форме оледенения можно судить по расположению маргинальных каналов. Их сложный плановый рисунок, сочетание различных по способу образования каналов указывают на то, что ледниковый край отступал не по всему фронту одновременно, а сокращался путем стаивания отдельных полей мертвого льда и лопастей, которые в результате эрозионного расчленения талыми водами распадались на отдельные блоки, а вокруг них образовывались эрозионные формы, имеющие разнообразную ориентировку. Такое сокращение оледенения возможно было только при незначительной его мощности. Значит, последняя стадия активизации оледенения характеризовалась образованием полей тонких ледников и снежников по краям ядер — ледниковых куполов, существовавших ко времени начала малого ледникового периода.

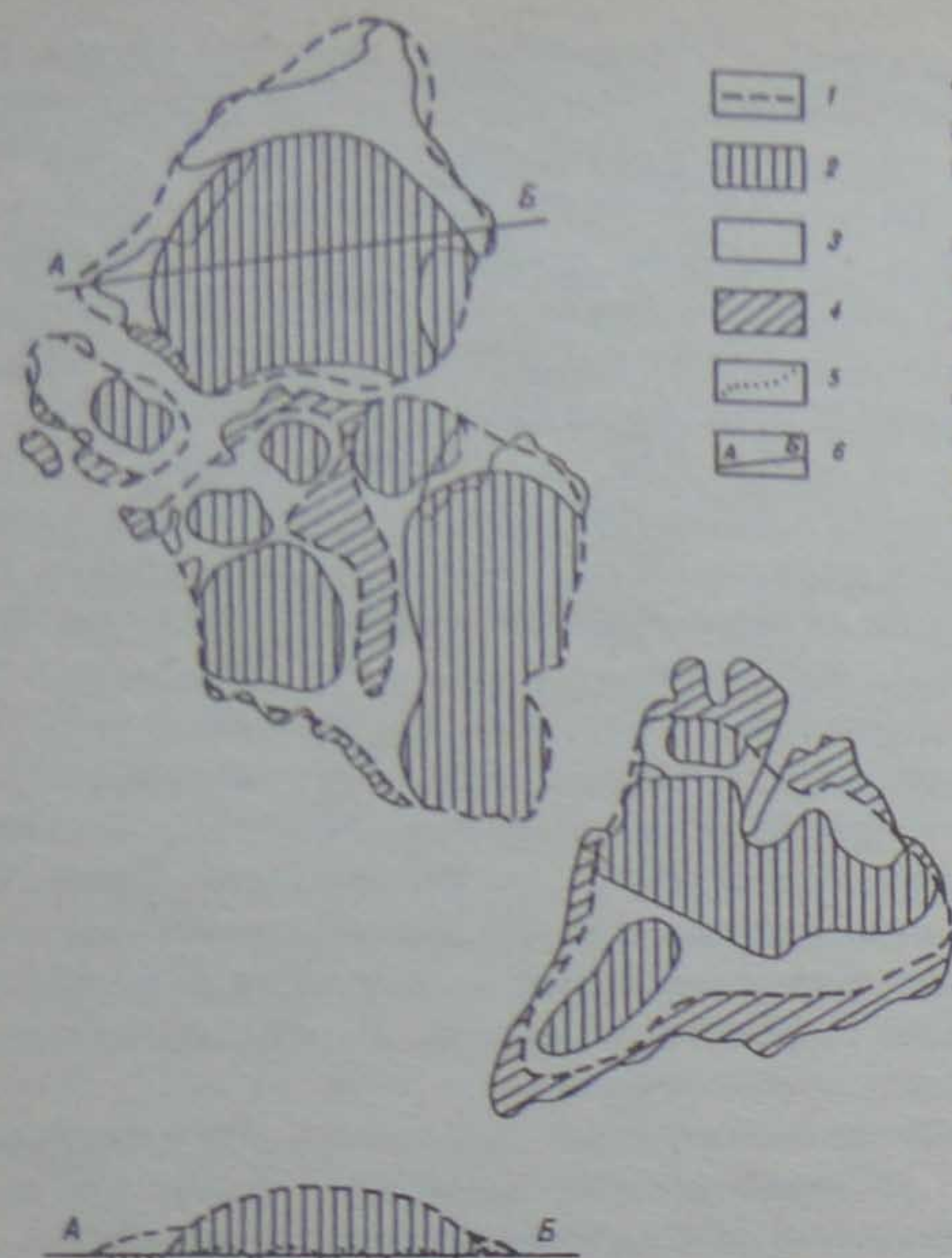


Рис. 6.1. Палеогеографическая схема, отражающая максимальное распространение ледников в голоцене. 1 — граница максимального распространения ледников; 2 — ледниковые щиты и купола; 3 — мертвый лед и поля снежников; 4 — суша, свободная от ледников и снежников; 5 — подледный рельеф; 6 — линия геоморфологического профиля.

По данным о распространенности по площади островов маргинальных каналов и покровных суглинков построена схема наибольшего развития ледников в голоцене (рис. 6.1). Исходя из возраста исчезающих в настоящее время ледниковых лишаев (см. гл. 4), можно утверждать, что время наибольшего распространения по площади ледников в голоцене относится к малому ледниковому периоду.

В это время долины на большом протяжении также были заняты льдом, в результате чего при дегляциации сформировались маргинальные каналы на их склонах. Во многих долинах до сих пор сохранились тела погребенного льда, возраст которого, исходя из радиоизотопных исследований, совпадает с возрастом льда ледниковых лишаев.

Вместе с выработкой маргинальных каналов эрозия талыми водами привела к выносу части обломочного материала, загро-

моздавшего долины со времени предыдущей стадии его накопления. Благодаря этому врезу вскрылись косослоистые толщи песков на о. Кассомолец, от которых в настоящее время остались лишь небольшие фрагменты, принятые В. С. Зархидзе за третичные отложения [76].

В настоящее время, характеризующееся сокращением оледенения, из ледников вытаивают ледниковые отложения и отторженцы, которые по мере отступления ледникового края разрушаются и способствуют формированию покровных суглинков. Продолжают формироваться маргинальные каналы у краевых частей ледников, особенно на месте быстро исчезающих ледяных лишаев таких ледников, как Дежнева, Малютка, Крошка, Неполный, Арктический и др. В долинах с невыработанным продольным профилем в верховьях и в среднем течении рек, имеющих ледниковое питание, происходит врезание водотоков, а в устьевых частях — накопление аллювия и выдвигание дельт в море. Невысокие летние температуры воздуха ограничивают проявление интенсивных склоновых процессов лишь аномально теплыми сезонами.

Наряду с естественным ходом геоморфологических процессов в преобразовании рельефа возрастает роль хозяйственной деятельности человека, как обычно выступающей в качестве дестабилизирующего фактора в развитии природы.

Таким образом, в истории архипелага Северная Земля за последние 550 тыс. лет развитие ледников могло происходить на протяжении не более 60 тыс. лет, что составляет лишь около 11 % времени рассматриваемого этапа. Слабая освещенность временных границ ледниковых этапов истории позволяет установить только максимальную длительность ледникового времени для Северной Земли. В действительности эти эпизоды были короче. Полная мощность всех ледниковых и водно-ледниковых отложений из 120-метрового разреза накопившихся и сохранившихся за рассматриваемый интервал времени осадков составляет не более 28,5 м.

Несмотря на кратковременность развития ледники Северной Земли определили ярко выраженные индивидуальные особенности строения рельефа архипелага, заключающиеся в развитии долин и систем каналов стока талых ледниковых вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая результаты многолетних исследований ледников, четвертичных отложений, рельефа, рельефообразующих процессов на Северной Земле, можно сделать следующие наиболее важные выводы, касающиеся основных особенностей развития природной среды архипелага в плейстоцене и голоцене.

За весь исследованный интервал времени (550 тыс. лет) на Северной Земле, несмотря на ее высокоширотное положение и широкое развитие современного оледенения, происходило чередование ледниковых и межледниковых эпох примерно с той же периодичностью, что и в более южных районах Северного полушария.

Межледниковые эпохи, как правило, совпадали с развитием трансгрессий, ледниковые эпохи — с регрессиями. При этом начало последних происходило нередко при еще достаточно высоком уровне моря, что сопровождалось формированием ледниково-морских отложений (средний плейстоцен — первая половина верхнего плейстоцена).

Климат в межледниковые эпохи при расширении площади Северного Ледовитого океана был близок к морскому арктическому или субарктическому и чаще всего был более теплым по сравнению с современным. В ледниковые эпохи в связи с существенным сокращением площади Северного Ледовитого океана, изменением траектории переноса воздушных масс климат становился более континентальным и даже резко континентальным.

Температура морской воды и воздуха заметно отличалась в различные межледниковые эпохи. Наиболее ранние из обнаруженных нами эпох (соответствующих изотопно-кислородным стадиям 15 и 9) имели положительную температуру воды при нормальной океанической солености и летнюю температуру воздуха на 5—7 °C выше современной. Такие условия даже в северной части архипелага (острова Комсомолец и Октябрьской Революции) на холмисто-грядовых равнинах способствовали формированию ландшафтов, близких к современной южной кустарниковой тундре. В прибрежных водах летом морской лед либо отсутствовал, либо был в ограниченном количестве.

Во второй половине среднего плейстоцена и за весь верхний плейстоцен близкая ситуация отмечалась лишь в период стадии 7 (190—170 тыс. лет назад) и стадии 5e (120—110 тыс. лет назад).

В остальные интервалы межледниковых эпох природные условия были близки к современным либо ситуация была несколько благоприятнее для развития биоты и субаэральных процессов. Именно в эти временные интервалы на возвышенных участках островов могли существовать сравнительно небольшие ледники. В целом благоприятная гидролого-гидрохимическая ситуация в омывающих архипелаг морях позволяла обитать в них разнообразному комплексу морских животных и растений и довольно свободно осуществлять широтную миграцию моллюсков, фораминифер и других морских организмов из тихоокеанского сектора Арктики в атлантический и наоборот.

Продолжительность и масштабы наиболее древних оледенений установлены весьма условно из-за очень ограниченного фактического материала. Однако, судя по преобладающему присутствию в разрезах этого возраста отложений неледникового происхождения, скорее всего в нижнем и среднем плейстоцене ледниковые эпохи по своей продолжительности были значительно короче, чем межледниковые, и ледники не оказывали большого влияния на формирование рельефа и отложений в пределах архипелага.

Более достоверно характер оледенений установлен начиная со второй половины среднего плейстоцена, однако сами процессы воздействия ледников на рельеф и формирование отложений как под самым ледником, так и в перигляциальной зоне удалось восстановить только при изучении последнего позднеплейстоценового (сартанского) и молодых голоценовых оледенений. Для этих ледниковых эпох характерной особенностью было развитие, наряду с крупными ледниковыми куполами, обширных тонких полей льда и снежников, но при этом даже в максимум развития они не имели полностью покровный характер. Покровным оледенение было скорее всего в более ранние верхнеплейстоценовые времена в интервале от 88—90 до 68—70 тыс. лет назад (стадия 4—5a).

Анализ датировок древних береговых линий показал, что гляциоизостатические движения не были характерны для архипелага, а разновысотность морских террас и отложений одинакового возраста обусловлена новейшими тектоническими движениями земной коры, которые были в значительной мере унаследованы от предыдущих этапов геологической истории и дифференцированными — более интенсивные поднятия в центральной части архипелага (острова Октябрьской Революции, Пионер,

Большевик, юго-западная часть о. Комсомолец) и слабые поднятия или даже опускания в северной (о. Комсомолец) и юго-восточной (о. Малый Таймыр) его частях.

Причиной развития относительно небольшого по масштабам (локального) оледенения в конце позднего плейстоцена скорее всего стал дефицит осадков, возникший вследствие блокировки скандинавским ледниковым щитом поступления в сибирскую Арктику влажных воздушных масс из Северной Атлантики и усиление континентальности климата в результате значительного сокращения площади Северного Ледовитого океана и увеличения площади арктической суши из-за глубокой регрессии Мирового океана.

Те же факторы сказались и на смещении максимума развития оледенения на 3—4 тыс. лет по отношению к скандинавскому оледенению и максимальному глобальному похолоданию.

Незначительные масштабы оледенения в сочетании с температурными характеристиками ледников, по-видимому, стали также причиной слабой механической деятельности ледников. Основная роль ледников в преобразовании рельефа островов свелась к продуцированию большого количества воды в фазы сокращения, что приводило к интенсивной эрозионной деятельности водотоков и глубокому эрозионному врезу в долинах.

Стаивание обширных тонких полей льда и снежников также способствовало формированию маргинальных каналов на значительной части территории архипелага.

Годовая температура воздуха в ледниковые эпохи существенно (на 10—15 °C) понижалась, главным образом за счет зимних месяцев. В период последнего верхнеплейстоценового оледенения летние температуры в связи с усилением континентальности климата были выше, чем на современном этапе, а влажность ниже, что и создало предпосылки для развития тундростепных ландшафтов не только на Северной Земле, но и по всей громадной территории сибирской Арктики, включая значительную часть современного шельфа.

Такая природно-климатическая ситуация способствовала тому, что мамонтовый и сопутствующий ему комплекс животных не только не мигрировал на юг, как это происходило в Северной Европе, но даже несколько продвинулся на север по сравнению с предшествовавшим (каргинским) межледниковым этапом.

На протяжении последнего этапа геологической истории (конец плейстоцена — голоцен) колебательный характер разви-

тия природных процессов, обусловленный в первую очередь колебаниями климата, проявился еще более отчетливо.

При этом, как и на более ранних этапах, несмотря на глобальный характер климатических изменений, развитие природной среды имело много региональных особенностей. Одной из таких особенностей прежде всего являлась несинхронность и, более того, разнонаправленность климатических изменений в отдельные интервалы времени, а вслед за этим и других природных процессов. В частности, на Северной Земле не зафиксировано позднее дриасовое похолодание (11,0—10,5 тыс. лет назад) и связанный с ним рост ледников, как это происходило в Северной Европе. Наоборот, здесь отчетливо проявилось пребореальное потепление (10,0—8,8 тыс. лет назад), самое значительное за весь голоцен (климатический оптимум), которое в Европе было выражено слабо. Значительное потепление климата в Северной Европе в атлантическое время (5,5—6,0 тыс. лет назад) на Северной Земле практически не проявилось. Похожая ситуация отмечается и в настоящее время; отмечаемое многими климатологами глобальное потепление не находит отражения в климате Северной Земли.

Такая особенность в развитии природной среды зависит чаще всего от целого ряда факторов. К ним могут быть отнесены и ограниченность в масштабах познеплейстоценового (сартанского) оледенения, и высокоширотное и островное положение Северной Земли, и присутствие вблизи архипелага больших полей морского пакового льда и т. д.

Другой очень важной особенностью является то, что развитие природных процессов на Северной Земле происходит с периодичностью, нередко близкой к циклической. Это характерно и для основных рельефообразующих процессов: эрозии, термокарста, криогенно-склоновых, седиментационных в приледниковых водоемах. Наиболее хорошо такая периодичность была прослежена при детальном изучении осадконакопления в приледниковых озерах Изменчивом и Фиордовом за последние 1000 лет.

Использование этой закономерности в сочетании со знанием местных природных особенностей при разработке прогнозов развития природной среды региона в значительной степени улучшит их качество.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

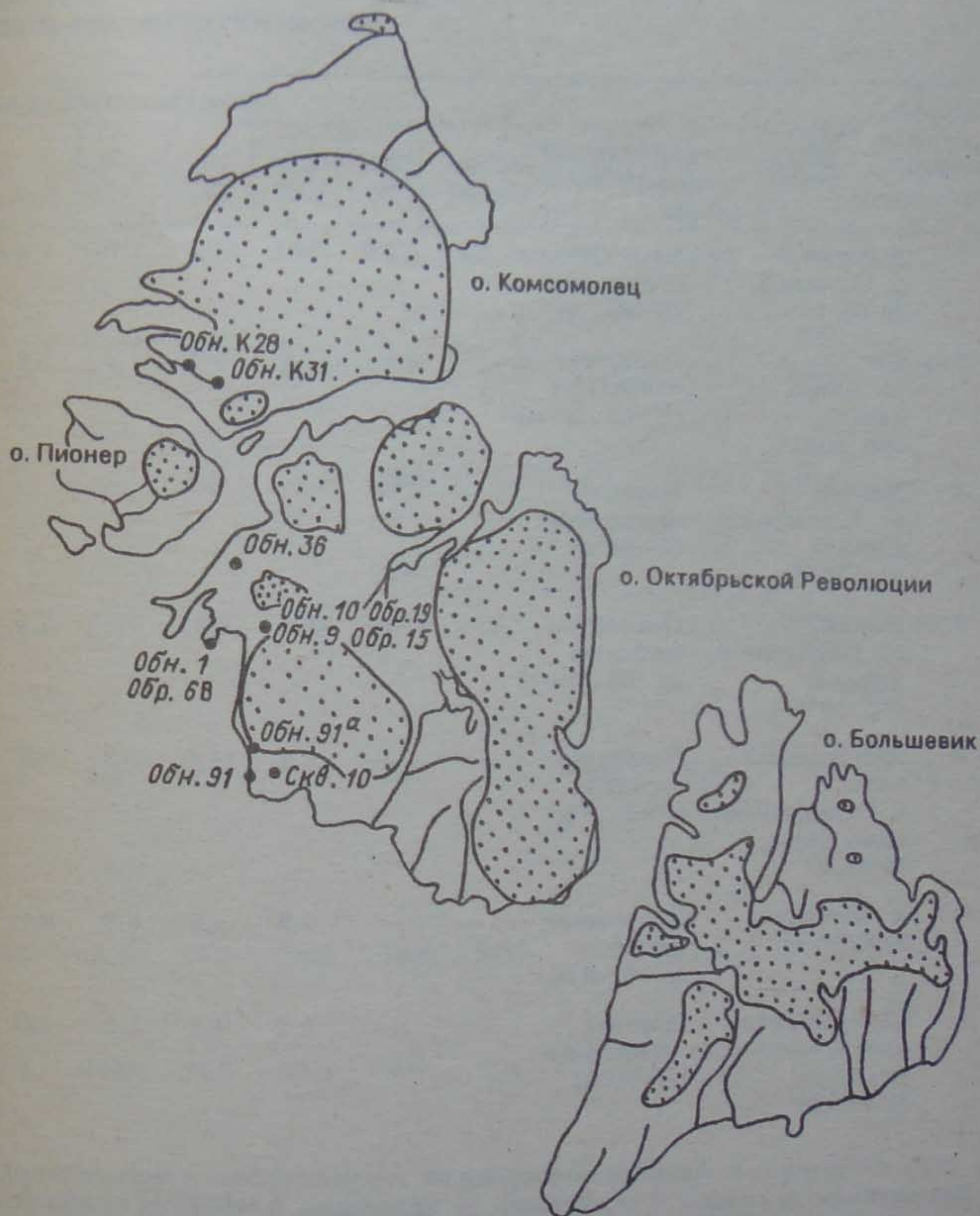


Схема расположения точек отбора образцов рыхлых отложений, результаты лабораторных анализов которых приводятся в приложениях 2—5.

Гранулометрический состав,
обломочных отложений

Номер об- раз- ца	Место отбора	Генезис по структурным признакам	Гранулометрический					
			60- 40	40- 20	20- 10	10- 2	2-1	1- 0,5
1	Долина р. Песчаной, № 36/1*	Ледниковые отложения (H=30...40 м)	10,9	5,6	27,0	20,3	1,8	1,8
2	Дно оз. Измен- чивого, скв. 10/1*	Ледниковые отложения (H=15...20 м)	—	—	7,0	8,8	1,4	1,4
3	Долина р. Подъемной, шурф 9, обр. 15**	Морские отложения (H=60 м)	—	—	—	—	—	—
4	Долина р. Подъемной, шурф 4, обр. 19**	Покровные суглинки (H=60...70 м)	—	—	8,1	0,4	0,2	0,1
5	Юго-западная часть о. Октябрьской Революции, № 91/2*	Покровные суглинки (H=5...8 м)	—	—	5,0	11,6	3,3	2,9
6	м. Ватутина, № 68**	Покровные суглинки (H=5...8 м)	—	—	3,6	1,8	0,2	0,5
7	Юго-западная часть ледника Вавилова, № 91 ^а /2*	Морские отложения (H=90 м)	—	—	1,2	4,4	1,5	0,9

Примечание. 1. Анализы выполнены на географическом и геологическом
2. Звездочками отмечены: * — образцы из коллекции ААНИИ; ** — образцы

сортированность и окатанность
различного генезиса

состав (фракции), мм								Сорти- рован- ность	Кoeffи- циент окатан- ности
0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	<0,001	Средний размер частиц		
0,8	9,1	8,2	5,6	1,5	3,5	3,9	12,4	0,84	31,1
0,5	1,1	22,8	19,9	5,0	10,2	21,9	2,6	0,82	5,8
—	—	6,3	51,4	16,6	18,4	7,3	0,022	0,818	—
0,6	1,9	17,8	25,9	19,9	13,4	11,7	1,3	0,77	0,09
3,8	8,3	16,1	22,4	5,6	8,8	12,2	0,9	0,92	1,4
2,1	10,9	16,8	26,0	16,2	11,0	10,9	0,7	0,72	8,3
2,3	33,9	24,9	18,4	4,0	3,4	5,1	0,6	0,75	1,4

факультетах МГУ.
из коллекции А. Г. Костяева (МГУ).

Содержание микроэлементов в глинистой фракции
(ppm или 10^{-4} %)

Номер образца	B	B/Ga	B/(Ga · K ₂ O)	F	F/Cr	Sr	Sr/Ba	V
1	72	2,12	0,44	460	1,82	254	0,38	270
2	145	5,37	0,90	510	3,31	130	0,25	120
3	110	3,67	0,68	500	2,50	121	0,16	100
4	115	3,83	0,72	730	4,19	142	0,26	71
5	107,5	3,98	0,84	760	4,61	124	0,22	86
6	110	3,67	0,73	510	2,71	137	0,23	76
7	205	8,20	1,50	1150	5,58	147	0,24	110

Номер образца	V/Zn	Ni	Cu	Pb	Rb	Zr	Генетическая классификация
1	1,00	33	22	115	247	197	Ледниковые отложения
2	0,71	67	23	55	177	205	"
3	0,59	90	34	41	122	169	Морские отложения
4	0,49	32	10	49	202	187	Покровные суглинки
5	0,47	32	10	14	179	159	"
6	0,49	32	10	53	190	165	"
7	0,62	60	10	58	186	181	Морские отложения

Примечание. Результаты обобщены А. Г. Костяевым.

Содержание и состав (мг/моль) легкорастворимых солей

Номер образца	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	$\frac{1}{2}$ SO ₄ ²⁻	$\frac{1}{2}$ Ca ²⁺	$\frac{1}{2}$ Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
1	0,75	0,25	0,38	0,75	0,44	0,12	0,07
2	0,68	0,41	0,88	0,91	0,59	0,39	0,17
3	0,80	11,31	10,81	2,82	7,99	12,11	—
4	0,70	0,455	0,94	1,64	0,23	0,21	—
5	0,45	0,31	0,02	0,15	0,11	0,62	0,04
6	0,80	0,31	0,04	0,45	0,30	0,18	0,04
7	0,55	0,16	0,61	0,65	0,40	0,24	0,08

Номер образца	Соотношения элементов	Генетическая классификация
1	Ca = HCO ₃ > Mg > SO ₄ > Cl > Na > K	Ледниковые отложения
2	Ca > SO ₄ > HCO ₃ > Mg > Cl > Na > K	"
3	Na > Cl > SO ₄ > Mg > Ca > HCO ₃	Морские отложения
4	Ca > SO ₄ > HCO ₃ > Cl > Mg > Na	"
5	Na > HCO ₃ > Cl > Ca > Mg > K > SO ₄	Покровные суглинки
6	HCO ₃ > Ca > Cl > Mg > Na > K > SO ₄	"
7	Ca > SO ₄ > HCO ₃ > Mg > Na > Cl > K	Морские отложения

Примечание. Анализы выполнены на географическом факультете МГУ, обобщены А. Г. Костяевым.

Содержание микро- и малакофауны в образцах

Номер образца	Микрофауна	Малакофауна
1	1 экз. <i>Cassidulina subacuta</i> Gud. в 200 г навески	—
2	—	—
3	22 вида фораминифер в количестве 2290 экз. в 100 г. сухой навески. В наибольшем количестве <i>Buccella hannah arctica</i> , <i>Elphidium subclavatum</i> , <i>Protelphidium orbiculare</i> , <i>Cassidulina subacuta</i> , <i>Islandiella islandica</i> , <i>Cassandra terretis</i> , <i>Planocassidulina norcrossi</i> , <i>Buliminella elegantissima</i> . Прекрасная сохранность, крупные раковины	2 вида: <i>Mastoma calcarea</i> Chemn. и <i>Saxicava (Hiatella) arctica</i> , возраст по ^{14}C 35000±500 лет (МГУ—733)
4	4 вида фораминифер в 100 г навески. В расположенном рядом шурфе в тех же отложениях 21 вид, 1054 экз. Преобладают те же виды, что и в обр. 3	—
5	31 вид, 3431 экз. в 100 г навески. Эльфидиниды — 53 %, кассидулины — 18 %	—
6	11 видов, 23 экз. в 100 г навески. Преобладают <i>Elphidium subclavatum</i>	<i>Saxicava (Hiatella) arctica</i>
7	24 вида 887 экз. в 100 г навески. Эльфидиниды — 46 %, кассидулины — 36 % (см. прил. 1, обр. 91 ^а /2)	—

Примечание. Определение микрофауны выполнено Г. Н. Недешевой, малакофауны — П. В. Матекиным.

1. Агеев К. С. Блоковая тектоника Северной Земли // Тектоника Арктики. Разломы материковой отмели и океана. — Л., 1979. — С. 34—44.
2. Агеев К. С. Некоторые особенности рельефа острова Большевик (Северная Земля) // Геология архипелага Северная Земля. — Л., 1982. — С. 149—158.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика. — М.: Наука, 1979. — 328 с.
4. Бадд У. Ф. Динамика масс льда. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 236 с.
5. Бадюков Д. Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня морей и океанов за 15 000 лет. — М.: Наука, 1982. — С. 51—57.
6. Барков Н. И., Николаев В. И. Письмо в редакцию // Материалы гляциологических исследований. — 1991. — Вып. 71. — С. 233—236.
7. Беликов С. Е. Черная казарка на архипелаге Северная Земля в связи с освоением архипелага // Влияние антропогенной трансформации ландшафта на население наземных позвоночных животных. Ч. 2. — М., 1987. — С. 118—119.
8. Беликов С. Е., Рандла Т. Э. Фауна птиц и млекопитающих архипелага Северная Земля // Фауна и экология наземных позвоночных Средней Сибири. — М., 1987. — С. 41—52.
9. Белов М. И. Арктические мореплавание с древнейших времен до середины XIX века // История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 1. — М., 1956. — С. 315.
10. Богородский В. В., Федоров Б. А. Радиационное зондирование ледников Северной Земли // Труды ААНИИ. — 1970. — Т. 295. — С. 5—16.
11. Богородский В., Бентли Ч., Гудмансен П. Радиогляциология. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 312 с.
12. Большианов Д. Ю. Осадконакопление в современном приледниковом озере (на примере озера Изменчивого, архипелаг Северная Земля) // Вестн. ЛГУ. — 1985. — Т. 7, вып. 1. — С. 43—50.
13. Большианов Д. Ю. Некоторые особенности современных склоновых процессов в перигляциальных условиях // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. — Л., 1988. — С. 94—99.
14. Большианов Д. Ю., Веркулич С. Р. Каналы стока талых ледниковых вод и возможности палеогеографических реконструкций // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1990. — Т. 122, вып. 1. — С. 58—64.
15. Большианов Д. Ю., Макеев В. М. Техногенный рельеф на Новосибирских островах и Северной Земле // Проблемы экологии полярных областей. Вып. 2. — М., 1991. — С. 53—55.
16. Большианов Д. Ю., Николаев В. И. Пассивные ледники на Северной Земле // Материалы гляциологических исследований. — 1992. — № 75. — С. 78—81.
17. Большианов Д. Ю., Устинов В. Н. Анализ продольных профилей долин рек южной части острова Большевик и некоторые палеогеографические выводы // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. — Л., 1986. — С. 81—94.
18. Бондарев В. Н., Боярская Т. Д., Костяев А. Г. Разрез II террасы р. Студеной с жильными льдами и погребенным торфяником (остров Большевик, Северная Земля) // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. — Л., 1982. — С. 74—81.

19. Боуэн Д. Четвертичная геология. — М.: Мир, 1981. — 168 с.
20. Боярский В. И., Говоруха Л. С., Федоров Б. А. Некоторые результаты радиогляциологических исследований на Северной Земле//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 58—63.
21. Брызгин Н. Н. Гляциоклиматическая характеристика купола Вавилова в период абляции//Тр. ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 38—53.
22. Брызгин Н. Н., Мордвинов А. А. Метеорологические условия периода абляции и сток с ледников Северной Земли//Материалы гляциологических исследований. — 1978. — № 32. — С. 37—43.
23. Брызгин Н. Н., Юнак Р. И. Температура воздуха и осадки на Северной Земле в период абляции и аккумуляции//Географические и гляциологические исследования в полярных странах. — Л., 1988. — С. 70—81.
24. Бурение скважины с отбором керна электромеханическим снарядом на грузонесущем кабеле в ледниковых и подледниковых породах/Б. Б. Кудряшов, В. К. Чистяков, Н. И. Васильев, П. Г. Талалай//Материалы гляциологических исследований. — 1991. — № 71. — С. 165—170.
25. Былинский Е. Н. Особенности строения и происхождения морских плейстоценовых террас в стабильных областях Земли//Тез. докл. XI конгр. INQUA (Москва, август 1982). Т. 1. — М., 1982. — С. 48—49.
26. Внутреннее строение и термодинамическое состояние ледников Северной Земли/О. Л. Клементьев, В. И. Николаев, В. Ю. Потапенко, Л. М. Саватюгин//Материалы гляциологических исследований. — 1992. — № 73. — С. 103—109.
27. Втюрина Е. А. Криогенные склоновые террасы. — М.: Наука, 1966. — 96 с.
28. Гаврило М. В. Птицы острова Октябрьской Революции (Северная Земля): численность, особенности распределения, рекомендации к охране//Изучение и охрана птиц в экосистемах Севера. — Владивосток, 1986. — С. 38—41.
29. Гаврило М. В. Кулики острова Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля)//Орнитология. — 1988. — Вып. 23. — С. 204.
30. Гаврило М. В. Некоторые результаты изучения антропогенного воздействия на растительные сообщества о. Октябрьской Революции//Проблемы экологии полярных областей. — 1991. — Вып. 2. — С. 65—66.
31. Гавриш А. В., Кузьмин В. Г. Особенности морфологии одной из полигенных мезо-кайнозойских россыпей Центральной Арктики//Геология, литодинамика и россыпеобразование в прибрежных зонах Арктики. — Л., 1990. — С. 57—66.
32. Гаккель Я. Я. Схематическая карта Северной Земли//Бюлл. Аркт. ин-та СССР. — 1932. — № 4. — С. 69—71.
33. Геологический словарь. Т. 2. — М.: Недра, 1973. — 286 с.
34. Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Рельеф Земли. — М.: Наука, 1967. — С. 13—19.
35. Гляцио-буровые работы на леднике Вавилова в 1979—1985 гг./В. А. Морев, О. Л. Клементьев, Л. И. Маневский и др.//Геологические и гляциологические исследования в полярных странах. — Л., 1988. — С. 25—32.
36. Гляциологический словарь. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 527 с.
37. Говоренков Б. Ф. О почвах арктических пустынь и полупустынь на о. Октябрьской Революции (Северная Земля)//Биологические проблемы Севера. Тез. докл. VIII симпозиум. — Апатиты, 1979. — С. 9—10.
38. Говоренков Б. Ф. О почвообразовании в условиях арктической пустыни о. Октябрьской Революции (Северная Земля)//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 132—141.

39. Говоренков Б. Ф. Почвообразование на прибрежных равнинах острова Октябрьской Революции//Природные комплексы Арктики и вопросы их охраны. — Л., 1986. — С. 41—51.
40. Говоруха Л. С. Современное состояние оледенения Северной Земли, итоги гляциологических исследований 1962—1963 гг.//Докл. АН СССР. — 1965. — Т. 163, № 6. — С. 1209—1212.
41. Говоруха Л. С. О радиоуглеродных датировках и географических исследованиях на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1966. — Вып. 28. — С. 50—52.
42. Говоруха Л. С. Новые данные по палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена Северной Земли//Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 182, № 5. — С. 1149—1152.
43. Говоруха Л. С. Баланс внешнего массообмена ледников Северной Земли//Докл. АН СССР. — 1970. — Т. 192, № 3. — С. 603—606.
44. Говоруха Л. С. Ледники//Таймыро-Североземельская область. — Л., 1970. — С. 185—225.
45. Говоруха Л. С. О тектонической структуре ледников Северной Земли//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1970. — Вып. 34. — С. 55—62.
46. Говоруха Л. С. Современное состояние оледенения гор Бырранга//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1971. — Т. 103, вып. 6. — С. 510—516.
47. Говоруха Л. С. Об интенсивности солифлюкции на о. Кинг-Джордж (Ватерлоо)//Информ. бюлл. САЭ. — 1974. — № 89. — С. 10—14.
48. Говоруха Л. С. Исследования Североземельского гляциологического стационара//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 5—8.
49. Говоруха Л. С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 256 с.
50. Говоруха Л. С., Евсеев М. П. Гляциоклиматическая и синоптическая характеристика периода абляции на ледниках архипелага Северная Земля//Труды ААНИИ. — 1976. — Т. 323. — С. 127—137.
51. Говоруха Л. С., Макеев В. М. Основные этапы развития рельефа и оледенения Таймыро-Североземельской области в среднем и верхнем плейстоцене и голоцене//Докл. отделений и комиссий Геогр. об-ва СССР. — 1970. — Вып. 16. — С. 58—73.
52. Говоруха Л. С., Макеев В. М., Малаховский Д. Б. Современное и древнее оледенение Северной Земли//Оледенение равнинных и горных районов СССР в плейстоцене. — Л., 1978. — С. 35—42.
53. Грачев А. Ф., Долуханов П. М. Последледниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии по данным радиоуглеродных датировок//Baltica. Т. 4. — Vilnius. 1970. — С. 297—312.
54. Григорьев М. Н., Мусатов Е. Е. К вопросу о неотектонических движениях западного сектора Арктики//Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. — Л., 1982. — С. 27—36.
55. Гросвальд М. Г. Древние береговые ледники Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов//Гляциологические исследования. — 1963. — № 9. — С. 119—144.
56. Гросвальд М. Г., Глазовский А. Ф. Ледниковая эрозия материковых окраин (к происхождению фиордов и желобов-трогов гляциальных шельфов)//Геоморфология. — 1983. — № 1. — С. 3—13.
57. Гросвальд М. Г., Псарева Т. В. Структурный разрез ледникового купола Чурляниса//Материалы гляциологических исследований. — 1961. — Вып. 2. — С. 37—44.

58. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления / Пер. с англ. — М.: Мир, 1971. — 284 с.
59. Дибнер В. Д., Агеев К. С. Мезозойские отложения островов Северной Земли // Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1960. — Вып. 18. — С. 9—18.
60. Евтеев С. А. Строение краевых частей ледникового покрова и формирование конечноморенных образований // Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. — М., 1965. — С. 213—221.
61. Егiazаров Б. Х. Девонские отложения западной части архипелага Северной Земли // Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1958. — Т. 67, вып. 7. — С. 13—35.
62. Егiazаров Б. Х. Геологическое строение архипелага Северной Земли // Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1959. — Т. 94. — 140 с.
63. Егiazаров Б. Х. Северная Земля. Т. 26. — М.: Недра, 1970. — С. 236—323.
64. Егiazаров Б. Х., Воскресенский С. В. Геологическое строение острова Большевик (Северная Земля) // Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1951. — Т. 25. — 74 с.
65. Егiazаров Б. Х., Воскресенский С. В., Загорская Н. Г. Геологическое строение северной части архипелага Северной Земли // Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1954. — Т. 70. — 194 с.
66. Жадринская Н. Г. Почвы и растительность // Таймыро-Североземельская область. — Л., 1970. — С. 265—300.
67. Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. — М.: Изд. АН СССР, 1963. — 72 с.
68. Жигарев Л. А. Экспериментальные исследования скорости движения грунтовых масс на солифлюкционных склонах // Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР. — 1960. — Т. 16. — С. 183—190.
69. Жигарев Л. А. Причины и механизм развития солифлюкции. — М.: Наука, 1967. — 159 с.
70. Жуков И. И., Литинская И. А., Маркова И. Б. Морфологические типы россыпного золота из кайнозойских отложений центрального сектора Советской Арктики // Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. — Л., 1985. — С. 141—150.
71. Загорская Н. Г. Современное оледенение архипелага Северной Земли // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1957. — Т. 89, вып. 6. — С. 508—515.
72. Загорская Н. Г. Северная Земля // Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1959. — Т. 91. — С. 113—123.
73. Загорская Н. Г. Характер древнего оледенения почти равнин по материалам современного оледенения архипелага Северной Земли // Вопросы географии. — 1959. — Сб. 46. — С. 14—27.
74. Загорская Н. Г. К вопросу о формировании речных долин в условиях современного оледенения (по наблюдениям на архипелаге Северной Земли) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1960. — № 1. — С. 67—74.
75. Зайцева Н. В. Ленточные глины Белоруссии. — Минск: Наука и техника, 1969. — С. 14—27.
76. Зархидзе В. С. Третичные отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. — Л., 1982. — С. 130—133.
77. Зархидзе В. С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое (кв. 2). — СПб., 1992. — С. 6—28.

78. Зингер Е. М., Корякин В. С. О современном оледенении Северной Земли // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1964. — Т. 96, вып. 6. — С. 471—479.
79. Измайлов В. В., Симонов И. М. Альbedo и тепловой баланс снежно-ледяных поверхностей в Арктике в условиях нефтяных загрязнений // Природные комплексы Арктики и вопросы их охраны. — Л., 1986. — С. 117—120.
80. Изменения ледникового покрова Северной Земли в XX столетии / Л. С. Говоруха, Д. Ю. Большиянов, В. С. Зархидзе и др. // Материалы гляциологических исследований. — 1987. — № 60. — С. 155—158.
81. Исследования керна мореносодержащего льда ледника Вавилова на Северной Земле / Д. Ю. Большиянов, О. Л. Клементьев, И. М. Коротков, В. И. Николаев // Материалы гляциологических исследований. — 1990. — № 70. — С. 105—110.
82. Кайнозойские россыпewмещающие формации острова Большевик и полуострова Челюскин Таймыро-Североземельской металлоносной провинции / М. А. Крутойрский, В. Г. Кузьмин, Л. А. Судаков, А. И. Гавриш // Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. — Л., 1985. — С. 54—63.
83. Калесник С. И. Очерки гляциологии. — М.: Географгиз, 1963. — 552 с.
84. Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. — М.: Наука, 1965. — 296 с.
85. Каплин П. А. Проблема происхождения фиордов и фиордового побережья СССР // Вопросы географии. — 1959. — Сб. 46. — С. 204—220.
86. Карта рельефа ложа ледникового купола Вавилова на Северной Земле / В. В. Богородский, М. В. Александров, В. И. Боярский и др. // Материалы гляциологических исследований. — 1980. — Вып. 39. — С. 192—194.
87. Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере северо-востока СССР). — М.: Наука, 1972. — 184 с.
88. Каталог ледников СССР. Ангaро-Енисейский район. Т. 16, вып. 1, ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — С. 1—49.
89. Клинге Р. К. Уровни океана в геологическом прошлом. — М.: Наука, 1980. — 112 с.
90. Климатостратиграфия голоцена ледниковых куполов Северной Земли // В. М. Котляков, В. И. Николаев, И. М. Коротков, О. Л. Клементьев // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. — М., 1991. — С. 100—112.
91. Колинво П. А., Бергстром М., Мод У. Последние 13 000 лет в Арктической Аляске // Тез. докл. XI конгресса ИНКВА. Т. 1. — М., 1982. — С. 124.
92. Костяев А. Г. О признаках различия мерзлотных и конвективных (диагенетических) структур в четвертичных отложениях // Позднемный лед. Вып. 2. — М., 1965. — С. 159—171.
93. К палеогеографии плейстоцена Шпицбергена / Ю. А. Лаврушин, А. Л. Девирц, Э. И. Добкина и др. // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 181, № 1. — С. 178—181.
94. Кренке А. Н., Ходаков В. Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциологических исследований. — 1966. — Вып. 12. — 153—164.
95. Кручинин Ю. А. Физико-географическое районирование // Таймыро-Североземельская область. — Л., 1970. — С. 334—357.

96. Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады//Антропогенный период в Арктике и Субарктике. — М., 1965. — С. 5—33.
97. Кузьмин В. Г., Проскурнин В. Ф., Фокин В. И. Стратифицированное оруденение Северной Земли//Геология, литодинамика и россыпеобразование в прибрежных зонах Арктики. — Л., 1990. — С. 19—25.
98. Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. — М.: Наука, 1969. — 183 с.
99. Ласточкин А. Н. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей на суше и шельфе: Дис.... д-ра геол.-минерал. наук. — Л., 1977. — 466 с. — Машинопись (Фонды Всесоюз. нефтяного геолого-разведочного ин-та).
100. Ласточкин А. Н. Рельеф дна Карского моря//Геоморфология. — 1977. — № 2. — С. 19—27.
101. Лившиц Ю. Я. Позднекайнозойский (неоген-четвертичный) период//Геологическое строение СССР. Т. 9. — Л., 1984. — С. 175—180.
102. Лютцау С. В. Роль глубинного, бокового и диагонального врезания реки в процессе превращения поймы в надпойменную террасу// Вопросы эрозии и стока. — М., 1962. — С. 43—55.
103. Макеев В. М. Ритмичность осадков приледниковых озер Северной Земли//Ритмика природных явлений. Тез. докл. III Всесоюз. совещ. — Л., 1976. — С. 77.
104. Макеев В. М. Геоморфологические исследования Североземельской экспедиции ААНИИ о. Октябрьской Революции в 1974—1976 гг. //Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 111—119.
105. Макеев В. М. История приледниковых озер Северной Земли//История озер в СССР. Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. — Таллинн, 1983. — Т. 1. — С. 122—123.
106. Макеев В. М., Бердовская Т. И. Ритмичность осадконакопления в озерах Арктической зоны//Труды IV Всесоюз. семинара по истории озер. — Л., 1975. — С. 163—169.
107. Макеев В. М., Большианов Д. Ю. Особенности ледниковых отложений архипелага Северная Земля//Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. — Л., 1986. — С. 127—132.
108. Макеев В. М., Большианов Д. Ю. Формирование отложений и рельефа в области современного оледенения Северной Земли//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1986. — Т. 118, вып. 2. — С. 127—132.
109. Макеев В. М., Малаховский Д. Б. Краевые образования современного и древнего оледенения Северной Земли// Краевые образования материковых оледенений. — Киев, 1978. — С. 128—133.
110. Макеев В. М., Арсланов Х. А., Барановская О. Ф., Пономарева Д. П. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного//Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. — М., 1989. — № 58. — С. 58—69.
111. Макеев В. М., Арсланов Х. А., Гарутт В. Е. Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена//Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 245, № 2. — С. 421—424.
112. Макеев В. М., Большианов Д. Ю., Веркулич С. Р. Температура воздуха в голоцене//Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. — СПб., 1991. — С. 160—169.
113. Макеев В. М., Большианов Д. Ю., Космодамианский А. В. Методика исследований ленточнослоистых осадков современных прилед-

- никовых водоемов с целью реконструкции климата// Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. Т. 1. История озер в СССР. — Таллинн, 1983. — С. 124—125.
114. Макеев В. М., Малаховский Д. Б., Махов В. В. Остроении долин рек Ушакова и Книжной о. Октябрьской Революции//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 120—126.
115. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд. АН СССР, 1955. — 347 с.
116. Маркин В. А., Суходровский В. Л. Остроении краевых частей ледниковых куполов Земли Франца-Иосифа//Материалы гляциологических исследований. — 1964. — Вып. 9. — С. 274—276.
117. Марков К. К. Изучение ленточных глин с геохронологической точки зрения //Природа. — 1927. — № 9. — С. 679—696.
118. Марков К. К. Эрозия ледников и рельеф гор//Проблемы физической географии. — 1941. — Вып. 10. — С. 75—86.
119. Марковский В. А., Макарьев А. Л. Ордовикские отложения архипелага Северная Земля//Геология архипелага Северная Земля. — Л., 1982. — С. 22—38.
120. Марковский В. А., Смирнова М. А. Силурийские отложения архипелага Северная Земля//Геология архипелага Северная Земля. — Л., 1982. — С. 39—79.
121. Матишов Г. Г. Роль материкового льда в развитии желобов гляциальных шельфов Арктики и Субарктики//Геоморфология. — 1982. — № 2. — С. 20—30.
122. Мезозойские россыпемещающие формации полуострова Челюскин и острова Большевик/М. А. Крутойарский, Г. В. Шнейдер, И. Н. Седов, А. Б. Душаткин//Прогнозирование и поиски россыпей на шельфе. — Л., 1985. — С. 48—53.
123. Мордвинов А. А. Озера острова Октябрьской Революции//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 103—110.
124. Мордвинов А. А. Сток и водный баланс рек о. Октябрьской Революции (Северная Земля)//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 86—102.
125. Мордвинов А. А. Озерные и речные геосистемы острова Октябрьской Революции (Северная Земля)//Природные комплексы Арктики и вопросы их охраны. — Л., 1986. — С. 30—41.
126. Мордвинов А. А. Основные результаты гляциогидрологических наблюдений на острове Октябрьской Революции (Северная Земля)//Географические и гляциологические исследования в полярных странах. — Л., 1988. — С. 99—107.
127. Морев В. А., Пухов В. А., Яковлев В. М. Бурение скважины на леднике Вавилова, Северная Земля//Материалы гляциологических исследований. — 1981. — Вып. 40. — С. 154—157.
128. Морская геоморфология. Терминологический справочник. — М.: Мысль, 1980. — С. 93—97.
129. Назаров В. Д., Тимерев А. А. Проникновение солнечной радиации в снежно-фирновую толщу на леднике Вавилова (архипелаг Северная Земля, остров Октябрьской Революции)//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1985. — Вып. 59. — С. 51—55.
130. Нансен Ф. „Фрам“ в полярном море. — М.: Географгиз, 1956.
131. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. — М.: Наука, 1977. — 240 с.
132. Новосибирские острова// Труды ААНИИ. — 1963. — Т. 224. — 234 с.

133. Новые данные о раннеголоценовых морских осадках и ледяных жилах на западе о. Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля)/А. Г. Костяев, Т. Д. Боярская, Н. И. Глушанкова и др.//Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 256.
134. Новые данные о строении и развитии ледника Вавилова (архипелаг Северная Земля)/Н. И. Барков, Д. Ю. Большаков, О. А. Гвоздик и др.//Материалы гляциологических исследований. — 1992. — № 75. — С. 35—41.
135. Норденшельд А. Плавание на „Вега“. Т. 1. — Л.: Изд-во Главсевморпути, 1936. — 480 с.
136. Образование осадков в современных водоемах/Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, Л. М. Князева и др. — М.: Изд. АН СССР, 1954. — 797 с.
137. О каргинских морских отложениях архипелага Северная Земля в связи с вопросом о гляциоизостазии в западном секторе Арктики/В. М. Макеев, Д. Б. Малаховский, Х. А. Арсланов, О. Ф. Барановская//Труды Лен. об-ва естествоиспытателей. — 1981. — Т. 76, вып. 2. — С. 23—27.
138. Окишев П. А., Рудой А. Н., Герасимов Г. Н. Ленточные отложения Чаган-Узуна и их палеогляциологическое значение//Гляциология Алтая. Вып. 4. — Томск, 1978. — С. 43—65.
139. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда)/Л. С. Троицкий, Е. М. Зингер, В. С. Корякин и др. — М.: Наука, 1975. — 276 с.
140. Орлов А. В. Трещинно-полигональный рельеф и полигонально-жильные льды о. Октябрьской Революции//Проблемы криолитологии. — 1978. — Вып. 7. — С. 102—106.
141. Орлов А. В. Некоторые результаты изучения мерзлотных явлений на о. Октябрьской Революции//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 126—131.
142. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена Северной Земли/В. М. Макеев, Х. А. Арсланов, О. Ф. Барановская, Д. П. Пономарева//Тез. докл. XI Междунар. конгр. ИНКВА. — Т. 3. — М., 1982. — С. 208—209.
143. Палинологические исследования на Северной Земле в связи с проблемой переноса пыльцы и спор в высокоширотной Арктике/Л. В. Калугина, Д. Б. Малаховский, В. М. Макеев, И. Н. Сафронова//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1979. — Т. 111, вып. 4. — С. 334—337.
144. Патерсон У. С. Б. Физика ледников/Пер. с англ. — М.: Мир, 1984. — 472 с.
145. Пермские отложения на Северной Земле/К. С. Агеев, В. А. Марковский, А. Ф. Хапилин и др.//Геология и геофизика. — 1981. — № 3. — С. 140—144.
146. Пиррус Э. А. О внутрисезонной слоистости ленточных глин//Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. — Таллинн, 1965. — С. 73—84.
147. Пиррус Э. А. Ленточные глины Эстонии. — Таллинн: Валгус, 1968. — 143 с.
148. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы//Труды научно-исслед. ин-та геологии Арктики. — 1971. — Т. 166. — 248 с.
149. Проблемы геологии и минеральных ресурсов Таймыра, Северной Земли и севера Средне-Сибирского плоскогорья. — М.: Недра, 1965. — 240 с.
150. Пуннинг Я. М. К., Вайкмяэ Р. А. Письмо в редакцию//Материалы гляциологических исследований. — 1990. — Вып. 70. — С. 244—245.
151. Реконструкция климата голоцена и результаты исследования ледяного ядра ледника Вавилова на Северной Земле/В. М. Котляков, И. М. Коротков, В. И. Николаев и др.//Материалы гляциологических исследований. — 1989. — № 67. — С. 103—108.

152. Розанов Л. Л. Типология речных террас//Геоморфология. — 1980. — № 2. — С. 94—104.
153. Савельева Б. А. Термика и механика природных льдов. — М.: Наука, 1983. — 224 с.
154. Самойлович Р. Л. Геоморфологические и гляциологические наблюдения во время полета на воздушном корабле „Граф Цеппелин“ летом 1931 г.//Труды Всесоюз. Арктического ин-та. — 1933. — Т. 12. — С. 5—41.
155. Сафронова И. Н. Флора острова Октябрьской Революции//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 147—150.
156. Северная Якутия. — Л.: Морской транспорт, 1962. — 280 с. — (Труды ААНИИ. Т. 236).
157. Семевский Д. В. Неотектоника архипелага Шпицберген//Материалы по стратиграфии Шпицбергена. — Л., 1967. — С. 225—228.
158. Семенов И. В. Морфология ледников Северной Земли//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 9—20.
159. Семенов И. В. Пространственные закономерности развития оледенения Северной Земли//Труды ААНИИ. — 1981. — Т. 367. — С. 21—30.
160. Симонов Ю. Г. К вопросу о формировании трогов//Информ. сб. о работах по междунар. геофиз. году. — 1962. — № 9. — С. 41—47.
161. Сиско Р. К. Водный режим ледниковых рек острова Октябрьской Революции (Северная Земля)//Труды ААНИИ. — 1970. — Т. 294. — С. 28—38.
162. Сладкопепцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. — М.: Недра, 1973. — 183 с.
163. Стратиграфия и геохронология плейстоценовых отложений Северной Земли/В. М. Макеев, Д. Ю. Большаков, Д. Б. Малаховский и др.//Геохронология четвертичного периода. — М., 1992. — С. 132—137.
164. Стратиграфия центральной части ледника Вавилова (Северная Земля)/Е. С. Короткевич, В. Н. Петров, Н. И. Барков и др.//Проблемы Арктики и Антарктики. — 1985. — Вып. 59. — С. 5—20.
165. Суходровский В. Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях (на примере Земли Франца-Иосифа). — М.: Наука, 1967. — 190 с.
166. Таймыро-Североземельская область. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 375 с.
167. Тимерев А. А. Аэрозольные характеристики приземного слоя атмосферы в районе архипелага Северная Земля//Природные комплексы Арктики и вопросы их охраны. — Л., 1986. — С. 108—113.
168. Тимофеев Л. А., Втюрина Е. А. Терминология перигляциальной геоморфологии. — М.: Наука, 1983. — 233 с.
169. Толль Э. В. Плавание на яхте „Заря“. — М.: Географиз, 1959. — 339 с.
170. Троицкий Л. С. О трогах и трогообразных долинах Полярного Урала//Материалы гляциологических исследований. — 1966. — № 12. — С. 263—265.
171. Троицкий Л. С. О возрасте морских террас и размерах позднегоценовых ледниковых стадий на Новой Земле//Материалы гляциологических исследований. — 1976. — Вып. 25. — С. 194—195.
172. Троицкий С. Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. — М.: Наука, 1975. — 164 с.
173. Урванцев Н. Н. Главнейшие результаты астрономогеодезической и геологической работ научно-исследовательской станции Арктического института на островах Сергея Каменева//Бюлл. Арктического ин-та СССР. — 1932. — № 8—10. — С. 181—188.

174. Урванцев Н. Н. Предварительная гляциологическая и топографическая карта Северной Земли, масштаб 1:1 500 000 или 15 км в 1 см//Бюлл. Арктического ин-та СССР. — 1932. — № 8—10. — Вкладка.
175. Урванцев Н. Н. Сведения о результатах геолого-геоморфологического обследования Северной Земли//Бюлл. Арктического ин-та СССР. — 1932. — № 2. — С. 21—24.
176. Урванцев Н. Н. Северная Земля. Краткий очерк исследования. — Л.: Изд-во Арктического ин-та, 1932. — 53 с.
177. Урванцев Н. Н. Два года на Северной Земле. — М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1951. — 400 с.
178. Ходачек Е. А. Некоторые особенности сезонного развития растений в сообществах Северной Земли//Тез. докл. Всесоюз. совещ. „Адаптация организмов к условиям Крайнего Севера“. — Таллинн, 1984. — С. 183—187.
179. Ходачек Е. А. Основные растительные сообщества западной части о. Октябрьской Революции (Северная Земля)//Ботанический журн. — 1986. — Т. 71, № 12. — С. 1628—1638.
180. Чигир В. Г. Формы рельефа, обусловленные мерзлотными процессами на островах Краснофлотских (Северная Земля)//Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. — М., 1962. — С. 81—88.
181. Чигир В. Г. Склоноформирующие процессы в зоне полярных пустынь (на примере Северной Земли). — Автореф. дис...канд. геогр. наук. — М.: МГУ, 1964. — 16 с.
182. Шварцбах М. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1955. — С. 96—108.
183. Шиллинг Н. Г. Соображения о новом пути для открытий в Северном полярном океане//Морской сборник. — 1865. — № 5.
184. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1981. — 384 с.
185. Шостакович В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1941. — Вып. 3. — С. 393—405.
186. Шумский П. А. Гляциологический и геоморфологический очерк острова Генриетты//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. — 1939. — Т. 71, вып. 9. — С. 1352—1365.
187. Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. — М.: Географиз, 1947. — 60 с.
188. Шумский П. А. К теории движения и колебания ледников//Материалы гляциологических исследований. — 1962. — Вып. 6. — С. 31—41.
189. Шумский П. А. Механизм скольжения и релаксационные автоколебания ледников//Материалы гляциологических исследований. — 1974. — Вып. 24. — С. 59—64.
190. Шумский П. А. Динамика и эрозионно-аккумулятивная деятельность ледников//Материалы гляциологических исследований. — 1982. — № 42. — С. 107—115.
191. Шумский П. А., Красс М. С. Динамика и тепловой режим ледников. — М.: Наука, 1983. — 87 с.
192. Экспериментальная геоморфология/Н. И. Маккавеев, Н. В. Хмелева, И. Р. Золотов, Н. В. Лебедева. — М.: Изд. МГУ, 1961. — 195 с.
193. Экспериментальные буровые работы на Северной Земле в 1975—1985 гг./В. К. Чистяков, А. М. Шкурко, А. А. Земцов и др.//Географические и гляциологические исследования в полярных странах. — Л., 1988. — С. 33—42.
194. Якушко Ш. Ф., Рудова Г. П. Направленность и динамика геоморфологических процессов (на примере тилличной моренной возвышеннос-

- ти)//Проблемы структурно-климатического подхода к познанию рельефа. — Новосибирск, 1982. — С. 95—102.
195. Ямало-Гыданская область. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 310 с.
196. Янов Э. Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе//Советская геология. — 1980. — № 1. — С. 66—75.
197. Atlas of Mars 1:500 000 topographic series. — US. Geological Survey, 1985, map. I — 1694, 1991, map. I — 2190.
198. Boulton G. S. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets // J. Geol. Soc. — 1972. — Vol. 128, pt. 4. — P. 361—388.
199. Boulton G. S. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet//Boreas. — 1979. — Vol. 8. — P. 31—57.
200. Boulton G. S., Eyles W. Sedimentation of valley glaciers; a model and genetic classification//Moraines and Varves. — Rotterdam, 1976. — P. 11—23.
201. Embleton C., King C. Glacial and periglacial geomorphology. — N. Y.: St. Martin's Press, 1968. — 608 p.
202. Geer E. H. The Cochrane glaciation varve dated by measurements in 1911 latest data in geochronology by Ebba Hult de Geer//Rep. of the 21st Intern. geol. congress. — Copenhagen, 1963. — P. 27.
203. Gustavson T. C. Sedimentation and physical limnology in proglacial Malasphina Lake, southeastern Alaska//Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of economic paleontologist and mineralogist. — Tulsa, 1975. — Spec. publ., N 23. — P. 249—263.
204. Malmstrom B., Palmer O. Glacial och periglacial geomorfologi pa Varanger-Halvon, Nord-norde. — Meddelanden Fran Lunds universitets, 1984. — 351 p.
205. Mannerfelt C. M. Marginal drainage channels as indicators of Quaternary ice caps//Geogr. Annals. — 1946. — N 31. — P. 194—199.
206. McDonald B. C., Shilts W. W. Interpretation of faults in glaciofluvial sediments//Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. — Tulsa 1975. — P. 123—131.
207. Morner N.-A. Eustatic changes during the last 20 000 years and method of separating the isostatic eustatic factors in an uplifted area//Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology. — 1971. — Vol. 9, N 3. — P. 153—181.
208. Paul M. A. The supraglacial Landsystem//Glacial geology. — Oxford, 1983. — P. 71—90.
209. Shaw J., Archer J. Winter turbidity current deposits in Late Pleistocene glaciolacustrine varves, Okanagan Valley, British Columbia, Canada//Boreas. — 1978. — Vol. 7, N 3. — P. 123—130.
210. Simola H., Tolonen K. Diurnal lamination in the varved sediment of Lake Lovojarvi, South Finland//Boreas. — 1981. — Vol. 10, N 1. — P. 19—26.
211. Simola H. L. K., Coard M. A., O'Sullivan P. E. Annual laminations in the sediments of Loe Pool, Cornwall//Nature. — 1981. — Vol. 290, N 5803, 19. — P. 238—241.
212. The radiophysics remote methods for studying Antarctic ice sheet/A. N. Darovskikh, G. A. Lebedev, V. V. Pasynkov et al.//Antarctic sciens-global concerns. Scientific poster abstracts.—Bremen, 1991. — Vol. 1. — P. 31.
213. Washburn A. L. Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. — London: Edward Arnold, 1979. — 406 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. История исследования	6
Глава 2. Физико-географическая характеристика	10
2.1. Общие сведения	10
2.2. Геолого-геоморфологическое строение	10
2.3. Климатические условия	17
2.4. Оледенение	20
2.5. Особенности гидрологического режима вод суши	23
2.6. Мерзлотные условия	25
2.7. Почвы, растительность и животный мир	26
Глава 3. Современное оледенение	29
3.1. Тенденции в развитии современного оледенения Север- ной Земли	29
3.2. Строение ледников Северной Земли	40
3.3. Условия на ложе ледников	46
3.4. Движение ледников	49
3.5. Возраст ледников	51
3.6. Пассивные ледники	54
Глава 4. Четвертичные отложения	59
4.1. Пространственные закономерности залегания рыхлых четвертичных отложений и методы их исследований	59
4.2. Стратиграфия и геохронология рыхлых четвертичных отложений	63
Глава 5. Геоморфологические процессы в перигляциальных условиях	97
5.1. Воздействие ледников на рельеф островов	97
5.1.1. Образование аккумулятивных форм рельефа	97
5.1.2. Формирование покровных суглинков	100
5.1.3. Механическая работа ледников	102
5.1.4. Гляциоизостатические движения	105
5.2. Флювиальные процессы	108
5.2.1. Формирование речных долин	108
5.2.2. Формирование ложбин стока талых ледниковых вод	137
5.2.3. Основные выводы о влиянии флювиальных про- цессов	146
5.3. Осадконакопление в приледниковых озерах	148
5.4. Склоновые и криогенные процессы	163
5.5. Техногенез	173
Глава 6. Развитие архипелага в четвертичное время и роль оледене- ний в его истории	178
Заключение	194
Приложения	198
Список литературы	205

МОНОГРАФИЯ

БОЛЬШИЯНОВ Дмитрий Юрьевич
МАКЕЕВ Вячеслав Михайлович

АРХИПЕЛАГ СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ ОЛЕДЕНЕНИЕ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Редактор О. М. Федотова
Художник Л. А. Унрод
Технический редактор Е. Я. Заводько

ЛР № 020228 от 08.10.91 г.

Подписано в печать 21.09.95. Формат 60×84/16. Бумага офсетная. Печать офсет-
ная. Усл.-печ. л. 12,56. Тираж 1000 экз. Индекс ГЛ-39. Заказ 694
Гидрометеиздат, 199397, Санкт-Петербург, В. О., ул. Беринга, д. 38.
ФОО, 249020, Обнинск, ул. Королева, д. 6.