



ГЕОМОРФОЛОГИЯ  
КАРЕЛИИ  
И КОЛЬСКОГО  
ПОЛУОСТРОВА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ  
ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ  
КАРЕЛИИ  
И КОЛЬСКОГО  
ПОЛУОСТРОВА

2293



ЛЕНИНГРАД · «Н Е Д Р А»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ · 1977

**Геоморфология Карелии и Кольского полуострова.** Л., «Недра», 1977. 183 с. (М-во геологии РСФСР. Сев.-Зап. территор. геол. упр.). Авт.: В. Г. Легкова, В. Н. Бонбенков, Л. А. Шукин и др.

Работа представляет собой первый опыт геоморфологического анализа рельефа советской части Балтийского щита на основе изучения тектонических структур и неотектонического режима территории. Разработана классификация рельефа применительно к его взаимосвязи со структурным планом территории, неотектоническим режимом и возрастом поверхности щита. Устанавливаются соотношения современного рельефа с геологическим строением щита и размещением рудных и нерудных полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геоморфологов, занимающихся вопросами тектоники и неотектоники восточной (советской) части Балтийского щита.

Табл. 1, ил. 42, прил. 1, список лит. 182 назв.

Под редакцией  
**В. Г. ЛЕГКОВОЙ и Б. Н. МОЖАЕВА**

Авторы: *В. Г. Легкова, В. Н. Бонбенков, Л. А. Шукин, В. Г. Можаява, Б. Н. Можаяев, Г. В. Матвеева, В. Б. Соколова, М. С. Сипакова, Т. Н. Симоненко*

Потребность в монографическом описании геоморфологии восточной (советской) части Балтийского щита вызвана запросами прогнозных металлогенических исследований и поисков нерудных полезных ископаемых (главным образом строительных материалов) в пределах Карело-Кольского региона.

В процессе работы над монографией была составлена цветная специализированная геоморфологическая карта, приложенная к книге в виде карты-схемы (рис. 1, см. вкладку). Описание геоморфологического строения щита сделано на основе обобщения и анализа имеющихся материалов по геоморфологии крайнего Северо-Запада СССР [9, 29 и др.].

Структурной основой для карты послужила тектоническая карта Балтийского щита, составленная коллективом геологов СЗТГУ под руководством В. А. Перевозчиковой [135]. Кроме того, использованы результаты полевых ревизионно-уязвочных маршрутов, проведенных авторами в 1969—1973 гг. на территории Северной, Центральной и Южной Карелии, западной части Мурманской области и вдоль побережья Кольского полуострова.

Работа проводилась в Тематической комплексной экспедиции (ТКЭ) Северо-Западного территориального геологического управления (СЗТГУ). Для совершенствования методики геоморфологического дешифрирования и широкого внедрения ее в практику геологопоисковых работ в ней приняли участие специалисты по дешифрированию аэрофотоснимков В. Б. Соколова и Г. В. Матвеева, а также научные сотрудники Лаборатории аэрометодов: доктор геолого-минералогических наук Б. Н. Можяев и кандидат географических наук В. Г. Можяева. Геоморфологическая карта Карело-Кольского региона масштаба 1 : 2 500 000 составлена В. Г. Легковой при участии Л. А. Щуки-

на и В. Н. Бонбенкова. Геоморфологические карты-схемы, иллюстрирующие раздел методики геоморфологического дешифрирования, составлены В. Г. Можяевой, В. Б. Соколовой, Г. В. Матвеевой и В. А. Ядута. Эталонные аэрофотоснимки подобраны и оформлены В. Г. Можяевой.

Большую работу по оформлению книги к печати провели сотрудники ТКЭ СЗТГУ К. А. Рапович, Н. И. Лебедева. Авторы выражают глубокую признательность старшему научному сотруднику Всесоюзного научно-исследовательского геологического института доктору геолого-минералогических наук И. И. Краснову, а также руководителю ТКЭ СЗТГУ кандидату геолого-минералогических наук А. П. Саломону и всем геологам ТКЭ, принимавшим участие в обсуждении работы, за ценные советы и замечания.

## Глава I. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Ряд положений о геологическом развитии Карело-Кольского региона, высказанных исследователями прошлого, получил подтверждение в последующих работах. Еще на первых этапах изучения рассматриваемая территория была охарактеризована В. Рамсеем [176, 177] и А. П. Карпинским как неоднократно пенеппенизированная древняя горная страна. Было выяснено, что в результате складкообразовательных тектонических движений в архее и протерозое здесь существовали сложные складчатые структуры, которые в дальнейшем были разрушены экзогенными процессами, дизъюнктивной тектоникой, сопровождавшейся в ряде случаев образованием интрузивных тел и эффузивных покровов.

Н. В. Кудрявцев (1883 г.) отводил решающую роль ледниковому выплыванию в создании облика современной поверхности региона, в частности рельефа Кольского полуострова. Те же взгляды в 1940 г. высказал В. В. Ламакин. Роль экзарации была отмечена Н. И. Алухтиным, который писал: «Несомненным является тот факт, что поверхность дочетвертичных пород всюду, за исключением отдельных участков, где протекают интенсивно процессы морозного выветривания, несет следы механического воздействия материковых ледников» [4, с. 632]. Многочисленные находки доледниковой коры выветривания на Кольском полуострове [18] позволяют считать, что рядом исследователей роль экзарации сильно преувеличена, во всяком случае в создании широко распространенных выровненных поверхностей.

На Кольском полуострове в настоящее время насчитывают 4 поверхности выравнивания [18], в Карелии — 3 [43]. Преобладает мнение, что они являются участками древнего пенеппена, поднятыми на различную высоту блоковыми движениями по разломам. В то же время И. Н. Гладцин и В. В. Шарков [163] объясняли происхождение платообразных вершин Хибин и других горных массивов выветриванием на верхнем уровне денудации. Близкая позиция у А. Д. Арманда [11], который полагает, что поднятие Хибин было приостановлено в среднечетвертичное время, когда были выработаны выровненные поверхности на абсолютной высоте 500—700 м. Уточняя характер денудации при формировании рельефа Хибин, В. Рамсей [176] в противоположность Н. В. Кудрявцеву связывал образование плоских поверхностей не с экзарацией, а с выветриванием нефелиновых сиенитов преимущественно по направлению пологопадающей отдельности.

Большинство исследователей условно датирует возраст поверхностей выравнивания Карело-Кольского региона в интервале от мезозойско-палеогенового времени до голоцена, причем наиболее высоко расположенные уровни считаются и наиболее древними. Вместе с тем очевидно, что денудационные процессы оформили выровненные поверхности задолго до мезозоя. В мезозойско-палеогеновое время на Балтийском щите преобладали спокойные сводовые движения, способствовавшие еще большему выравниванию древней пенеппенизированной поверхности. Современная контрастность рельефа восточной части Балтийского щита объяснялась прежде большинством исследователей как следствие селективной денудации различных по устойчивости пород, по-

сколько многие орографические районы в целом соответствуют определенным комплексам геологических образований.

Идеи В. А. Обручева, С. С. Шульца и Н. И. Николаева о неотектоническом этапе развития земной коры применительно к Карело-Кольскому региону получили подтверждение в работах Б. И. Кошечкина, С. А. Стрелкова, Г. С. Бискэ, А. Д. Лукашова и других ученых. По их мнению, особенности современного рельефа объясняются резким усилением тектонической активности данной территории в неоген-четвертичное время. Эта точка зрения поддерживается в настоящее время большинством исследователей восточной части Балтийского щита. В ее пользу свидетельствует обширный геологический и геоморфологический материал в совокупности с сейсмическими данными. Вместе с тем ряд ученых: И. В. Буссен, А. С. Сахаров [40], Л. А. Кириченко [69], Г. С. Рубинраут [143, 145], признавая наличие послеледниковых дислокаций, отрицают рельефообразующую роль неотектонических движений в пределах всего региона или его частей. В частности, применительно к Ловозерским тундрам, Г. С. Рубинраут считает, что «уже самим механизмом внедрения интрузии было предопределено близкое современному положение массива относительно поверхности фундамента, проявившееся после размыва чехла палеозойских отложений» [145, с. 263].

Проведение региональных геолого-геофизических исследований, систематизация данных по древней и новейшей тектонике, дизъюнктивным дислокациям, материалы аэрофотосъемки вызвали появление нового направления — морфо-структурной интерпретации поверхности Карело-Кольского региона. Морфо-структурное районирование основывается на выделении участков, сходных главным образом по геоморфологическим признакам: гипсометрическим и морфометрическим показателям, степени и характеру проявления различных структурных особенностей, размещению денудационных и аккумулятивных форм рельефа [156]. В результате таких исследований было выявлено преимущественно обратное соотношение между современным рельефом и древними тектоническими образованиями, уточнена зависимость между денудационной устойчивостью пород и морфологией поверхности, намечены главные особенности неотектонического режима отдельных районов.

В работах последних лет большое внимание уделено также аккумулятивному рельефу и показано его значение для поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с рыхлыми отложениями [94, 110, 171].

У отдельных исследователей ледниковое происхождение целого ряда форм вызывает сомнение. По их представлениям формы имеют морское и ледовоморское происхождение [71, 72].

Геоморфологическое картирование проведено лишь в некоторых частях региона. Несмотря на это, сводные работы по геоморфологии и описанию рельефа отдельных районов, в которых использованы тематические наблюдения, данные геологических съемок и другие материалы, дают объективную характеристику особенностей поверхности Карелии и Кольского полуострова. Последнее обусловлено наличием главы «Геоморфология» (или сведений о рельефе) в отчетах по геологической съемке различного масштаба и записках к листам геологических карт, а также описанием в тех же работах четвертичных отложений, слагающих аккумулятивные формы рельефа.

При проведении среднemasштабных геологосъемочных работ геоморфологические карты составались почти исключительно бывшим Пятым геологическим управлением; кроме того, на ряд территорий имеются среднemasштабные геоморфологические карты или карты четвертичных отложений с элементами геоморфологии — по результатам исследований, проведенных главным образом Карельским и Кольским филиалами АН СССР.

Основные типы рельефа всего Карело-Кольского региона показаны на геоморфологических картах СССР масштабов 1:4 000 000 (отв. редактор Б. А. Федорович, 1960 г.), 1:5 000 000 (ВСЕГЕИ, 1960 г.) и 1:7 500 000 (под редакцией Г. С. Ганешина и др., 1967 г.); главные аккумулятивные формы рельефа — на карте четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР масштаба 1:2 500 000 [9], распределение мощности четвертичных отложений — на карте районирования четвертичного покрова по мощности восточ-

ной части Балтийского щита [23] и схематической карте рельефа дочетвертичных пород, составленной Н. И. Апухтиным и др. [9].

Мелкомасштабные геоморфологические карты Кольского полуострова и Карелии опубликованы в соответствующих томах «Геологии СССР», атласах, монографиях, статьях. Они составлены на основе материалов геологических съемок, а также тематических работ Г. Д. Рихтера [140], Л. А. Введенского [41], И. В. Гинзбург [48], М. К. Граве и др. [50, 51], А. Д. Арманда [11, 13], А. Д. Арманда и Н. Н. Арманд [15], А. Д. Арманда, М. К. Граве и А. Л. Кудлаевой [18], Н. Н. Арманд [19], А. А. Никонова [120, 121, 124], Б. И. Кошечкина, С. А. Стрелкова [79, 80, 82, 83, 87—90] и других исследований, проведенных в различных частях полуострова.

Представление о рельефообразующих процессах и особенностях поверхности районов Мурманской области дают работы М. А. Лавровой [93—95], А. Д. Арманда [11], А. Д. Арманда и М. Д. Дорфмана [14], Н. Н. Карпова [67], Л. Л. Гарифулина [44], Б. Г. Венуса [42], А. А. Никонова [123] и других.

Ряд работ посвящен соотношению современного рельефа с древним структурным планом, неотектоническими и геофизическими особенностями территории; это исследования Б. И. Кошечкина [79, 82, 87], С. И. Макиевского и А. А. Никонова [109], М. К. Граве и С. И. Макиевского [52], И. В. Литвиненко [103, 104], С. А. Стрелкова [155] и других. Работы этого направления оказались наиболее эффективными; именно по пути более углубленного выяснения связей между рельефом и геологическим строением будет, вероятно, в дальнейшем развиваться изучение геоморфологии как Кольского полуострова, так и всего региона.

Первые схематические геоморфологические карты Карелии составлены Б. Ф. Земляковым [59, 60] и В. В. Шарковым [163]. В 1937 г. Карельским филиалом АН СССР закончена геоморфологическая карта Карельской АССР и составлено описание особенностей рельефа территории республики [29]. Эта же карта в схематизированном виде представлена в «Геологии СССР» [30].

Описание рельефа всей Карелии или ее частей, отдельных типов рельефа или форм определенного генезиса приводится в статьях Н. И. Апухтина [2—6], Г. С. Бискэ [28, 31], Г. С. Бискэ и др. [32—35], Б. Г. Венуса и др. [42], В. А. Ильина [63], К. К. Маркова [112], И. М. Экмана [167] и ряда других исследователей. В исследованиях по геоморфологии Карелии содержится анализ роли неотектонических движений, а также характера связей между современным рельефом и древним структурным планом территории. Это направление представлено работами Г. С. Бискэ [29, 30], Г. С. Бискэ и др. [32—36], Г. Ц. Лака [96], А. Д. Лукашова [105], А. Д. Лукашова и В. А. Ильина [106] и других.

В работах многих исследователей не отрицается значение селективной денудации, но решающая роль в оформлении контрастности современной поверхности придается неотектоническим движениям. Последние, вероятно, наряду с дочетвертичным рельефом определили и ряд особенностей аккумулятивных образований, в частности приуроченность наиболее значительных озерам, повышенные мощности рыхлых отложений преимущественно в районах со слабой неотектонической активностью и т. д. Очевидно, что полное отождествление современного рельефа и неотектонических структур неверно, так как фактический материал свидетельствует о донеотектоническом оформлении и предопределенности ряда комплексов форм денудационного рельефа. Во многих работах показано значение аккумулятивного рельефа для поисков месторождений полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями.

Аналогичные исследования для денудационно-тектонического и денудационного рельефа почти не велись, хотя важность наблюдений такого рода несомненна: с учетом величины денудационного среза можно прогнозировать вывод на дневную поверхность определенной части рудного тела и выявить морфологическую выраженность структур и их частей, сложенных потенциально рудоносными кристаллическими породами.

## Глава II. ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ РЕЛЬЕФА

В основу цветного варианта легенды к геоморфологической карте положены принципы, близкие к предложенным группой сотрудников ВСЕГЕИ — Г. С. Ганешиным, В. В. Соловьевым, С. Б. Эпштейном в «Методическом руководстве по геоморфологическим исследованиям» под редакцией Г. С. Ганешина, И. И. Краснова, Ю. Ф. Чемякова, С. В. Эпштейна (1972 г.).

В связи с тем что в современном рельефе восточной части Балтийского щита четко прослеживаются две разновидности рельефа, резко различные по морфометрии и происхождению, в легенде прежде всего выделены они. Это основные, наиболее крупные элементы рельефа, тесно связанные со структурным планом территории, и наложенные элементы — формы и группы форм, а также разнообразные типы моделировок рельефа, обусловленные процессами четвертичной аккумуляции и денудации. В составе основных элементов рельефа щита в целом может быть выделено два типа сложных поверхностей: поверхности субгоризонтальные (разного типа равнины) и поверхности наклонные, или субвертикальные (горы). По своему происхождению сложные субгоризонтальные поверхности подразделяются на структурно-денудационные, денудационные и аккумулятивные равнины. В составе наклонных поверхностей выделяется денудационно-тектонический рельеф, представленный низко- и среднегорными массивами. Поскольку основные черты мезорельефа Балтийского щита обусловлены главным образом тектоническими и денудационными процессами и в значительно меньшей степени процессами аккумуляции, именно эти три рельефообразующих фактора положены в основу классификации типов рельефа (см. прил.).

Принадлежность того или иного вида рельефа к одному из этих типов определена по степени влияния на его развитие каждого из перечисленных факторов, а также новейших тектонических движений. Роль процессов, наложивших на основные элементы рельефа своеобразный отпечаток в виде форм и групп форм ледниковой, водно-ледниковой и других видов аккумуляции и денудации, менее значительна.

Соответственно значимости рельефообразующих процессов использованы на цветном варианте карты и элементы их изо-

бражения. Главные элементы изображения — гамма цветов, цвет, оттенки цвета — дают основную характеристику рельефа. Гамма цветов отражает генетическую категорию рельефа. Синезеленые цвета использованы для показа аккумулятивного, оранжевые — денудационного, коричневые — структурно-денудационного, красные — денудационно-тектонического типов рельефа. Собственно цвет дает представление о морфогенетических особенностях рельефа, его отношении к тектоническим структурам. Интенсивность цвета подчеркивает распределение сложных поверхностей по абсолютным высотам. Возраст рельефа обозначен индексом. В случае подготовки карты к изданию для его изображения можно использовать мелкие цветные сетки и цветной крап. Цветными знаками изображены формы, группы форм и элементы моделировки рельефа.

Важнейшей из вспомогательных является карта неотектонического районирования восточной части Балтийского щита, составленная в результате комплексного морфометрического изучения территории и учета сведений о проявлениях молодых дислокаций: скоростях современных движений по уровнемерным данным, высотного положения реликтов межледниковых морских отложений и абразионных уровней позднеледниковых бассейнов, сейсмоактивных участках и т. д. В основу выделения районов, характеризующихся различными скоростью и направленностью движений, положены густота размещения по площади крутосклонных ( $20-30^\circ$ ) поверхностей и спрямленных элементов рельефа, а также его вертикальная расчлененность (рис. 2). Были составлены карты вертикальной расчлененности, густоты спрямленных элементов рельефа, фоновых и аномальных значений густоты последних. На первой изолиниями показан «размах рельефа» в метрах (разность экстремальных абсолютных высот поверхности) на площади листов масштаба  $1:50\,000$ , на второй — изолинии соответствуют густоте спрямленных элементов рельефа на площади листов масштаба  $1:100\,000$ . За густоту таких элементов: ориентированных отрезков гидросети, береговых линий морей, озер и других компонентов ландшафта — принята суммарная их протяженность в сантиметрах (в масштабе карты), причем минимальный размер учтенных отрезков  $0,4-0,5$  см. На карте фоновых значений густоты показаны изолинии осредненных (фоновых) показателей, полученных способом «скользящего замера» палеткой соседних 9 цифр — значений густоты, отнесенных к центру планшетов. Отклонения — положительные, отрицательные или нулевые — замеренных показателей от фоновых изображены в изолиниях на карте аномальных значений густоты спрямленных элементов рельефа.

Схема сопоставления геофизических полей, рельефа и элементов дизъюнктивной тектоники с размещением рудных полезных ископаемых дает представление о взаимосвязях между



районами локализации рудных месторождений и проявлений и распределением их относительно рельефа, гравитационного и магнитного полей. В качестве геофизической основы для схемы принята карта трансформированного поля  $\Delta g = \Delta g_n - \Delta g_R = 90$  масштаба 1:1 000 000, а для геологического сопоставления с данными геофизики — тектоническая схема масштаба 1:500 000, составленная В. А. Перевозчиковой в 1968 г. Характеристика магнитного поля дана по М. Я. Цирульниковой, Э. К. Чечель, Л. Е. Шустовой, Р. С. Сокол и др. [162].

Полученные при изучении литературы данные были дополнены результатами дешифрирования аэрофотоснимков по отдельным участкам территории Балтийского щита с использованием контактной печати и репродукций накидного монтажа разных масштабов.

Рис. 2. Схематическая карта неотектонического районирования советской части Балтийского щита.

Районы, выделенные по степени интенсивности и преобладающей направленности движений, типы и особенности движений: 1 — интенсивные поднятия, движения крупных блоков по разломам и зонам разломов (по Н. Н. Николаеву, С. А. Стрелкову, А. Д. Лукашеву и др.) с амплитудой, вероятно, до 500 м и более, 2 — значительные поднятия, движения разноразмерных блоков по разломам и ослабленным зонам, вероятно, с переменной скоростью и амплитудой до 400—500 м, 3 — умеренные поднятия, движения разноразмерных блоков по разломам, вероятно, со сравнительно постоянной скоростью и амплитудой до 250—300 м; 4 — незначительные поднятия, движения в основном больших по площади территорий, разбитых разломами на блоки, примерно с одинаковой скоростью поднятия и амплитудой до 200 м, 5 — слабые поднятия, движения в основном больших по площади территорий, разбитых разломами на блоки, примерно с одинаковой скоростью поднятия и с амплитудой до 100—150 м, 6 — стабильные или с тенденцией к опусканию слабо контрастные движения разноразмерных блоков с амплитудой 0—50 м, обычно четко выделяемых по разломам или степени расчлененности от районов с другой интенсивностью и направленностью движений; 7 — амплитуда поднятия блоков больше амплитуды поднятия всего района, 8 — то же, меньше; 9 — разнонаправленные движения блоков в пределах одного района; 10 — скорость современных движений по уровнемерным данным (мм/год); 11 — ориентировочная скорость голоценовых движений частей районов (мм/год); 12 — районы неотектонических сейсмодислокаций; 13 — некоторые важнейшие разломы, унаследованные или новейшие, расположенные вне границ районов; 14 — границы районов.

### Глава III. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РЕЛЬЕФА СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

#### Современные дистанционные методы

К дистанционным принято относить методы исследования Земли из воздушной среды и космоса, заключающиеся в получении изображения поверхности Земли и его последующей интерпретации. В приложении к геологии их называют также аэро- и космогеологическими. Условно к ним относятся и визуальные наблюдения — непосредственное исследование поверхности Земли из воздушной среды и космоса.

По условиям, способу получения изображения и используемой области спектра электромагнитных колебаний дистанционные методы можно классифицировать следующим образом:

#### Съемки из воздушной среды

В видимом и ближнем инфракрасном диапазонах	Аэрофотосъемка оптическими системами
В видимом и инфракрасном диапазонах	Многоспектральная аэросъемка оптико-механическими системами (сканерами)
В инфракрасном диапазоне	Инфракрасная (тепловая) аэросъемка оптико-механическими системами (сканерами)
В микроволновом диапазоне	Радиолокационная аэросъемка системами бокового обзора, радиотепловая аэросъемка

#### Съемки из космоса

В видимом и ближнем инфракрасном диапазонах	Космофотосъемка оптическими системами
	Телевизионная съемка:
	оптическими системами оптико-механическими системами (сканерами)

Некоторые из аэрометодов и космических методов уже широко вошли в практику геологических исследований, другие только проходят стадию научно-исследовательских и опытно-методических разработок.

Съемки из воздушной среды. *Аэрофотосъемка* является основным видом дистанционных исследований, применяемых при изучении геологического и геоморфологического строения. Изображение получается во всем видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектра или в отдельных зонах (многозональная аэрофотосъемка). Различия в изображении при-

родных объектов на аэрофотоснимках обусловлены их различными оптическими свойствами: спектральной отражательной способностью и способностью преломлять и поглощать видимое излучение. Вследствие этого элементы форм рельефа, характеризующиеся различной морфологией, составом слагающих их пород и другими особенностями, находят на аэрофотоснимках специфическое изображение, по которому и могут быть опознаны. Полнота и достоверность геоморфологического дешифрирования повышаются, если оно производится стереоскопически.

По материалам аэрофотосъемки решается широкий круг геоморфологических задач: изучаются морфология, генезис и относительный возраст рельефа, современные рельефообразующие процессы, связь современного рельефа с составом пород и геологической структурой и т. д. Материалы аэрофотосъемки служат незаменимой основой для геоморфологического картирования. Состав задач, решаемых по материалам аэрофотосъемки, меняется в зависимости от масштаба материалов: крупно- и среднемасштабные аэрофотоснимки предпочтительнее при изучении форм и элементов форм рельефа, мелкомасштабные (особенно масштаба 1:100 000 и мельче) — при изучении типов и комплексов типов рельефа.

*Многоспектральная аэросъемка* заключается в получении изображения в отдельных (до 24) узких (до 0,02 мкм) и широких (до 0,08 мкм) зонах видимой и инфракрасной частей спектра. Изображение фиксирует оптические свойства объектов (в пределах видимого диапазона) и энергию излучения (в инфракрасном диапазоне). Снимки, полученные в разных зонах, заметно различаются по объему информации, что создает возможность для более полного геолого-геоморфологического дешифрирования. Съемка производится в экспериментальных целях.

*Инфракрасная аэросъемка* производится в ближней и средней частях инфракрасного излучения в диапазоне 0,74—20 мкм. Получаемое изображение является функцией энергии собственного или «наведенного» (от нагрева Солнцем) излучения природных объектов. Благодаря достаточно высокому температурному разрешению (десятые доли градуса) инфракрасная аэросъемка открывает большие возможности изучения областей вулканической деятельности, гидротермальных источников, грунтовых вод и т. д.

*Радиолокационная аэросъемка* позволяет получать изображение местности в области электромагнитного спектра с длинами волн от нескольких миллиметров до метров. В отличие от всех вышерассмотренных дистанционных методов, являющихся пассивными, радиолокационная аэросъемка — активный метод: сигналы, направленные специальной антенной, укрепленной снаружи вдоль фюзеляжа самолета, достигают местности и возвращаются, отражаясь от нее. При этом интенсивность их меняется

в зависимости от таких свойств земной поверхности, как характер рельефа, наличие и состав рыхлых отложений, увлажненность территории, наличие растительного покрова, ориентировка форм рельефа относительно направления распространения радиолокационного луча и т. д. Отраженные от Земли сигналы принимаются той же антенной, фиксируются в виде различных яркостей на фотопленке и создают изображение, подобное мелкомасштабному фотографическому, полученному при низком стоянии Солнца.

Радиолокационная аэросъемка не зависит от условий освещенности, поэтому может проводиться в любое время суток, при любой погоде, что делает ее незаменимым методом исследования северных и других труднодоступных районов. Отечественная система бокового обзора обеспечивает получение снимков в двух масштабах: 1 : 90 000 и 1 : 180 000. Благодаря хорошему отражению на радиолокационных снимках основных компонентов ландшафта (геологического строения, рельефа, растительности и т. д.), а также всепогодности и высокой производительности радиолокационная съемка широко применяется при геолого-геоморфологических исследованиях.

*Радиотепловая аэросъемка* основана на пассивной регистрации радиоярких характеристик объектов в микроволновом диапазоне (при длине волны, измеряемой миллиметрами, сантиметрами, дециметрами). Как в СССР, так и за рубежом радиотепловая съемка не вышла из экспериментальной стадии. Опыты свидетельствуют о возможности получения с ее помощью оперативной информации о степени увлажненности, распространении грунтовых вод и других свойствах объектов.

Съемка из космоса. Эта съемка отличается от аэросъемки прежде всего мелким масштабом. Следствием этого являются такие качества космических снимков, как повышенная обзорность (одним кадром охватывается площадь в десятки и сотни тысяч квадратных километров), естественная генерализация (изображение формируется интегрально, с «потерей» деталей ландшафта). Благодаря этому снимки из космоса позволяют увидеть крупные геологические и геоморфологические объекты в целом в их естественном сочетании.

*Космофотосъемка* обеспечивает получение изображения земной поверхности в видимом диапазоне, подобно аэрофотосъемке. Фотосъемка из космоса отличается наилучшими фотографическими и фотограмметрическими качествами (более полная гамма тонов изображения, наилучшее геометрическое разрешение). Применяется при решении широкого круга задач, в частности для геоморфологических исследований и картирования [65, 66]. Как и при аэросъемке, могут получаться снимки в отдельных зонах спектра, как, например, с «Союза-12».

*Телевизионная съемка* производится оптическими и оптико-механическими (сканирующими) системами. В первом случае

изображение земной поверхности на спутнике через объектив съемочного аппарата фокусируется в виде кадра на экран, с которого построчно считывается электронным лучом, преобразуется в электрический сигнал и передается на Землю. Здесь изображение восстанавливается на фотопленке. Во втором случае изображение местности получается в виде узкой полосы, расположенной перпендикулярно к линии полета спутника, что достигается качанием механической части системы (сканера). Затем изображение проходит через оптическую систему и в последующем, как и в первом случае, считывается с экрана электронно-лучевой трубки и передается на Землю. С помощью телевизионных систем получают изображения как в видимом, так и в инфракрасном диапазоне. При этом оптико-механические телевизионные системы используются преимущественно для получения изображений в отдельных зонах спектра, в том числе и в инфракрасном диапазоне. В отдельных случаях и с помощью оптических телевизионных систем получают многоспектральные снимки, например с американского спутника Ландсат.

Телевизионные снимки по сравнению с космофотоснимками характеризуются худшим изображением местности и вследствие этого — большей генерализацией изображения. Это способствует выявлению наиболее крупных геолого-геоморфологических объектов, особенно разрывных нарушений. Снимки используются для решения ряда геологических задач и при геоморфологических исследованиях [20, 24—26].

### Примеры применения материалов аэрофотосъемки

Преимущества метода комплексного дешифрирования. Комплексное геоморфологическое дешифрирование в пределах восточной части Балтийского щита открывает большие возможности для проведения геоморфологических исследований. Обусловлено это тем, что фотоизображение различных форм и типов рельефа в совокупности с общей видимой на аэрофотоснимках геоморфологической обстановкой позволяет выявить основные процессы рельефообразования и ход развития рельефа в целом.

Аэрофотоснимки крупного и среднего масштабов, как правило, используемые при всех видах дешифрирования, позволяют получить полные сведения по всей изучаемой территории, чего нельзя сказать о наземных работах. Кроме того, геоморфологическим наблюдениям во время полевых работ сильно мешают залесенность и заболоченность территории.

Процесс камерального дешифрирования начинается с общего обзора смонтированных аэрофотоснимков или фотосхем, на которых выделяются комплексы типов и отдельные типы рельефа. В результате обзора геоморфолог-дешифровщик получает об-

щее представление о геоморфологическом строении территории. Затем можно приступить к детальному картированию типов рельефа, его макро-, мезо- и микроформ, что позволит детализировать составляемую карту. Дешифрирование проводится согласно изданным инструкциям.

На составленной по аэрофотоснимкам геоморфологической схеме при наличии четвертичной и тектонической карт (картосхем) или по выборочной сети полевых маршрутов можно отразить все существующие на изучаемой территории типы и группы типов рельефа, возраст рельефа, а также восстановить историю его формирования. В результате карта, составленная квалифицированным геоморфологом-дешифровщиком по материалам аэрофотосъемки, будет обладать несравнимо большей насыщенностью и информацией, чем карты, составленные в процессе полевых работ без использования аэрофотоснимков. В качестве примера может быть приведена геоморфологическая карта района пос. Советский (рис. 3). В процессе дешифрирования аэрофотоснимков под покровом озерных осадков Балтийского ледникового озера были выявлены конечно-моренные гряды, фиксирующие границу невской стадии карельского оледенения. А при наземных работах геологи-съемщики не закартировали их, так как гряды перекрыты озерными осадками. Одновременно на аэрофотоснимках было отдешифрировано несравненно большее количество береговых валов, принадлежащих Балтийскому, Анциловому и Литториновому морям. Более четко фиксируется относительная крутизна склонов, конфигурация озв и т. д.

Таким образом, на основе наиболее дешевого и менее трудоемкого способа — дешифрирования аэрофотоснимков — можно составлять подробные геоморфологические карты.

Использование материалов аэрофотосъемки при геоморфологических исследованиях с целью выделения участков, перспективных для поисков полезных ископаемых. В настоящем разделе освещаются основные методические выводы по геоморфологическому дешифрированию, проведенному в 1971—1974 гг. аэрогеологической партией Ленинградской комплексной геологической экспедицией СЗТГУ на территории Карелии, в Костомукшском и Бураковском районах, и на территории Мурманской области, в пределах Ковдорского железорудного массива.

Для дешифрирования используются среднемасштабные фото-схемы, крупно- и среднемасштабные черно-белые панхроматические аэрофотоснимки и средне- и мелкомасштабные репродукции накидного монтажа. Основными задачами дешифрирования являются определение различных типов, форм и элементов форм рельефа, их генезиса и относительного возраста, а также современных рельефообразующих процессов и восстановление истории развития рельефа.

Геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков проводится в три этапа: предварительный камеральный, полевой и окончательный камеральный.

2293

На первом этапе подбираются необходимые для работы топографические карты и материалы аэрофотосъемки, а также данные предыдущих геолого-геоморфологических исследований. Предварительное дешифрирование аэрофотоснимков начинается с участков, где геоморфологические объекты выражаются наиболее отчетливо, с тем чтобы потом проследивать их на остальной площади, экстраполируя их дешифровочные признаки. При изучении рельефа закрытых районов немаловажную роль играет геоботаническое дешифрирование, так как растительность прямо или косвенно связана с элементами рельефа и литологическими разновидностями четвертичных отложений. Поэтому на аэрофотоснимках опознаются и оконтуриваются растительные сообщества — индикаторы геолого-геоморфологических объектов. Предполевое дешифрирование производится с использованием стереоскопа. Данные предварительного дешифрирования переносятся с аэрофотоснимков на фотосхемы, в результате чего образуется геоморфологическая схема на фотоснове. При анализе схемы и имеющихся геологических материалов намечаются вопросы, требующие тщательного изучения в поле, и выделяются ключевые участки для проведения детальных маршрутов с комплексным полевым дешифрированием аэрофотоснимков, изучением опорных разрезов и проведением горных работ. На предполевом этапе составляются также план и график проведения полевых работ.

На втором этапе проверяются результаты предварительного дешифрирования и собираются данные о тех особенностях геоморфологического строения, которые не могут быть получены в результате предполевого анализа материалов аэрофотосъемки. Одним из вопросов, подлежащих решению в поле, является, в частности, определение состава тех горных пород, на которых развит рельеф. Маршрутные исследования при этом строятся таким образом, чтобы пересечь все генетические типы рельефа. Их количество и протяженность должны быть достаточными для проследивания границ типов рельефа, выяснения их взаимоотношений и состава пород, их слагающих, а также для выяснения других вопросов, возникающих в ходе предварительного дешифрирования. Детальные маршруты проводятся лишь на ключевых участках, на них же подбираются аэрофотографические эталоны геоморфологических объектов для картирования непосещенных площадей. При полевых работах помимо общепринятой документации обязательно описываются дешифровочные признаки типов, форм и элементов форм рельефа. При этом необходимо отмечать степень устойчивости этих признаков по площади и определять причины, влияющие на четкость и степень их изображения. Сбор и систематизация устойчивых признаков

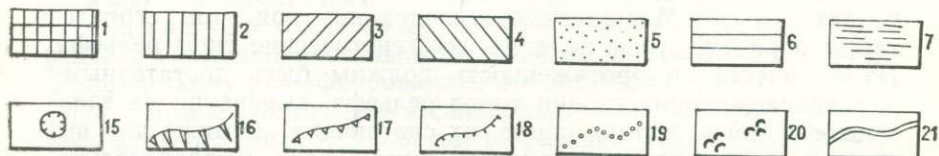
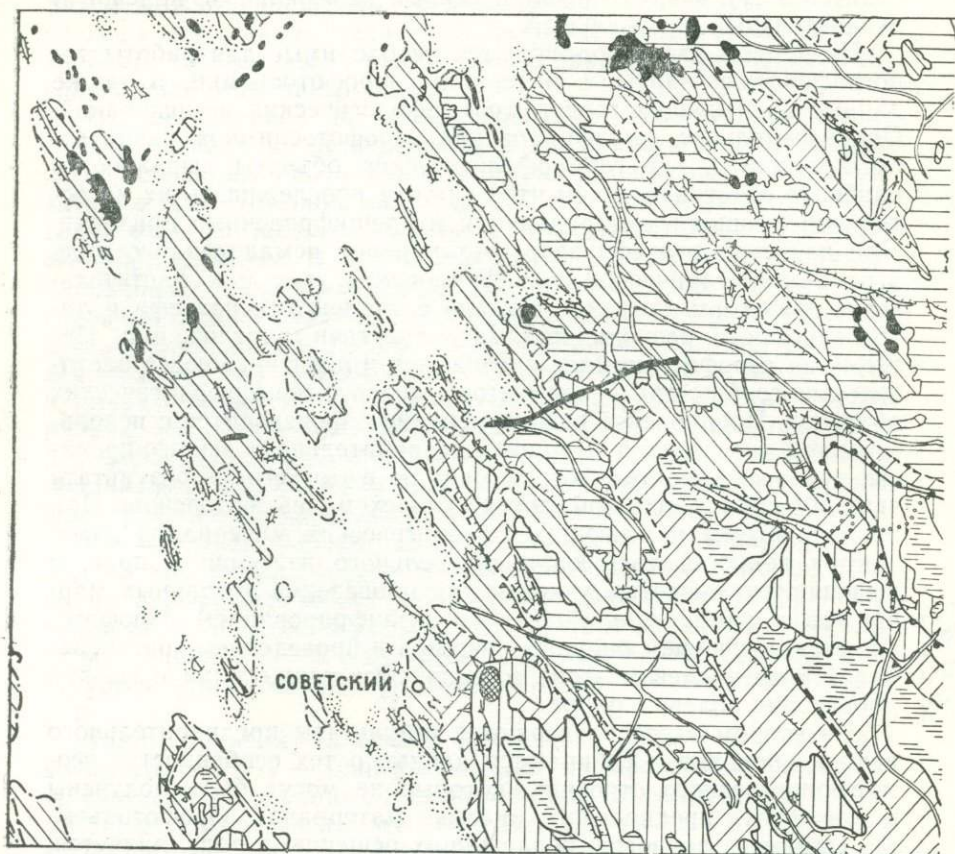
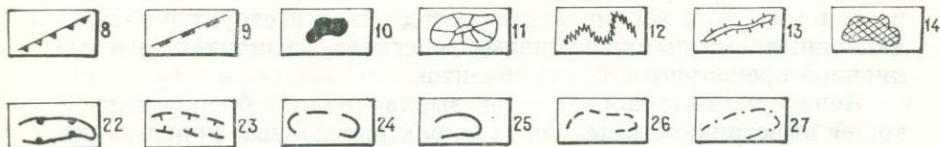
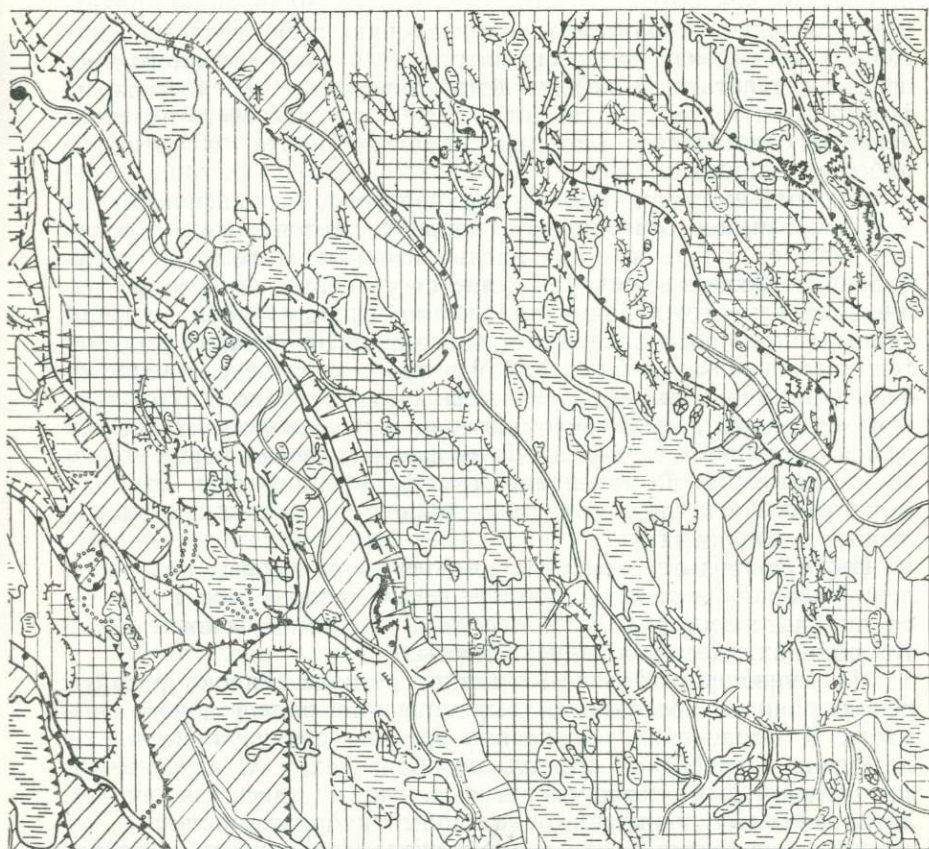


Рис. 3. Схематическая геоморфологическая карта района пос.

*Типы рельефа.* Абразионно-аккумулятивный: 1 — равнина грядово-волнистая, сформированная на осадках второго балтийского ледникового озера; 2 — равнина пологоволнистая, почти плоская — второго моря; 3 — равнина плоская — терраса современная, морская (высотой 3–0 м); 4 — равнина плоская и слабо-

*Формы рельефа.* Тектонические: 8 — уступы высотой 3–15 м; 9 — уступы высотой до 3 м; структурно-одиночные моренные холмы и гряды, 12 — конечные морены; водно-ледниковые: 13 — озы, 14 — одиночные моренные холмы и гряды, 15 — уступы высотой 15–30 м, 16 — уступы высотой 15–30 м, 17 — то же, 5–15 м, 18 — то же, 3–5 м, 19 — береговые валы, 20 — стаций отступления невиского ледника; 21 — ложбины ледникового выпихивания и стока ледниковых озера (40 м); 22 — то же, Анцилового озера (25 м); 23 — то же, Литоринового озера (25 м); 24 — то же, Литоринового озера (25 м); 25 — то же, Анцилового озера (25 м); 26 — то же, Литоринового озера (25 м).



Советский Ленинградской обл. Составила В. Б. Соколова.

осадках первого балтийского ледникового озера; 2 — равнина пологоволнистая, сформированная на терраса Анцилового озера; 4 — равнина плоская, участками пологогорядовая — терраса Литторнино-плоская — терраса озерно-аллювиальная, современная; биогенно-аккумулятивный: 7 — равнина пукляя, болотная. турно-денудационные: 10 — бараньи лбы и одиночные скалы; аккумулятивные, ледниковые: 11 — ночные камовые холмы; криогенные: 15 — термокарстовые воронки; абразионно-аккумулятивные: дюны; эрозивно-аккумулятивные: 21 — речные долины; 22 — предполагаемые границы одной из вод, выраженные в современном рельефе; 24 — максимальный уровень стояния второго балтийского моря (15—17,5 м); 27 — то же, современного Балтийского моря (3 м).

дешифрирования являются одним из важнейших этапов работы в поле, так как позволяют осуществлять экстраполяцию признаков. Последняя сводится к установлению геоморфологических границ на участках, не посещенных в поле. После каждого маршрута результаты полевого дешифрирования переносятся на фотосхему и топокарту. На топооснове в течение всего полевого периода составляется геоморфологическая карта в масштабе работ или крупнее.

На третьем этапе проводится повторное дешифрирование аэрофотоснимков: обобщаются, корректируются и увязываются все данные, полученные при предварительных и полевых исследованиях. Особое внимание уделяется участкам, на которых наблюдались расхождения в положении границ типов и форм рельефа по данным предварительного дешифрирования и по материалам полевых наблюдений. На третьем этапе составляется окончательная геоморфологическая карта заданного масштаба и на ее основе даются рекомендации в отношении поисков полезных ископаемых (рис. 4). Геоморфологическая карта сопровождается сводкой признаков дешифрирования всех типов и форм рельефа исследуемой территории и связанных с ними полезных ископаемых.

Ниже приводится описание наиболее характерных признаков дешифрирования типов и форм рельефа, которые могут являться индикаторами рудных и нерудных полезных ископаемых в тех районах, где проводились работы.

На территории Карело-Кольского региона широко развиты денудационные поверхности выравнивания палеогенового возраста. В Ковдорском районе они срезают среднепалеозойскую интрузию и архейские складчатые образования. С интрузивными щелочными и ультраосновными породами здесь связано железорудное месторождение, а с корами их выветривания — месторождения вермикулита и флогопита. Поверхности выравнивания могут рассматриваться как индикаторы этих полезных ископаемых. Так же могут рассматриваться и структурно-денудационные склоны интрузивных массивов, созданные денудационной препарировкой гипербазитов.

Денудационные поверхности выравнивания, бронированные корой выветривания щелочных и ультраосновных пород, хорошо видны при стереоскопическом изучении аэрофотоснимков в форме горизонтальных или слегка наклонных площадок на водоразделах площадью в несколько квадратных километров. На участках, не затронутых гарями и рубками, изображающимися на аэрофотоснимках лопастными или прямолинейными контурами серого фона, рисунок фотоизображения поверхностей выравнивания мелкозернистый, обусловленный развитием елово-березовых и березово-еловых лесов с обильным можжевельником в подлеске. Поверхности выравнивания, расчлененные первичными ложбинами плоскостного стока типа деллей, хорошо

выделяются по тонкоструйчатому радиально-центробежному рисунку фотоизображения ложбин. Для поверхностей выравнивания, выработанных в породах карбонатитового железорудного комплекса, характерно развитие карстовых форм рельефа, представленных провальными воронками, блюдцами, озерами и сухими ручьями.

Поверхности выравнивания, лишенные коры выветривания и срезающие архейские складчатые сооружения, опознаются по расплывчато-пятнистому рисунку фотоизображения за счет развития сосново-елового редколесья и участков, почти лишенных древесной растительности.

Основными признаками дешифрирования структурно-денудационных склонов интрузивного массива являются четко выраженная ступенчатость, обусловленная чередованием участков различной крутизны, и характерный рисунок эрозионного расчленения. В целом по сравнению со склонами, сложенными архейскими сильнодислоцированными породами, склоны, сформировавшиеся на интрузивных породах, более пологие. Они расчленены густой сетью временных водотоков, образующих субдендритовидный и субпараллельный рисунки фотоизображения. Долины временных водотоков отличаются плоскими днищами и невысокими, но крутыми склонами; их поперечный профиль обычно корытообразный. На аэрофотоснимках они имеют вид узких слабоизвилистых полос темно-серого тона.

Менее широко развиты палеогеновые поверхности выравнивания в Костомукшском районе. При дешифрировании материалов аэрофотосъемки они прослеживаются здесь в виде нешироких плоских площадок, венчающих крупные со ступенчатыми склонами гряды и холмы, которые выработаны в сильнодислоцированных гранито-гнейсах, гнейсах и амфиболитах архея и плагиопорфирах, габбро-диабазам и амфиболовым сланцах протерозоя. Развитие соснового кустарничково-лишайниково-зеленомошного (иногда со значительной примесью ели и березы) леса, чередующегося с участками гарей и рубок, обуславливает пятнистый рисунок фотоизображения этих поверхностей. Для участков, закрытых сосновым лесом, характерны мелкозернистый рисунок и серый тон фотоизображения; через высокоприподнятые над землей кроны сосен просвечивают мелкие, часто округлой формы светло-серые пятна лишайников. Пятна гарей и рубок имеют различные очертания и размеры и изображаются ровным светло-серым тоном.

Наблюдаемая в настоящее время довольно резкая расчлененность рельефа палеогеновой поверхности выравнивания Костомукшского района объясняется избирательной эрозией, но главным образом воздействием на нее новейших тектонических движений, многочисленные проявления которых зарегистрированы в различных его участках. Не затронутая эрозией поверхность выравнивания палеогенового возраста сохранилась лишь в

центральной части Костомукшского района — в пределах опущенных блоков. Доказательством этому служит вскрытая многочисленными скважинами под мореной карельского оледенения кора выветривания железистых кварцитов костомукшской свиты протерозоя, которая представлена продуктами механического разрушения этих пород мощностью до 45 м. При дешифрировании аэрофотоснимков поверхность выравнивания, фиксирующая железорудное месторождение, легко опознается по пологоволнистому рельефу и крупным светло-серого тона полосам болот. Болота в южной части района имеют северо-западное направление, а в центральной — резко меняют его на северо-восточное. Подобная ориентировка болот отвечает простиранию кварцитов, обогащенных железной рудой. На местности за счет сильного ожелезнения болота хорошо выделяются по бурому цвету их поверхности. Этот цвет болот может быть использован геологами в качестве одного из признаков дешифрирования железистых кварцитов при работе со спектрально-зональными аэрофотоснимками.

При геоморфологическом дешифрировании аэрофотоснимков Бураковского района выявлены участки развития структурно-денудационного грядово-холмистого рельефа с очень характерным мелкосетчатым рисунком фотоизображения. Как показали полевые наблюдения, подобный рисунок фотоизображения образуют трещиноватые верхнепротерозойские интрузивные породы основного и ультраосновного состава, с которыми в Бураковском районе связывают возможное обнаружение никеленосного оруденения.

В пределах всех районов Кольско-Карельского региона на аэрофотоснимках хорошо видны склоны, предопределяемые разрывными нарушениями. Наиболее ярко они выражены на Ковдорском массиве, где прикрыты маломощным разорванным покровом ледниковых отложений. Формирование этих склонов происходило в плиоцен-голоценовое время. При дешифрировании аэрофотоснимков выделяются тектонические склоны различной крутизны (от 20 до 50°) и протяженности (до 4,5—5 км). На аэрофотоснимках они прослеживаются в виде прямолинейных или очень слабо изогнутых полос светло-серого и серого тона, часто осложненных темными бороздами, отвечающими сухим логом и распадкам. Дешифрирование тектонических поверхностей рельефа, предопределенных разрывными нарушениями, имеет большое практическое значение. На основе схем разрывных нарушений и трещиноватости могут быть сделаны важные выводы о структуре района и особенностях его металлогении.

Наряду с выработанным рельефом в пределах Кольско-Карельского региона широко развит аккумулятивный рельеф позднечетвертичного и голоценового возраста: моренные и флювиогляциальные равнины, холмисто-моренный ландшафт, камы,

озы, озерно-ледниковые, озерные и речные террасы, биогенные равнины. На аэрофотоснимках выявление этого рельефа производится по прямым (форма, размер и взаимное расположение геоморфологических объектов) и косвенным (растительность, почвы, характер эрозионного расчленения, элементы культурного ландшафта и т. д.) признакам дешифрирования. Косвенные признаки позволяют достаточно уверенно судить о вещественном составе осадков, слагающих аккумулятивный рельеф, что дает возможность использовать этот рельеф в качестве поисковых критериев различных видов строительных материалов, топливного и минерального сырья.

Среди строительных материалов на территории изученных районов Кольско-Карельского региона развиты гравийно-галечные пески, пески-отошители, щебень, бутовый и булыжный строительный камень. Месторождения гравийно-галечных песков во всех исследованных районах приурочены к озовым грядам, флювиогляциальным равнинам и камовым холмам. На аэрофотоснимках они хорошо отличаются от аналогичных форм того же или иного генезиса, но сложенных супесью и суглинками. Как правило, на площадях развития гравийно-галечных отложений произрастают сосновые бруснично-лишайниковые леса.

Пески-отошители, которые могут быть использованы в стекольном и формовочном производстве, развиты среди озерных голоценовых отложений Бураковского района. На материалах аэрофотосъемки они определяются по приуроченности к невысоким озерным террасам с крупнопятнистым рисунком фотоизображения. Пятна темно-серого тона отвечают развитию торфяных образований, а светло-серого — перевеянным озерным пескам, характеризующимся однородностью зерна и высоким содержанием кварца.

Глины озерно-ледникового генезиса, пригодные для кирпичного производства, легко выявляются на аэрофотоснимках среди ледниковых осадков по более темному тону фотоизображения и ровному рисунку. Они обычно слагают высокие позднечетвертичные озерные террасы, которые развиты вдоль побережий крупных озер (Бураковский район).

Участки, перспективные для поисков щебня, обнаружены среди элювиальных и элювиально-делювиальных образований Ковдорского района. При дешифрировании они опознаются по приуроченности к поверхностям выравнивания и верхним частям склонов возвышенностей, созданных денудационной препаировкой архейских складчатых структур. Рисунок фотоизображения этих поверхностей и склонов расплывчато-пятнистый, иногда мелкоточечный или концентрически-полосчатый.

Бутовый и булыжный строительный камень связан с отложениями основной морены, обычно с местами ее размыва. Скопления валунов, освобожденные от мелкозема, встречаются у под-

ножий озерных абразионных уступов, в днищах эрозионных ложбин стока талых ледниковых вод, а также в руслах и поймах рек. Обычно они хорошо видны под стереоскопом на крупномасштабных аэрофотоснимках.

Во всех изученных районах хорошо дешифрируются заболоченные понижения и приуроченные к ним торфяники, которые могут быть использованы в качестве топлива и удобрений. При этом аэрофотоснимки позволяют не только выявить полезное ископаемое, но и определить тип залежи. По дренажным канавам можно установить разрабатываемые месторождения торфа.

На Ковдорском массиве по целому ряду признаков дешифрируются месторождения диатомитов: приуроченность к топким болотам, окаймляющим постепенно усыхающие озера, наличие богатой растительности в пределах зарастающих водоемов, характерная пологоволнистая форма поперечного профиля прибрежной части днища озера.

К методике изучения рельефа Балтийского щита, обусловленного разрывной тектоникой, по материалам аэрофотосъемки. Современный рельеф щитов во многом определен разрывными нарушениями. Наиболее надежной и объективной основой для их выявления и изучения являются материалы аэрофотосъемки. Методика исследований дизъюнктивной тектоники, излагаемая в данном разделе, отработывалась в ходе крупномасштабного геоморфологического картирования, проводимого при структурно-геологических исследованиях одного из районов западной части Кольского полуострова.

Как известно, исследования с применением материалов аэрофотосъемки обычно делятся на три этапа.

На стадии предварительного дешифрирования опознавание разрывных нарушений удобнее всего производить по фотосхемам, а в случае их отсутствия — по репродукциям накидного монтажа, обеспечивающим хорошую обзорность территории всего района. Параллельно необходимо провести и анализ топокарт крупных и средних масштабов, позволяющих получить дополнительную информацию о разломах изучаемого района. На аэрофотоматериалах обычно отражаются только те разрывные нарушения, которые выражены в ландшафте, в первую очередь в рельефе. Наиболее четко они читаются по рисунку гидрографической сети, расположению в плане, морфологической выраженности и ориентировке денудационных и аккумулятивных форм рельефа [11, 48, 49, 67, 79, 84, 130, 131, 140, 159].

После получения общего плана разрывных нарушений выявление характера пересечений отдельных разломов и горизонтальных смещений по ним нужно делать по аэроснимкам средних и крупных масштабов с использованием стереоскопа или

универсальных стереофотограмметрических приборов. Очень полезно до выезда в поле схему отдешифрованных дизъюнктивных дислокаций сопоставить с таковой же, полученной по интерпретации геофизических, в первую очередь магнитных, данных. Это сопоставление даже на предварительном этапе дешифрирования позволит выявить положение наиболее значительных тектонических нарушений. Полученная таким образом сводная схема разломов района сравнивается с имеющимися материалами предыдущих исследований с целью получения данных о расположении главных разломов, зон дробления, преимущественной ориентировке основных и второстепенных тектонических нарушений.

При полевых исследованиях изучение и картирование разрывной тектоники производится при составлении как геологической, так и геоморфологической карт. Наиболее рациональными методами картирования являются поконтурное дешифрирование или инструментальное комплексное эталонное профилирование с подбором аэрофотографических эталонов. Эталонные профили, заложенные вкрест простирания типов и форм рельефа, позволяют получить точные признаки проявления в рельефе (и ландшафте) самих разломов, а также установить их дешифровочные признаки для составления карт на непосещенные участки района.

На геоморфологической карте, составляемой в масштабе имеющихся аэрофотоснимков, изображаются типы, подтипы и формы рельефа, а также элементы макро- и мезоформ и участки преимущественного развития определенных микроформ рельефа с точной рисовкой всех контуров по аэроснимкам (рис. 5—17, см. фототаблицы). На окончательном этапе составления карты при рисовке разрывных нарушений наравне с данными геологии и геофизики необходимо использовать и данные, полученные с уже имеющихся геоморфологических карт. Анализ последних помогает не только уточнить местоположение разломов, но также и получить материал для суждения об относительном возрасте нарушений, зафиксированных в рельефе. На рис. 17 приведена геоморфологическая карта одного из участков западной части Кольского полуострова. Карта составлялась с помощью полевого дешифрирования аэроснимков масштаба 1 : 24 000 и с учетом данных предыдущих исследователей [121].

В целом описываемая территория представляет собой пенеплен палеогенового возраста [52], слаборасчлененный современной эрозией (абсолютные высоты 100—400, относительные 100—200 м) и развитый на породах гранулитовой формации архейского и раннепротерозойского (?) возраста. Главной особенностью геологического строения района (по данным Г. С. Бискэ, В. М. Будько, А. В. Доливо-Добровольского и Н. А. Радзевича), установленной впервые в результате анализа

материалов комплекса аэрометодов (в основном по данным аэромагнитометрии), является наличие двух структурных этажей складчатости пород кристаллического фундамента. Нижний этаж слагают породы первого структурно-стратиграфического комплекса (пироксенсодержащие гнейсы и диорито-гнейсы, амфиболовые гнейсы и толща переслаивания пироксеновых, биотитовых, гранато-биотитовых и силлиманитсодержащих гнейсов и кислых гранулитов), смятые в сложные изоклинальные складки. Верхний этаж — породы второго структурно-стратиграфического комплекса (биотитовые, гранато-биотитовые и силлиманитсодержащие гнейсы), залегающие в относительно пологих и простых складках синклинального типа. Для обоих комплексов пород характерна высокая степень регионального метаморфизма при общем увеличении его интенсивности с севера на юг.

Нет единого мнения в вопросе о генезисе и возрасте описываемых пород. По мнению указанных выше авторов, породы нижнего этажа являются архейскими, верхнего — нижнепротерозойскими. Непосредственно на денудированную поверхность этих образований ложится чехол четвертичных отложений: на водораздельных пространствах он представлен разорванным покровом морены последней стадии валдайского оледенения (до 5—7 м), в понижениях — морены и водно-ледниковых отложений (до 10 м), в Лоттинской депрессии — морены, водно-ледниковых и морских осадков (около 20 м) бассейнов Портландия и Фолас. В современных долинах накапливаются аллювиальные и болотные отложения мощностью до 3—5 м [94, 121].

В структурном отношении изученная территория относится к северной и центральной части Сальютундро-Колвицкого синклинория [109], осложненного продольными складками второго порядка (Лоттинская синклиналь и Мадсаш-Вуэнияврская антиклиналь). Простираение шарниров складок первого и второго порядков субширотное.

Как видно на рис. 18, в пределах района отчетливо намечаются три яруса рельефа с абсолютными высотами 100—140, 160—220, 250—400 м. Верхний ярус — водораздельные пространства на породах кристаллического фундамента, перекрытых плащом ледниковых отложений мощностью до 10 м. Уровень водораздельных поверхностей деформирован новейшими тектоническими движениями с амплитудой 100—150 м. Средний ярус рельефа — поверхность межгорных региональных и локальных депрессий, выполненных ледниковыми, водно-ледниковыми и современными осадками общей мощностью около 20 м. Субстрат представлен теми же архейско-нижнепротерозойскими породами. Поверхность среднего яруса рельефа также деформирована новейшими дифференцированными движениями, амплитуда которых определяется первой сотней метров.



названных нами региональными депрессиями (рис. 19). Они соответствуют двум (верхнему и среднему) ярусам рельефа. Водоразделы и депрессии ориентированы согласно и вытянуты в северо-западном направлении. Пересекающая их Лоттинская депрессия ориентирована субширотно (см. рис. 17, 18). Различия в морфологических особенностях водораздельной поверхности позволяют выделить в ее пределах несколько типов и подтипов рельефа. Так, в западной и южной частях площади среди об-

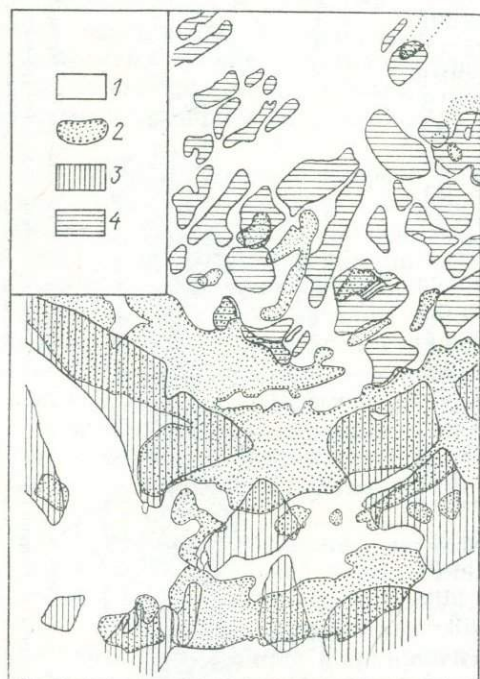


Рис. 19. Схема соотношения геологического строения и современного рельефа района среднего течения р. Лотта. Составила В. Г. Можаяева с использованием материалов В. М. Будько, Г. С. Бискэ, А. В. Доливо-Добровольского, Н. А. Радзевича.

Площади развития метаморфических пород: 1 — нижнего (KAR—AR<sub>1</sub>) и 2 — верхнего (AR<sub>2</sub>—PR<sub>1</sub>) структурных этажей; участки, испытавшие поднятие средней 3 и слабой 4 интенсивности.

ласти распространения диорито-гнейсов и толщи переслаивания диорито-гнейсов с биотитовыми, гранато-биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами, а также высокоглиноземистых гнейсов второго структурного этажа развит грядовый денудационно-тектонический рельеф с абсолютной высотой 280—360 м и относительными превышениями в 80—200 м. Положительные элементы рельефа различаются ориентировкой на северо-запад (I.1), на северо-восток (I.2), дугообразной изогнутостью в плане (I.3), формой водоразделов и склонов (столообразные вершины и пологие длинные склоны I.4), характером мезо- и макроформ денудационного и аккумулятивного рельефа. Форма гряд в плане, их ориентировка, ступенчатость и характер склонов определены здесь разрывными нарушениями, зафиксированными также и

резко выраженной прямолинейностью границ крупных геоморфологических единиц (см. рис. 17).

Развитый в средней части района и на востоке грядовый (холмисто-грядовый) рельеф (II) с абсолютной высотой 220—280 м (относительные превышения 70—100 м) сложен теми же породами, что и крупные возвышенности (I). Выделяющиеся здесь холмы и гряды северо-восточной ориентировки в плане изометричны (II.1), эллипсовидны (II.2), с обилием литоморфных микроформ в виде террас, уступов, оврагов, седловин и т. д., ориентированных на север согласно с первичной трещиноватостью; гряды predeterminedены местоположением тектонических разломов (см. рис. 17).

Структурно-денудационный рельеф низких гряд и увалов северной части территории (области развития амфиболсодержащих пород, диорито-гнейсов и толщ переслаивания диорито-гнейсов с биотитовыми, гранато-биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами), абсолютная высота которых не превышает 120—160 м, в общем плане соответствует полосе развития названных толщ, хотя и здесь тождество границ типа рельефа и геологических образований не наблюдается. Последнее обстоятельство усугубляется увеличением мощности чехла рыхлых отложений, достигающей здесь 25 м и более. Сопоставление же морфологии с разрывной тектоникой участка свидетельствует о том, что даже длина и ширина отдельных гряд зависят от густоты и ориентировки разрывов.

Показательным в отношении predeterminedения разрывными нарушениями границ, местоположения и контуров отдельных форм и их элементов, а также мезо- и микрорельефа является аккумулятивный рельеф среднего яруса. Как отмечалось, это днища и склоны региональных и локальных межгорных депрессий. Ориентировка развитых на днищах депрессий останцов моренной равнины, заболоченных понижений, водно-ледниковых форм, отличающихся большим морфологическим разнообразием (камов, озов, друмлинов, приледниковых террас), моренных гряд и т. д. совпадает с направлениями развитых здесь разрывов и трещин. Кроме того, размеры названных форм также являются функцией густоты распределения тектонических нарушений кристаллических пород субстрата, погребенных под 10—20-метровым слоем рыхлых накоплений.

Не менее отчетливо проступает тесная зависимость молодого (голоценового) аккумулятивного морского рельефа от трещиноватости и разрывных нарушений кристаллических пород, перекрытых местами более чем 60-метровым слоем рыхлых образований. Так, отложение морских осадков бассейнов Портландия и Фолас [118] контролировалось местоположением разломов, выраженных в доледниковом рельефе.

Более молодые разломы и трещины, проявляющиеся в современном рельефе, способствуют заложению гидросети, раз-

мывающей послеледниковые образования. Современная гидросеть района также заложена по линиям разрывных нарушений или приурочена к зонам сближенных разрывов. Все реки района в плане имеют колечатую форму с ориентировкой отдельных спрямленных крупных отрезков русел, почти полностью согласующейся с ориентировкой разломов. Короткие прямолинейные отрезки русел и берегов озер также предопределены трещиноватостью. Причем в местах развития двух взаимно пересекающихся систем трещин наблюдается четковидное строение русел или озера крестообразной формы.

Анализ сопоставления выделенных геоморфологических единиц с геологической картой данной территории свидетельствует об отсутствии связи современного рельефа и древней пликативной структуры кристаллических пород фундамента. Литоморфный рельеф в пределах развития гранулитовой формации также отсутствует. Объясняется это многими причинами, и в первую очередь — сильной степенью метаморфизма архейских и нижнепротерозойских образований, который нивелирует физические и отчасти химические свойства пород, делая последние практически одинаково устойчивыми по отношению к процессам механического разрушения и химического выветривания. Кроме того, не наблюдается значительных по площади полей выходов какой-нибудь одной толщи в результате сложного типа складчатости и крутого падения, а геологический разрез представляет собой частое чередование пород разного вещественного состава с небольшой шириной выходов отдельных геологических комплексов на дневную поверхность. Поэтому ведущую роль в формировании современного рельефа играет дизъюнктивная тектоника.

В результате подвижек по разломам разной интенсивности поверхность фундамента оказалась деформированной. Отдельные блоки различной величины, формы и ориентировки в подавляющем большинстве случаев фиксируются характерными особенностями морфологии и генезиса форм рельефа. Время заложения громадного количества тектонических разрывов не установлено, но характер проявления их в современном рельефе свидетельствует о том, что среди них можно наметить несколько возрастных генераций и различную их активность в настоящее время.

Анализ взаимных пересечений разрывных нарушений и характера рельефа (его возраста, морфологии и генезиса), формами которого выражены разрывы, позволяет выделить 4 разновозрастные группы тектонических разломов.

1. Группа разломов северо-западного простираения ( $310^{\circ}$ — $340^{\circ}$ ), протяженностью 1—10 км, с амплитудами в плане до 0,5 км. Как правило, эти разломы смещают разрывы северо-восточного простираения и кольцевые или ограничиваются ими. Если разрывы северо-западной ориентировки группируются

в зоны, то в современном рельефе они выражены крупными региональными грабенами-депрессиями длиной до 20—30, шириной 3—5 км. В местах выходов этих разломов на дневную поверхность отмечаются перегибы (тыловые швы, бровки) наиболее крупных форм рельефа. Если же тектонические разломы того же простирания располагаются в одиночку и на расстоянии 2—3 км друг от друга, то они ограничивают крупные горсты-хребты, также вытянутые согласно с ними. Таким образом, основной орографический план района — закономерное чередование хребтов и разделяющих их депрессий, ориентированных на северо-запад, предопределен крупными тектоническими разрывами того же простирания. К менее значительным разломам приурочены относительно неглубокие (30—50 м) узкие локальные межгорные депрессии (длиной 2—5, шириной 1—1,5 км), а также отдельные понижения, болота, цепочки озер и русла рек. Дифференцированные движения по этим разломам ко времени отложения последней морены валдайского оледенения сделали рельеф ледникового ложа неровным, и в период стаивания ледника в его понижения сносился весь моренный и водно-ледниковый материал, выстилая их сплошным рыхлым чехлом.

2. Группа разрывных нарушений северо-восточного простирания (22—45°). Это наиболее длинные (до 40 км), часто выходящие за границы района разломы с амплитудой горизонтальных смещений 500—600 м. Характерной особенностью расположения этих тектонических линий в плане является их размещение на почти равном расстоянии (4,5—6 км) друг от друга. Особенно отчетливо это видно в юго-восточной половине карты. Пересекаясь с разломами северо-западного простирания, северо-восточные разрывные нарушения образуют блоки — горсты и грабены, морфологически резко различающиеся между собой: горсты — крупные прямоугольные блоки (3—4×6—8 км), грабены (1—1,5×6—8 км) — узкие длинные коридорообразные понижения, разделяющие горсты.

К разломам в пределах грабенов, ориентированных на северо-восток, приурочены полосы накопления водно-ледниковых форм (камов, озв, приледниковых террас, моренных гряд и т. д.), ориентировка которых также совпадает с простиранием разломов. Центральные части этих локальных депрессий-грабенов заняты долинами рек со спрямленными участками русел, цепочками озер или болот. Не создавая основного орографического плана территории, описываемые разломы все же имеют большое значение в рельефе. Они не участвовали в формировании рельефа такой длительный срок, как разрывы северо-западного направления, но в доледниковом ложе уже были выражены, так как местоположение их зафиксировано определенным набором форм водно-ледникового происхождения. На основании анализа взаимных пересечений и возрастных соотношений предопределенного ими рельефа можно сделать вывод об их более

позднем заложении по сравнению с разломами северо-западной ориентировки.

3. Группа дугообразных или кольцевых разломов. Это тектонические линии длиной 12—18 км с радиусом дуги 3—4 км, с амплитудой горизонтальных смещений до 1 км. Единственный критерий для их выделения — рельеф. В большинстве случаев кольцевые разломы фиксируются только цепочками отрицательных форм рельефа: озерными ваннами, понижениями болот и соединяющими их отрезками современных долин или их руслами. Причем, как правило, отрицательные формы рельефа приурочены лишь к южным участкам дуг, обращенных вогнутостью на север. Судя по результатам геоморфологического анализа, эта группа разломов наиболее молодая, так как ни ледниковые, ни водно-ледниковые типы рельефа их не фиксируют. На наш взгляд, можно говорить о послеледниковом возрасте заложения кольцевых разломов данной территории.

4. Группа меридионально и широтно ориентированных разрывных нарушений. Разломы этой группы самые короткие (до 3—5 км) и неясно выраженные. Амплитуды смещений по ним достоверно не устанавливаются. В подавляющем большинстве случаев они не фиксируются развитием ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, а намечаются лишь при дешифрировании аэрофотоснимков в виде штрихов и неясных линий на местности, которым соответствуют линейные швы, места перегибов склонов или серии линейно ориентированных микроформ рельефа. Поскольку случаев смещений этими разломами разрывных нарушений описанных ранее групп не установлено, предполагается, что это наиболее древние тектонические линии. По-видимому, они были заложены еще до начала оледенения и не фиксировались неровностями ледникового ложа, так как отложение ледниковых и водно-ледниковых осадков происходило независимо от их местоположения и ориентировки.

Таким образом, рельеф района отражает в основном глыбовую тектоническую структуру платформенного этапа развития с начала позднего протерозоя, проявляющуюся в виде перемещений блоков жесткой консолидированной массы кристаллического фундамента как по вертикали, так и в горизонтальном направлении [52, 82, 86, 87, 131]. Каких-либо определенных связей современного рельефа с древней пликвативной структурой на описываемой площади глубокометаморфизованных образований не обнаруживается (рис. 20).

#### Пример применения материалов телевизионной съемки

При анализе телевизионных снимков Балтийского щита, полученных оптической системой, установленной на метеорологическом спутнике «Метеор», в Центральной Карелии нами в

1972 г. был обнаружен концентрический рисунок изображения, который был назван «кольцевая структура Калевала» по наименованию районного центра (г. Калевала), расположенного в пределах круга на северном берегу оз. Среднее Куйто. Этот термин сохраняется нами для дальнейшего описания, несмотря на недостаточность фактического материала для однозначного решения вопроса о происхождении описываемого аномального изображения. При этом внутреннюю часть кольца мы в дальнейшем именуем кругом, район полосы темного тона — средним кольцом, наружное кольцо — внешним.

Кольцевая структура Калевала находится в средней части Карелии и на территории Финляндии и делится государственной границей СССР на две почти равные части — восточную (советскую) и западную (финскую).

На телевизионном снимке видны несколько концентрически расположенных колец разного диаметра и с разными рисунками изображения в них (рис. 20, см. фототаблицы). Внутреннее, центральное кольцо (диаметр около 60 км, периметр совпадает с системой озер Куйто на севере и Ловозеро, Кимасозеро и Ньюк на юге) имеет темно-серый тон телевизионного изображения (ТИ) с редкими светлыми штрихами. Его окружает кольцо, тон ТИ которого в основном темно-серый. Но структура рисунка изображения более крупная: размер элементов рисунка до 2—5 мм. Светлые пятна неправильной формы соответствуют озерам, светло-серые — болотам со стоячей водой. Диаметр этого кольца по внешней окружности около 200, по внутренней — 60 км.

Внешнее, наиболее крупное кольцо диаметром около 400 км (от Кандалакшской и Онежской губ Белого моря на востоке до Ботнического залива на западе) имеет характерный пятнистый рисунок более светлого тона, чем другие кольца. Здесь сохраняется та же закономерность изображения: крупные светлые пятна озер Пяозеро, Тикшеозеро, Топозеро, Оулуярви и других, мелкие текстурные особенности рисунка ТИ (светлые черточки и пятна) — болота и озера залесенных площадей.

Границы концентрических кругов не везде отчетливы, более ясны они в случае совпадения их с озерами. Каждое из выделенных колец структуры Калевала проявляется на поверхности в дугообразной форме многочисленных озер: Верхнее, Среднее и Нижнее Куйто, Кимасозеро, Топозеро, система озер Иса-Керо, оз. Полтасилька, Нуасярви, Онтоярви (три последних на территории Финляндии) и др. В плане они составляют неполные круги или кольца. Промежутки между озерами до полного кольца дополняют русла притоков и небольшие долины, а также болота разных размеров и типов. Таким образом, современная гидросеть повторяет кольцевую структуру в плане, подчиняется ей или унаследует от кольцевой структуры (рис. 21).

Густота, ориентировка, размеры и план рек и озер различны в зависимости от местоположения их в структуре. По строгой северо-западной—юго-восточной ориентировке всех русел, заливов озер, а часто и главных осей озер выделяются различные по рельефу и гипсометрическому уровню зоны. Кольца и дуги имеют разные диаметры и длину. В юго-западной части (на территории Финляндии) плановое расположение озер, их густота и ориентировка позволяют выделить, используя направления мелких долин и озер, полукольцевую в плане площадь озерно-котловинного типа рельефа. Озера, болота и долины, в плане образующие мелкие кольцевые формы, на ТИ не получают изображения в силу малой разрешающей способности последних. Анализ ТИ и сопоставление его с имеющимися геологическими и тектоническими картами свидетельствуют о том, что контуры Калевальской кольцевой структуры не предопределены особенностями строения архейско-нижнепротерозойского комплекса пород.

Согласно данным К. О. Кратца [91], почти вся территория расположена в области развития пояса карелид, на северо-востоке граничащего с архейским Беломорским блоком. В строении карелид различаются структурные элементы трех возрастов: 1) докарельские образования (гнейсы и гнейсо-граниты); 2) ранние карелиды, сложенные интенсивно дислоцированными нижнепротерозойскими образованиями в ранние (ребольские) и поздние (селецкие) фазы карельской складчатости; 3) поздние карелиды, слабо дислоцированные в заключительную (шуйскую) фазу складчатости среднего протерозоя. Преимущественное простираение структур ребольского возраста — близмеридиональное и северо-восточное, селецких и шуйских — северо-западное.

В тектоническом плане внутренний круг Калевальской структуры располагается в пределах Западно-Карельского синклинория, вытянутого меридионально, в зоне преимущественного развития осадочно-вулканогенных свит. Среднее кольцо имеет сложное тектоническое строение: на западе, в пределах СССР, оно приурочено к Западно-Карельскому антиклинорию, на севере и востоке — к Центральнокарельскому антиклинорию и северной части Восточно-Карельского антиклинория. Внешнее кольцо на северо-востоке и востоке располагается в области Беломорского блока. Все три структуры второго порядка ориентированы в северо-западном направлении.

Многие кольцевые структуры, зафиксированные на космических снимках земной поверхности, находят отчетливое отражение в аномальном магнитном поле Земли. Наиболее ярким примером является концентрическая зональность магнитного поля (диаметром свыше 600 км) вокруг Оленекского поднятия Сибирской платформы, соответствующая Оленекской кольцевой структуре на космическом снимке.

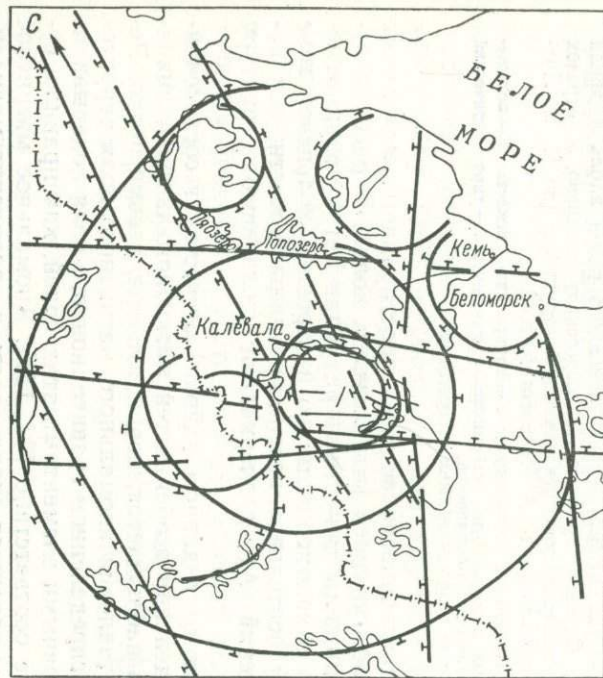


Рис. 21. Схема расположения кольцевой структуры Калевала. Составила В. Г. Можаява.

1 — контуры кольцевой структуры Калевала (и более мелких структур); 2 — разрывные нарушения по данным дешифрирования телевизионного снимка.

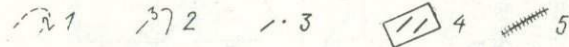
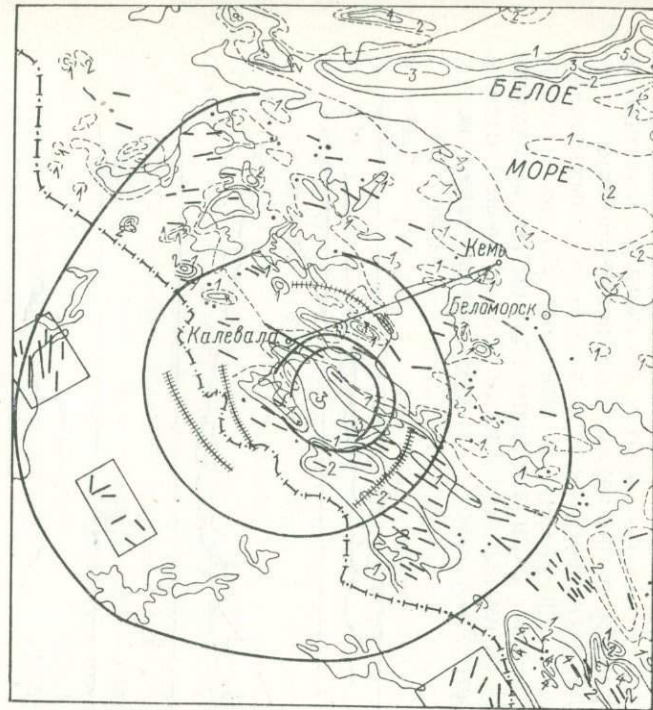


Рис. 22. Магнитное поле района Калевальской кольцевой структуры. Составила Т. Н. Симоненко.

1, 2 — изолинии соответственно отрицательных и положительных значений  $\Delta T_a$ , мэ; 3 — оси и пункты интенсивных положительных локальных аномалий; 4 — участки детальной аэромагнитной съемки на территории Финляндии и оси локальных аномалий; 5 — оси повышенных значений силы тяжести.

Однако рассматриваемая нами Калевальская кольцевая структура совершенно не согласуется с отчетливым северо-западным простиранием региональных зон повышенных и пониженных значений магнитного поля, а также линейных локальных положительных аномалий Карелии (рис. 22), за исключением северо-восточной части внешнего кольца. На территории Финляндии, судя по имеющимся в нашем распоряжении отдельным крупномасштабным аэромагнитным картам, также не на-

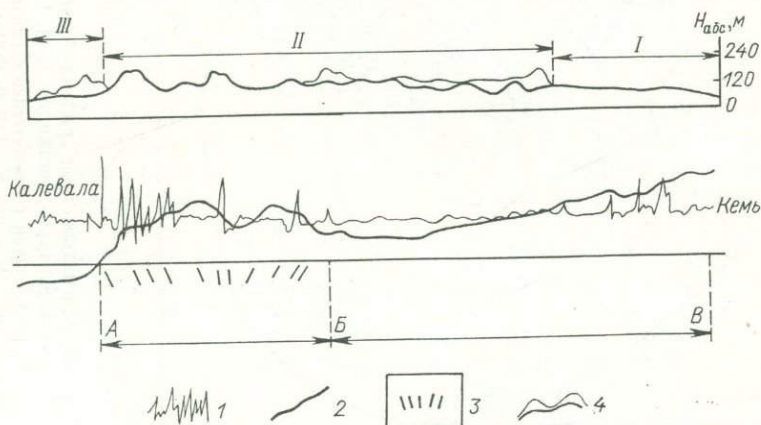


Рис. 23. Изменение магнитного и гравитационного полей вдоль профиля Калевала — Кемь. Отрезок профиля  $AB$  пересекает среднюю, а отрезок  $BB$  — внешнюю кольцевые зоны Калевальской структуры (по И. В. Литвиненко и К. А. Некрасовой, 1962 г.).

1 — кривая  $Z_a$  (наземные наблюдения); 2 — кривая силы тяжести; 3 — положение пластообразных интрузий (по сейсмическим данным); 4 — гипсометрический профиль полигенетических поверхностей.  
I, II, III — номера полигенетических поверхностей.

блюдается согласованности между простиранием локальных аномалий и конфигурацией калевальских колец. В распределении же аномалий силы тяжести (в редукции Буге) можно отметить некоторую закономерность: во внутренней кольцевой зоне наблюдается относительное повышение силы тяжести, оси повышенных значений  $\Delta g$  подчеркивают кольцевую структуру (рис. 23).

Таким образом, в данном районе отсутствует согласованность в распределении особенностей магнитного и гравитационного полей, что наблюдается, вообще говоря, весьма редко. Результаты сопоставления аномального магнитного поля территории СССР с распределением гравитационного поля показывают, что между основными элементами этих полей, как правило, существует тесное соответствие [37, 151]. Аномальное магнитное поле в основном отражает складчатость и проявления магматической деятельности самого раннего этапа образования консо-

лидированной коры. Гравитационное поле несет в себе следы также и более поздних этапов развития коры (вертикальные перемещения отдельных блоков коры, формирование осадочного покрова, изменения его литолого-фациального состава в горизонтальной плоскости). Наблюдающаяся почти повсеместно согласованность в распределении основных элементов морфологии магнитного и гравитационного полей означает унаследованность развития блоков земной коры. Лишь в некоторых районах можно заметить отступление от унаследованности, и в этих случаях устанавливается, что магнитное поле отражает внутреннее строение древнего фундамента, а гравитационное поле связано с более поздними процессами — с формированием современного облика данного участка коры [151].

В рассматриваемом нами районе Калевальской кольцевой структуры магнитное поле отражает простирающиеся допозднепротерозойской складчатости, а гравитационное поле, вероятно, связано с более поздней перестройкой складчатого основания, что, как будет показано далее, находит известное отражение в современном рельефе. Какие глубинные процессы вызвали такую перестройку, при которой образовалась кольцевая зона относительного повышения силы тяжести, сказать пока затруднительно, но можно предполагать, что эта кольцевая зона является «новообразованием» по отношению к складчатому допозднепротерозойскому основанию.

Вдоль профиля Калевала—Кемь, пересекающего среднюю и внешнюю кольцевые зоны Калевальской структуры, были выполнены сейсмические исследования, наземные магнитные и гравиметрические наблюдения [100, 101]. Положение профиля показано на рис. 24, а результаты геофизических исследований вдоль профиля — на рис. 23. По геофизической характеристике выделяется отрезок профиля, приходящийся на среднюю кольцевую зону. Здесь наблюдается значительное повышение силы тяжести и сильно дифференцированное магнитное поле (аномалии до нескольких тысяч гамм, с поперечным размером до нескольких сотен метров), связанное с выходами интрузий основного и ультраосновного состава ранне- и среднепротерозойского возраста. Направление падения пластообразных интрузивных тел, установленное по данным сейсмических работ, закономерно изменяется от восточного (у западной части зоны) до западного (у восточной ее части). За пределами внутренней кольцевой зоны как в направлении на запад, так и к востоку не отмечается никаких изменений в региональном фоне силы тяжести и в магнитном поле, отсутствуют выходы интрузий. Таким образом, геофизические и геологические данные свидетельствуют о синклиноморфном строении фундамента (Шомбозерский синклиорий) на участке внутренней кольцевой зоны, пересекаемой профилем Калевала — Кемь. По этому же профилю были выполнены глубинные сейсмические зондирования, показавшие,

что зоны разломов коры (отмеченные как зоны потери корреляции сейсмических волн) проникают на всю толщу коры вплоть до поверхности Мохоровичича, которая располагается здесь на глубинах 37—38 км [100, 101]. Эти зоны разломов коры, к которым на поверхности приурочены интрузии основного и ультраосновного состава, возможно, могут быть прослежены и ниже поверхности Мохоровичича (по данным сейсмических исследований Н. К. Булина, в южной части Балтийского щита установлено сверхглубокое заложение зон разрывных нарушений — до глубин около 100 км) [135].

Следует иметь в виду, что все приведенные здесь сведения о строении земной коры, полученные по данным сейсмических исследований, относятся только к единственному профилю, расположенному на территории Калевальской структуры; на других участках строение коры может быть иным. В современном рельефе также отсутствуют какие-либо определенные элементы, дающие основание предполагать их непосредственное и прямое отражение в телевизионном изображении. В Центральной Карелии на участке от г. Кемь до пос. Калевала, судя по непосредственным полевым наблюдениям и анализу литературы, развито 3 поверхности выравнивания. В целом же исследуемый район представляет собой равнину, почти сплошь перекрытую отложениями последнего материкового оледенения и поздней и послеледниковыми отложениями различного генезиса (озерно-ледникового, водно-ледникового, морского и озерного).

Моренные отложения (несортированный песчано-валунно-гравийный материал) маломощным (2—3, реже 4—5 м) чехлом перекрывают доледниковый рельеф. Увеличение мощности морены связано с локальными неровностями коренного ложа. Решающего значения в облике рельефа моренные накопления не имеют. Наиболее интересными с точки зрения проявления кольцевой структуры в рельефе являются озерно- и водно-ледниковые формы, камовые массивы и озы. Принято считать, что образование трещин в теле материкового льда, где происходит накопление и отложение камового и озового материала, приурочено к значительным неровностям доледникового ложа: резким перегибам, выступам поверхности ложа и участкам глубоких понижений. По-видимому, площадь, высота и расчлененность камовых массивов находятся в прямой зависимости от амплитуд и площади неровности доледникового рельефа. Анализ геоморфологических карт и полевые наблюдения авторов показали, что наиболее крупные по площади (и по высоте) камовые массивы развиты вблизи границы среднего кольца, в плане массив камов как бы обтекает границу кольца (пос. Кепа), дугообразно изгибаясь к востоку. Кроме названного массива имеются крупные участки скопления камов и озов по южному краю кольца [29]. По-видимому, со значительными неровностями доледникового рельефа связано и образование камовых массивов в

районе пос. Калевала — у северной границы центральной части кольца.

Ледниковые накопления имеют лишь второстепенное значение в создании облика современного рельефа Карелии, главная

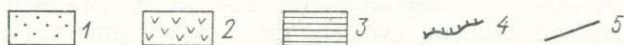
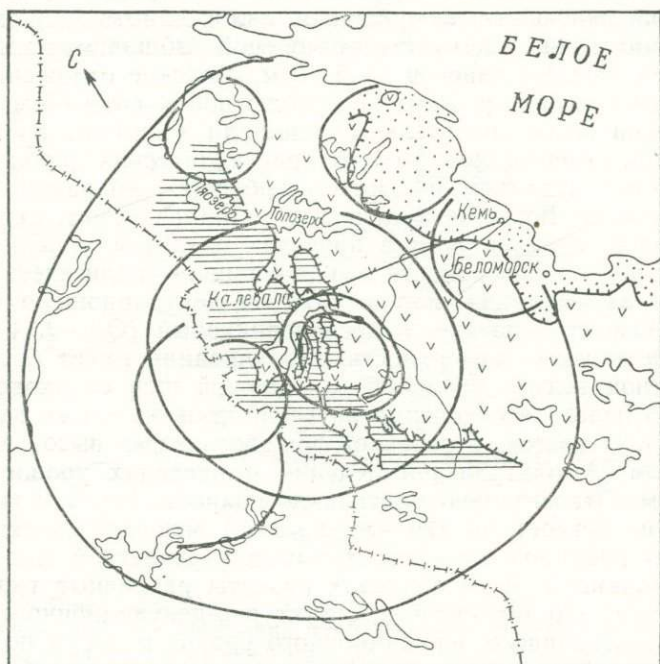


Рис. 24. Схема расположения доплейстоценовых поверхностей выравнивания Средней Карелии. Составили В. Г. Можаяева и Б. Н. Можаяев

1 — нижняя полигенетическая поверхность, абсолютная высота 0—60 м; 2 — средняя денудационная поверхность, перекрытая ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, абсолютная высота 80—160 м; 3 — верхняя денудационная поверхность, перекрытая моренным чехлом, абсолютная высота 200—240 м; 4 — бровки поверхностей выравнивания; 5 — линия профиля.

же роль принадлежит доледниковому рельефу. Доледниковый рельеф Карелии, сложенный архейскими и протерозойскими кристаллическими породами, имеющими сложную структуру (пикативную и блоковую) и различный петрографический состав, с точки зрения авторов, в исследуемом районе образует три гилсометрических уровня, отраженные в современном рельефе (рис. 24). Три крупные ступени рельефа с хорошо выраженными, несколько наклоненными на восток поверхностями, имею-

щими небольшие амплитуды расчленения, и разделяющие их склоны вытянуты в меридиональном направлении.

Самая низкая ступень, расположенная на востоке (от побережья Онежской губы до меридиана пос. Авнепорога), имеет абсолютную высоту от 0 до 60 м, ширину около 50 (на севере) и 20—30 км (на юге). Морфологически это равнина, с поверхности она перекрыта разорванным маломощным плащом озерно-морских глин, подстилаемых моренной. Общая максимальная мощность рыхлых наносов до 5—6 м. Морские отложения поднимаются в долине р. Кемь до абсолютной высоты 42 м. Гипсометрически выше значительные площади занимают ориентированные на северо-запад выходы кристаллических пород в виде оглаженных ледником и морем «горбушек», «бараньих лбов», валов и т. д. Большое количество останцов кристаллического фундамента отмечается и в пределах развития морских глин. Генезис первой поверхности выравнивания — полигенетический: морская аккумуляция, наложенная на денудационную поверхность. Возраст — поздне- и послеледниковый ( $Q_{III}-Q_{IV}$ ) \*.

Более высокая поверхность выравнивания имеет бровку на абсолютной высоте около 80 м. Тыловой шов ее около 160—170 м. В целом этот гипсометрический уровень также наклонен с запада на восток, и основной фон абсолютных высот его около 100 м. Амплитуда расчленения в пределах уровня около 20—40 м. Относительно плоская поверхность ступени шириной от 70 (на севере) до 120 км (на юге) морфологически представлена равниной, но часто холмистой, увалистой или холмисто-котловинной. В ее пределах развиты различные типы ледникового, водно-ледникового, структурно-денудационного рельефа. Возраст данного денудационного уровня рельефа по аналогии с тем же уровнем на смежной территории может быть принят как  $N-Q_I$  [114]. Бровка основной по занимаемой площади денудационной ступени субмеридиональной ориентировки имеет слабую расчлененность и не смещается в плане в зависимости от местоположения ее в кольцевой структуре (см. рис. 24).

Самая высокая поверхность выравнивания, развитая в западной части площади исследования, имеет абсолютную высоту 200 м и более. Возраст данного денудационного уровня считается донеогеновым (P?).

Таким образом, Калевальская структура не является непосредственным отражением геологического тела или элемента рельефа. Следует предполагать, что природа ее более сложная, а рисунок ТИ обусловлен комплексом природных факторов. Рекогносцировочными геоморфологическими исследованиями, ана-

---

\* Аналогично денудационно-аккумулятивным поверхностям Мурманской области, по данным А. Д. Арманд и др., 1969 г., северных частей Финляндии, Швеции и Норвегии и северо-запада Русской равнины (Мешеряков, 1963 г.; Можаяев, 1969 г.; и др.).

лизом материалов дешифрирования телевизионных и радиолокационных снимков, анализом топографических карт установлено следующее.

1. Современный рельеф внутренней части круга Калевальской структуры неодинаков. В западной части круга (западнее меридиана Емутвара) рельеф более сложен, имеет большие абсолютные отметки и относительные превышения, плотность разрывных нарушений велика. В восточной части круга рельеф ме-

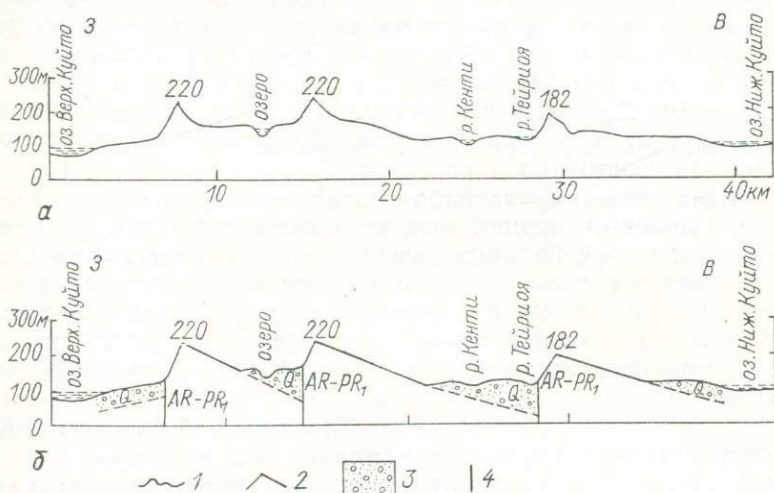


Рис. 25. Гипсометрический профиль (а) и схематическое изображение характера перекоса новейшими тектоническими движениями останцов третьей поверхности выравнивания (б) в пределах внутреннего круга Калевальской структуры.

1 — рельеф по топокарте; 2 — поверхность останцов-блоков, неравномерно приподнятых; 3 — морена последнего оледенения; 4 — разломы, по которым происходили подвижки в новейшее время. AR-PR<sub>1</sub> — кристаллические породы фундамента.

нее расчлененный, пологоволнистый. Основную площадь занимают болота. Плотность разрывных нарушений меньше.

2. В районе Калевальской структуры развиты 3 поверхности выравнивания. Средняя занимает основную часть кольца, представлена отдельными останцами, имеющими асимметричную форму: уплотненные поверхности останцов наклонены на восток, вследствие чего западные склоны останцов крутые, а восточные — пологие (рис. 25). На западных склонах часты выходы коренных пород, местами обрывы. Размеры останцов невелики, не более 6 км в поперечнике. Западные, юго-западные и северо-восточные склоны останцов имеют преимущественно спрямленную в плане форму. Вершины останцов располагаются на тех же высотах, что и более крупные по площади фрагменты поверхности выравнивания, распространенные за пределами Ка-

левальской площади. В дуге, образованной озерами Верхнее—Среднее—Нижнее Куйто, останцы высокой поверхности образуют 4 четко выраженных ряда: с запада на восток гора Петаявара—оз. Кивиярви; гора Хевонявара — гора с отметкой 221 м; гора восточнее Ломозера — гора южнее оз. Янис; ряд с горой Емутвара—западнее оз. Нижнее Куйто. Пространства между рядами представляют собой сложенные четвертичными отложениями плоские заболоченные низины, в которые вложены озера и врезаны реки. Наиболее четко морфологически оформлено понижение между средними рядами: в него вложена система озер Кенто—Ломозеро—Юляярви. Отдельные останцы в пределах одного ряда также четко отделяются друг от друга понижениями. Расположение останцов в ряду непрямолинейное: два западных ряда образуют дуги, обращенные выпуклостью на восток, два восточных — на запад.

3. Для всего района работ характерна густая сеть разрывных нарушений и планетарной трещиноватости. Они существенно влияют на морфологию рельефа, что наиболее выразительно представлено в сельговом рельефе, где повышения, сложенные коренными породами, и понижения, занятые преимущественно болотами, озерами и речными долинами, вытянуты в одном направлении, предопределенном ориентировкой разрывных нарушений.

Разломы и трещины в районе Калевальской площади имеют преимущественно север-северо-западную и северную ориентировку (см. рис. 22), значительно реже встречаются диаклазы ортогональных и северо-восточных направлений. Внутренняя часть Калевальской структуры, особенно в западной половине, характеризуется более сложным рисунком диаклас. Они образуют несколько систем и определяют основные особенности морфологии этого участка. В частности, ряды останцов высокой поверхности приурочены к крупным разломам или зонам дробления протяженностью 80—50 км, пересекающим всю территорию распространения останцов в северо-восточном направлении. Зоны образуют дуги, выпуклостью обращенные на восток.

Приведенные данные дают основание для следующих выводов.

1. В пределах внутреннего круга Калевальской структуры могут быть выделены участки, различающиеся по интенсивности и форме проявления новейшей тектоники: западный участок развития разрывной тектоники и восточный участок явно выраженного опускания.

2. В пределах западного участка верхняя поверхность выравнивания разбита на отдельные блоки, при этом намечается определенный рисунок, образуемый сочетанием дугообразных и северо-западных разломов. Об относительном опускании восточного участка свидетельствуют низкие абсолютные высоты, широкое (почти сплошное) развитие четвертичных отложений, ин-

тенсивная заболоченность. Разрывные нарушения здесь проявлены реже.

3. Перекосы верхней поверхности выравнивания (возраст ее предположительно палеогеновый) свидетельствуют о молодом возрасте движений.

4. Даже если Калевальская структура и является очень древним образованием, то приведенные выше данные об особенностях строения этой территории свидетельствуют об обновлении тектонических движений по древним разломам, что и привело к отчетливому выражению структуры в ландшафте и на телевизионном изображении.

### Примеры применения материалов радиолокационной аэросъемки

Геоморфологическое дешифрирование радиолокационных (РЛ) снимков территории Средней Карелии, как и других территорий различных ландшафтных зон СССР, свидетельствует о том, что информативность снимков зависит прежде всего от характера рельефа — его морфологии (превышений, углов склонов, расчлененности, гипсометрических уровней), от физических свойств слагающих его отложений (вещественного состава, влажности и т. д.) и технических данных РЛСБО \* [76, 77, 139].

РЛ-изображение района исследований отличается довольно однообразной структурой рисунка и малым количеством тоновых различий. Как правило, это разнозернистый или гомогенный (гладкий) рисунок серого тона, в отдельных местах осложненный черными пятнами, соответствующими озерам. Монотонность радиолокационного изображения (РЛИ) объясняется в общем равнинностью рельефа, его малой расчлененностью, отсутствием крупных резких повышений, за которыми бы возникали «радиотени», часто определяющие структуры РЛИ. Дешифрирование рельефа проводилось по РЛ-снимкам и схемам масштаба 1 : 180 000 близширотного и близмеридионального направлений залета. Схема геоморфологического строения участка (рис. 26) составлена по обобщенным данным двух залетов.

По РЛИ довольно отчетливо различаются две разновидности рисунка, соответствующие двум типам рельефа — двум гипсометрическим уровням. Каждый из этих уровней представляет собой денудационную поверхность выравнивания, выработанную в доплейстоценовое время, а в ледниковые перекрытую моренными отложениями (см. раздел «Пример применения материалов телевизионной съемки»). В пределах каждой ступени

---

\* Радиолокационная система бокового обзора.

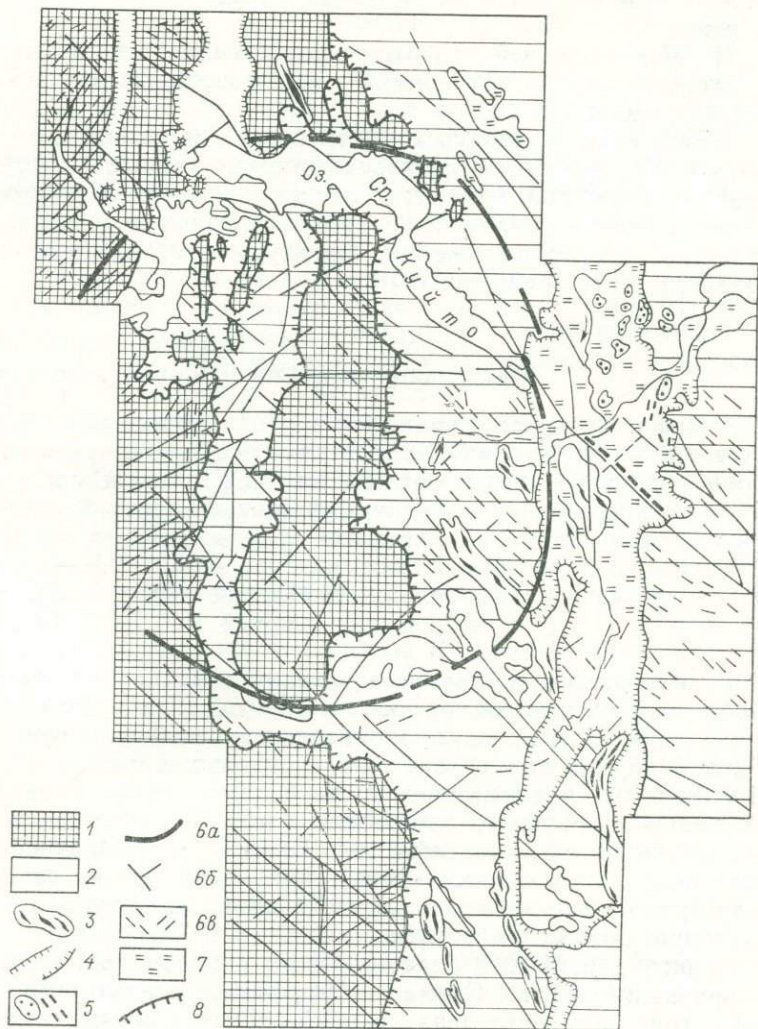


Рис. 26. Геоморфологическая схема района Калевальской кольцевой структуры, составленная на основе дешифрирования радиолокационных снимков. Составила В. Г. Можяева.

Типы рельефа: 1 — денудационный, высокой (третьей по местному счету) поверхности выравнивания, перекрытой маломощным чехлом морены, абсолютная высота 200—240 м; 2 — денудационный пологоволнистый, средней (второй по местному счету) поверхности выравнивания, перекрытой ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, абсолютная высота 80—160 м. Формы и элементы форм рельефа: 3 — гряды, сложенные коренными породами; 4 — дренне доплейстоценовые долины, служившие путями стока послеледниковых вод; 5 — камы и озы (массивы с мелкохолмистым рельефом, часто абрадированным); линейменты: 6а — кольцевой разлом, 6б — крупные разломы с приуроченными к ним озерами, долинами, обрывами, грядами, озами и т. д., 6в — мелкие разломы и трещины, выраженные в современном рельефе неглубокими понижениями; 7 — болота; 8 — бровка поверхности выравнивания.

рельеф имеет свои характерные особенности, получившие отражение в рисунке РЛИ. Так, рельеф верхней ступени, занимающей наиболее высокое гипсометрическое положение, отличается уплощенностью водоразделов и, как правило, глубокими котловинами или долинообразными линейными понижениями. В пределах водоразделов этой ступени (рис. 27, см. фототаблицы) при близком к поверхности залегании коренных пород, особенно в случае их большой устойчивости, образуются крупные гряды и уступы, на РЛИ создающие особую структуру рисунка. Кроме того, маломощный покров морены позволяет через нее опознавать трещиноватость кристаллических пород фундамента, что обуславливает некоторую направленную штриховатость рисунка РЛИ.

РЛИ пологоволнистого рельефа средней поверхности, где относительные превышения меньше, а болот и долин больше, отлично от предыдущего, хотя штриховатость рисунка на отдельных участках и сохраняется (рис. 28, см. фототаблицы). По-видимому, здесь резко уменьшается и без того малая мощность плейстоценовых осадков.

Полнота геологического дешифрирования РЛ-снимков, включающего дешифрирование вещественного состава горных пород и структурно-тектонического строения, зависит от обнаженности района, структурно-петрографической обусловленности рельефа, гипсометрических данных и других факторов. При дешифрировании горных пород учитываются характер, типы и формы рельефа (от макро- до наноформ), «фактура поверхности» или «шероховатость». Этот фактор определяет разную способность пород к диффузному рассеянию радиоволн и соответственно интенсивности отражения радиосигнала. В качестве индикаторов вещественного состава могут также служить характер эрозионной сети, трещиноватость, растительный покров, степень увлажнения и т. д. [54, 64, 76].

Дешифрирование пород фундамента описываемой территории сильно затруднено наличием чехла ледниковых накоплений. Но в местах резкого сокращения их мощности или выходов на дневную поверхность устойчивых разномощностей архейско-протерозойских пород, образующих гряды, гривы и т. д., дешифрируются интрузивные тела, дайковые зоны диабазов и габбро-диабазов протерозойских интрузий и вмещающие их поля кварцитов и кварцито-песчаников сегозерской и варзугской серий верхнекарельского комплекса (гора Большая Чужжури к юго-востоку от оз. Нюк). Отчетливо видны гряды габбро-норитов и габбро-амфиболитов ранних интрузий нижнего протерозоя юго-восточнее оз. Тикшозера (рис. 29, см. фототаблицы).

Лучше всего из этих гряд дешифрируются линейно ориентированные интрузивные тела (пластовые интрузии, дайки, дайковые зоны). Степень дешифрирования обуславливается отношением их к направлению съемочных маршрутов: наиболее

отчетливо видны дайки в случае параллельного их положения к направлению полета и значительно хуже при их ориентировке, перпендикулярной к нему. Широкие площади развития магматических пород позднеархейских — раннепротерозойских интрузий (районы к югу от оз. Верхнее Куйто и др.) дешифрируются по характеру мелкоштриховатого рисунка РЛИ, в данном случае, видимо, обусловленному микро- и мезоформами ледникового рельефа: гривками и грядами, связанными с гнейсовидностью или интенсивной трещиноватостью гранитов (рис. 31, см. фототаблицы).

Опознавание комплексов метаморфических пород при наличии покрова ледниковых отложений на этой территории также затруднительно. Но так как разным по вещественному составу горным породам свойственны специфические формы рельефа, геометрические особенности которых наряду с характером растительного покрова определяют изображение на материалах РЛС, то некоторая дифференциация их все же намечается. Так, на РЛ-снимках выделяется особым рисунком повышенный крупногрядовой рельеф кварцитов и кварцито-песчаников верхнекарельского комплекса (гора Большая Чукури) [76].

Довольно хорошо по материалам РЛ-съемки дешифрируются плейстоценовые отложения этого района, которые могут быть дифференцированы по генезису, вещественному составу и в отдельных случаях по мощности [147]. Морфологические особенности и расположение осадков на площади позволяют наметить места развития ледниковых, водно-ледниковых, долинных, озерных, болотных, делювиальных и других типов осадков (рис. 30, см. фототаблицы).

Существенную индикационную роль при дешифрировании рыхлых отложений играет почвенно-растительный покров. Физические свойства почв (влажность, механический состав, плотность) оказывают непосредственное влияние на величину отражения радиосигнала, а такие свойства растительного покрова, как проективное покрытие, жизненные формы и характер полога, влияют на характер отражения (диффузное рассеяние, зеркальное отражение). Например, хорошо дешифрируются песчано-гравийные, торфяные, глинистые отложения. При наличии только травяно-кустарничкового покрова мелкощебенчатый материал изображается ровным серым и темно-серым тоном, что объясняется слабым отражением радиосигнала от рыхлых пористых пород и от полога растительности. Также светлым тоном изображаются камовые и озовые пески, в то время как торфяно-глинистые осадки отличаются более темным тоном и гладким рисунком РЛИ. Дешифрирование вещественного (гранулометрического) состава моренных образований сильно затруднено наличием лесной растительности. Опознаванию разновидностей морены по РЛИ будет способствовать установление индикационных свойств лесного покрова. Тяжелосуглинистые осадки озер-

ного или аллювиального происхождения, характеризующиеся повышенным увлажнением, как правило, изображаются темным тоном и гладким рисунком РЛИ.

Дешифрирование структурно-тектонического строения (пликативных структур и разрывной тектоники) района Средней Карелии определяется характером разреза горных пород, структурной обусловленностью рельефа, отражением маркирующих горизонтов и линеаментов в рисунке РЛИ.

Большая сложность геологического строения сильно метаморфизованных докембрийских образований района исследования, относительно слабая выраженность в современном рельефе древних складчатых образований и наличие повсеместного покрова рыхлых плейстоценовых отложений и лесной растительности сильно затрудняют дешифрирование и пликтивных структур. Кроме того, наличие новейших тектонических движений, нарушающих древний структурный план и часто обуславливающих различную степень эрозионного среза разных частей единых структур, также мешает восстановлению правильного структурного плана. Поэтому значительно более перспективным является дешифрирование разрывных тектонических нарушений по РЛИ, так же как и по аэрофотосъемке (АФС), опознаются по ориентировке линейных элементов рельефа, эрозионной сети, расположению озер и т. д.

За разрывные нарушения на РЛС принимаются различной ширины (1—3 мм и более) ориентированные линейные и точечные элементы структуры РЛИ разной степени потемнения, линейно вытянутые полосы (трассирующие элементы рисунка). Наиболее отчетливо видны новейшие разломы, выраженные в современном рельефе или ландшафте, менее отчетливо — неживущие древние разломы. Степень дешифрирования разломов обусловлена их протяженностью, контрастностью форм рельефа, приуроченных к ним: спрямленных уступов, гребней, карнизов, каньонов в горах и прямолинейных участков речных долин, цепочек холмов, гряд, депрессий, заболоченных понижений на равнине и т. д. (рис. 32, см. фототаблицы). Кроме того, на степени их выраженности сказывается ориентировка сканирующего радиолуча при съемке, а также наличие и характер покрова рыхлых отложений, степень их увлажненности. Дешифрировать разломы удобно по РЛ-схемам. В силу малой разрешающей способности РЛ-снимков (около 30 м на местности) изучать по ним мелкие тектонические нарушения: пластовые трещины, развитые в отдельных слоях, горизонтах и толщах, невозможно, так как они не получают прямого отражения на снимках. Но поскольку ориентировка разломов, как правило, тождественна ориентировке планетарной трещиноватости, данные материалов РЛ-съемки могут быть использованы для изучения общих закономерностей развития планетарных трещин. Трудность исполь-

зования отдешифрованных по РЛ-снимкам разрывных нарушений заключается в получении истинных азимутов простирания выделенных объектов [75]. В силу особенностей конструкции РЛСБО «Торос» при РЛ съемке возникает неравенство масштабов вдоль линии полета и линии сканирования, отсюда и искажение положения в пространственной ориентировке объектов. Поэтому после получения схем дешифрирования линеаментов необходимо перенести результаты дешифрирования со схемы на топооснову (либо графическим глазомерным переносом по сетке прямоугольных координат, либо опτικο-механическим путем на ФТБ)\*.

Анализ РЛИ описываемой территории свидетельствует о том, что план современного ледникового рельефа отражает трещинную тектонику: об этом свидетельствуют контуры озер, характер их абразионной береговой линии, коленчатые изгибы русел рек, ориентировка аккумулятивных водно-ледниковых форм рельефа, ориентировка долин в целом. Густота распределения тектонически обусловленных форм рельефа, характер их планового расположения и ориентировка позволяют предположить, что заложение трещин произошло по сетке планетарной трещиноватости, что подтверждается отчасти и розами-диаграммами их ориентировки.

В целях объективизации решения вопроса о возможностях РЛА при геоморфологических исследованиях (картировании и т. д.) в сопоставлении с материалами АФС на одну и ту же часть Калевальской кольцевой структуры были составлены геоморфологические карты-схемы. Сравнение этих карт свидетельствует о том, что на них выделяются одинаковые категории рельефа — типы и формы, устанавливается их генезис, направленность тектонических процессов и относительный возраст. Границы категорий рельефа выделенных по обоим видам съемки близко сопоставимы, некоторые расхождения их объясняются геометрическим искажением контуров РЛИ. На основании этого можно утверждать, что материалы РЛС могут быть использованы как основа для прогнозного описания рельефа в случае отсутствия аэрофотографических материалов (например, из-за погодных условий и т. д.). Однако в силу меньшего интервала оптических плотностей РЛИ по сравнению с аэрофотографическими [22], их мелкомасштабности и меньшей разрешающей способности количество выделяемых по РЛС объектов картирования в целом меньше, чем по АФС.

По материалам РЛС лучше, чем по АФС, дешифрируются новейшие тектонические блоки, морфоструктурный анализ рельефа которых как в горах, так и на равнинах позволяет выявить

---

\* Погрешность в плановом положении контрольных точек не превышает  $\pm 2,00$  мм, среднее квадратическое отклонение  $\pm 1,25$  мм. ФТБ — фототрансформатор большой.



Рис. 5. Аэрофотоизображение западного склона Невьяурской депрессии.

Элементы депрессии: *а* — бровка, *б* — тыловой шов, *в* — перекрытое мореной днище. Отмечается сеть трещин *г*, характер которых различен на водоразделах и днищах депрессий. Невьяурская депрессия пересекается более молодой долиной р. Лотта *д*.

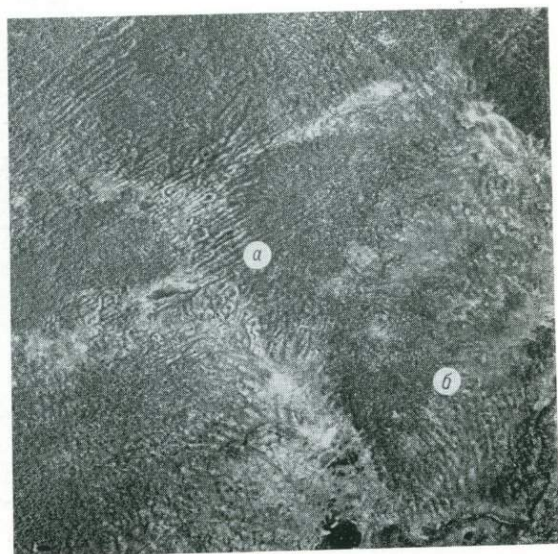


Рис. 6. Аэрофотоизображение водно-ледникового рельефа типа «стиральной доски» *а* и грядового рельефа *б*, в отдельных случаях отражающего структуру коренных пород.

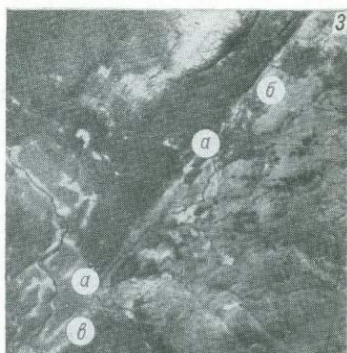
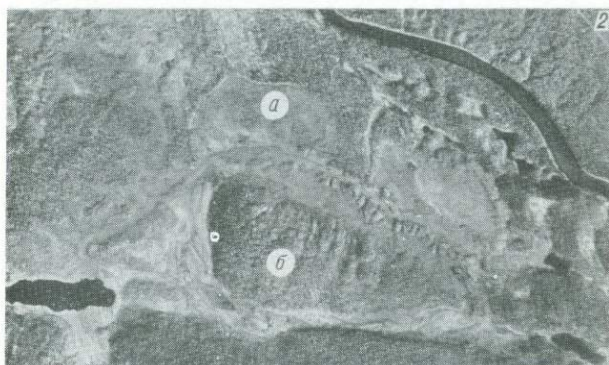
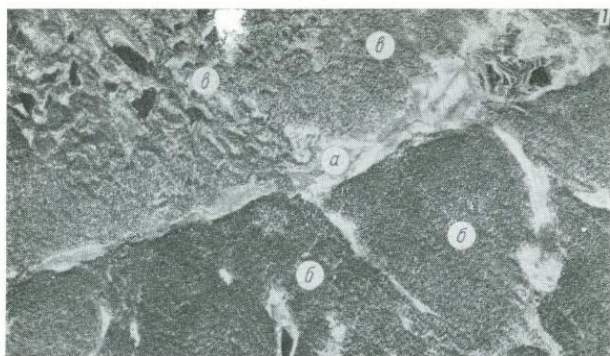


Рис. 7. Аэрофотоизображение участков с различной формой отражения разломов.

1 — линия разлома *a* является границей, разделяющей структурно-денудационный *б* и аккумулятивный водно-ледниковый *б* рельеф; 2 — разломы *a* предопределяют контуры мезоформ рельефа *б*; 3 — разлом *a* находит отражение в форме уступа *б* долины реки *в*.



Рис. 8. Аэрофотоизображение участков с различной формой отражения разломов *a* в рельефе.



Рис. 9. Аэрофотозображение аккумулятивных форм ледникового и водно-ледникового генезиса *a*: 1 — типа периклинали складки, 2 — типа «стиральной доски».

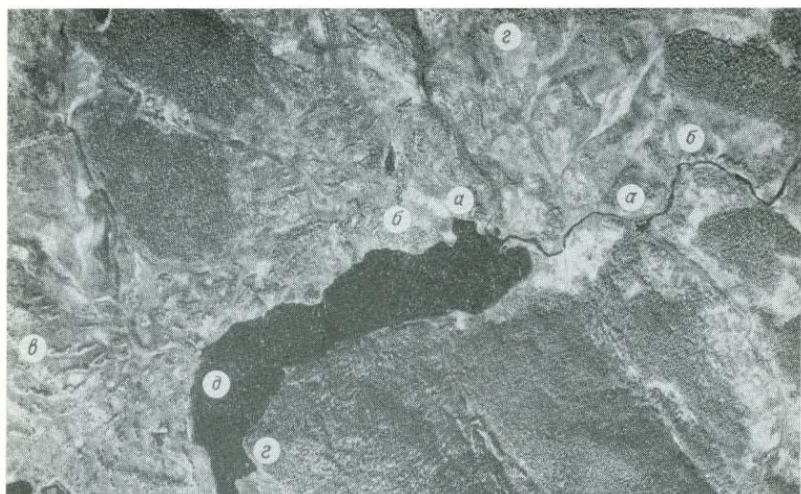


Рис. 10. Аэрофотоизображение Няоннамъяурской депрессии — участка древней ложбины стока талых позднеледниковых вод.

Элементы депрессии: *а* — днище, *б* — водно-ледниковые аккумулятивные формы, *в* — конус выноса, *г* — границы депрессии, *д* — направление стока талых вод.

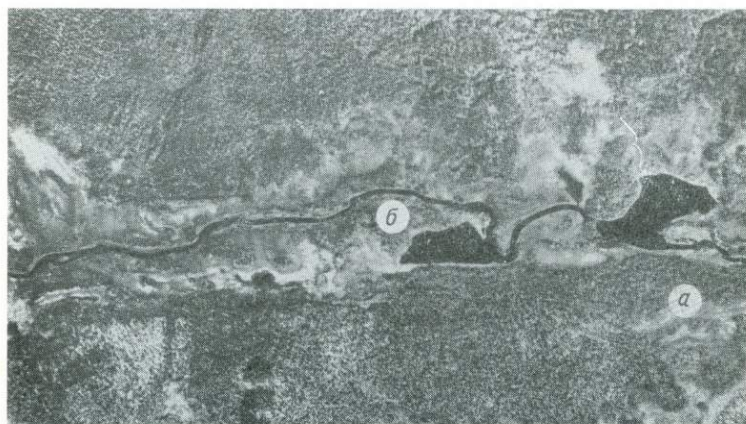


Рис. 11. Аэрофотоизображение участка долины р. Коллан-йоки, приуроченного к локальной депрессии. Система трещин и разломов *а* предопределяет контуры долины *б*.

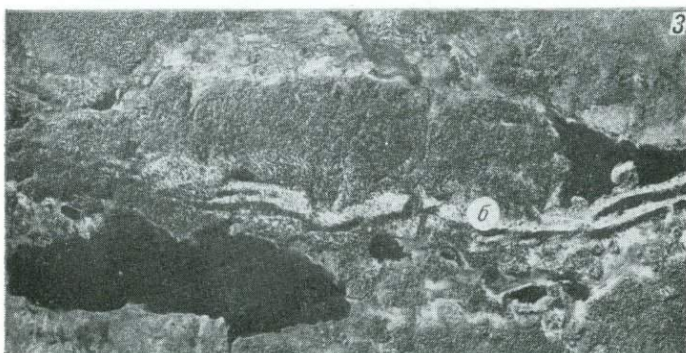
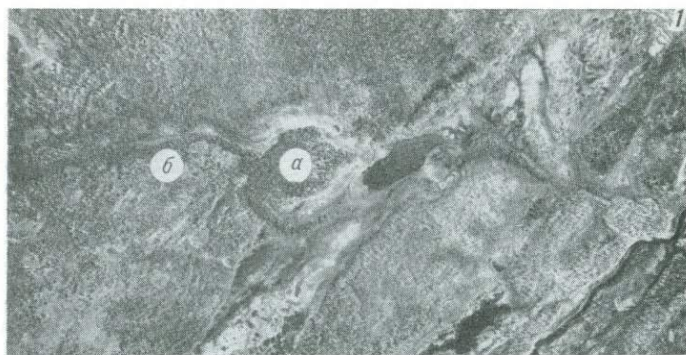


Рис. 12. Аэрофотоизображение одиночных камов *а*, озов *б* в межгорных депрессиях 1, в долине р. Лотта 2 и на водоразделах 3.



Рис. 13. Аэрофотоизображение плоских водоразделов в пределах структурно-денудационного рельефа с выходами коренных пород при мощности морены до 3 м.

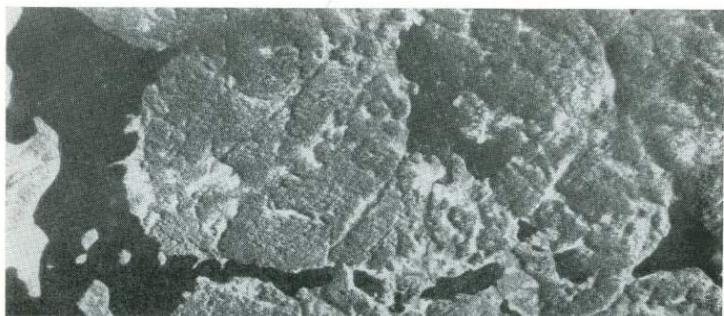


Рис. 14. Аэрофотоизображение дна Вуоляурской региональной депрессии, выработанной в сильноотрециноватых породах архея и протерозоя.

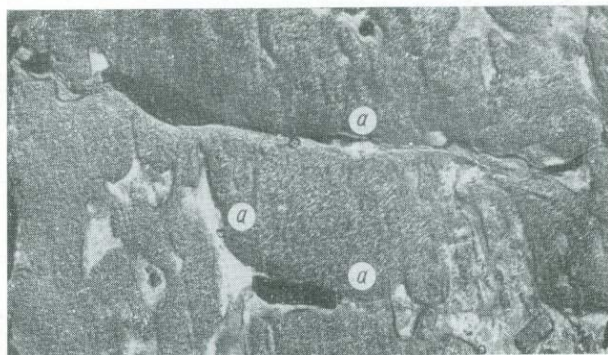
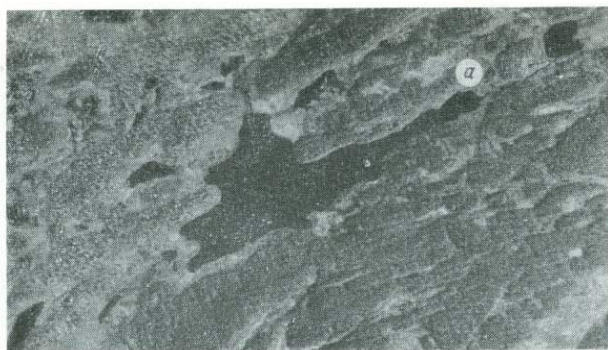
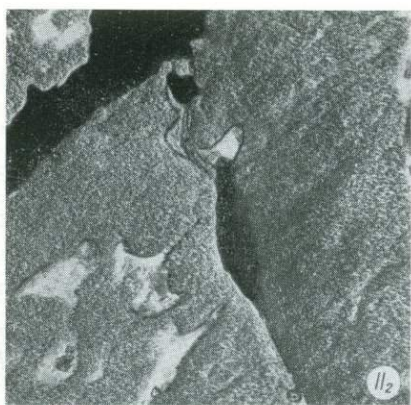


Рис. 15. Аэрофотоизображение озер, форма которых predeterminedлена разломами *a*.



Рис. 16. Аэрофотоизображение водно-ледникового и ледникового рельефа зоны мертвого льда при мощности рыхлых отложений до 15 м.



На фото — некоторые аэрофотографические эталоны к геоморфологической карте района среднего течения р. Лотта (см. на обороте).

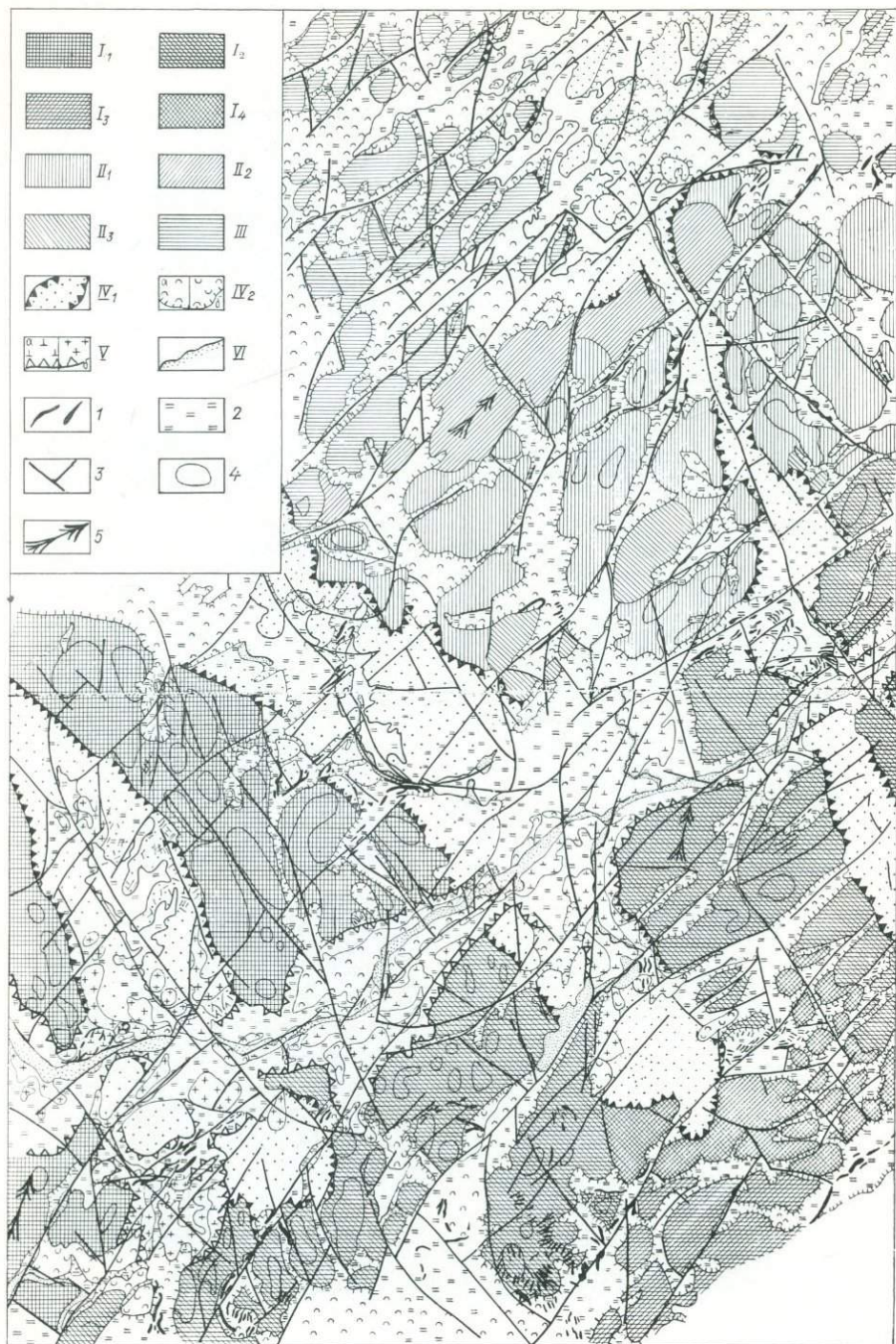


Рис. 17. Схематическая геоморфологическая карта района среднего течения р. Лотта. Составила В. Г. Можаява.

Денудационно-тектонический грядовый рельеф водоразделов, обработанный ледником. Вершины холмов плоские с отчетливо выраженной трещиноватостью. Ориентировка крупных возвышенностей на северо-запад *1.1*, северо-восток *1.2*, кольцевые возвышенности *1.3*, эллипсовидные возвышенности *1.4*. Структурно-денудационный крупнохолмистый и холмисто-грядовый рельеф. Холмы в плане изометричные, с асимметричными склонами, межгрядовые понижения, приуроченные к тектоническим разломам, выполнены водно-ледниковыми отложениями *II.1*. Холмы и гряды, с обильными микро- и мезоформами на склонах (терраски, ложбины, сухие понижения, овраги), обусловленные первичной слоистостью диорито-гнейсов *II.2*, ориентированы на северо-восток. Единичные крупные холмы в плане эллипсовидные с литоморфными террасами на склонах, перекрытых моренными грядками *II.3*. Структурно-денудационный рельеф

гряд и увалов северо-восточной ориентировки с относительно мощным (до 25 м) покровом ледниковых и водно-ледниковых отложений. Вытянутые на северо-восток понижения заняты водно-ледниковыми формами, ложбинами стока, озерами и болотами *III*. Денудационно-аккумулятивный рельеф региональных депрессий, ориентированных на юго-восток, днища которых перекрыты озерно-ледниковыми осадками *IV.1*, и локальных понижений различной ориентировки, также выполненных поздние и послеледниковыми осадками *IV.2*. Морская равнина: эрозионные останцы бассейнов Портландия и Фолас, сохранившиеся в Лоттинской депрессии *V*. Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин и абразионно-аккумулятивный рельеф террас современных озер *VI*. *1* — крупные озы, *2* — заболоченные понижения, *3* — тектонические разломы, *4* — контуры крупных возвышенностей, *5* — направленные движения ледника.

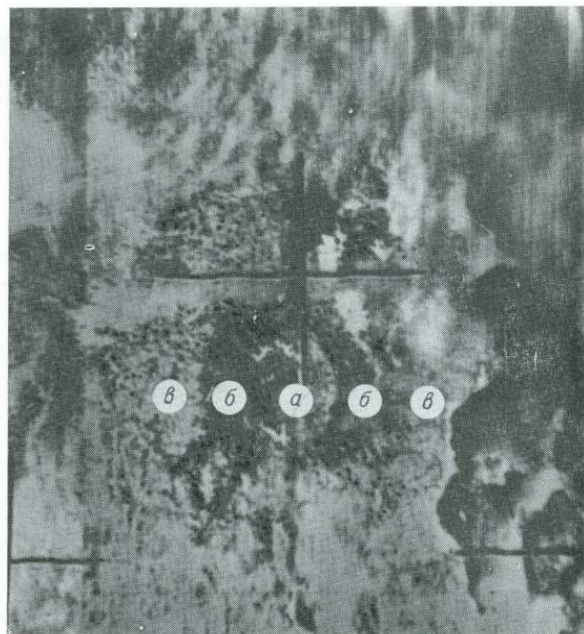


Рис. 20. Телевизионное изображение территории Средней Карелии. В центральной части снимка видна кольцевая структура Калевала, состоящая из трех элементов: внутреннего круга *а*, среднего *б* и внешнего *в* колец.

Рис. 27. Радиолокационное изображение участка высокой денудационной поверхности, перекрытой мореной.

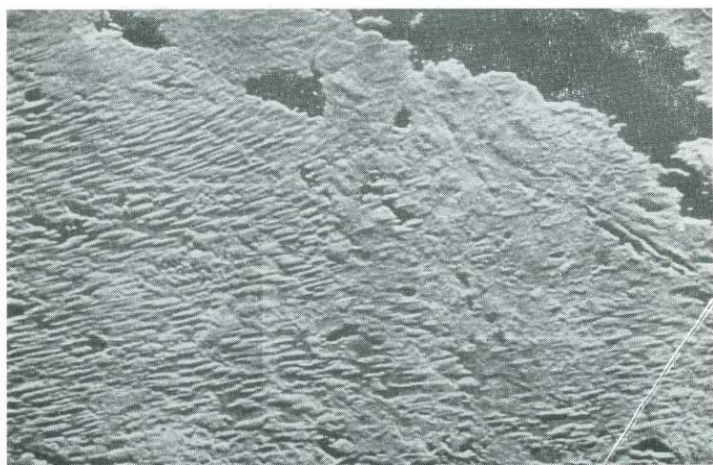
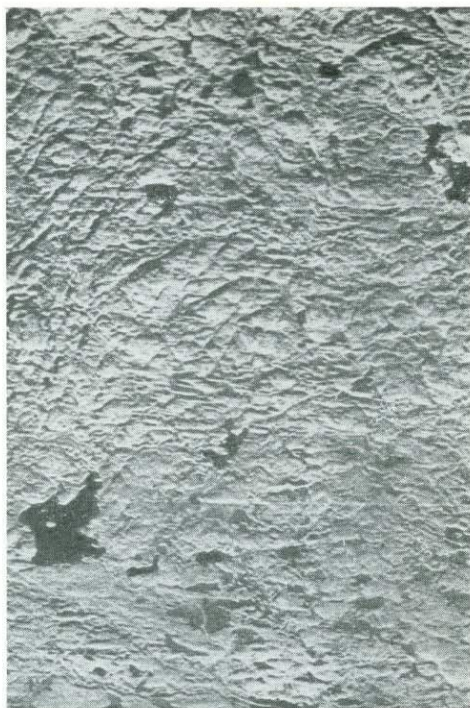


Рис. 28. Радиолокационное изображение участка пологоволнистого рельефа средней денудационной поверхности, перекрытой мореной (на отдельных участках отчетливо видна мелкая штриховатость северо-восточного простираия, связанная с проявлением в ледниковом аккумулятивном рельефе неровностей коренного ложа, обусловленных наличием трещиноватости кристаллических пород).



Рис. 29. Радиолокационное изображение крупногрядового рельефа, сложенного кварцитами и кварцито-песчаниками верхнекарельского комплекса *а*, габбро-диабазами и метапорфиритами нижнего протерозоя.

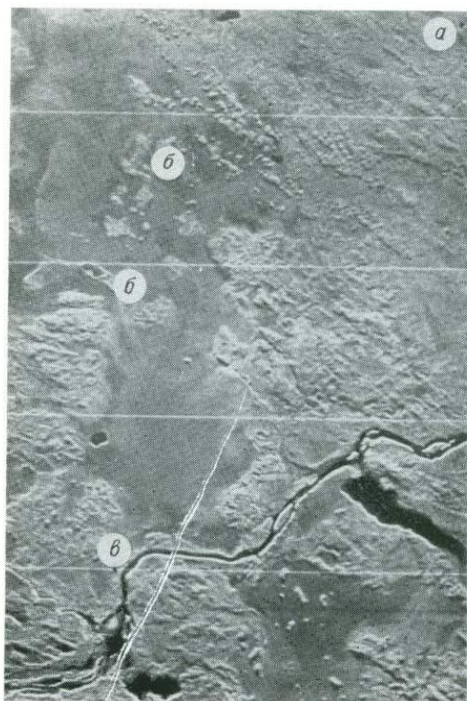
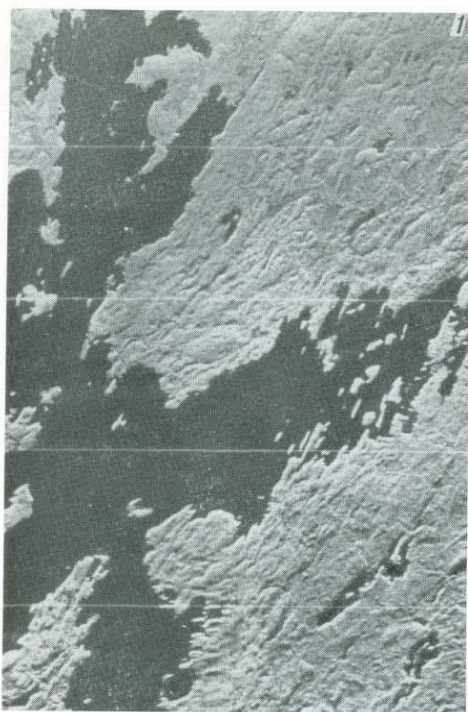


Рис. 30. Радиолокационное изображение рыхлых плейстоценовых отложений: моренных *а*, водноледниковых *б*, долинных *в*.



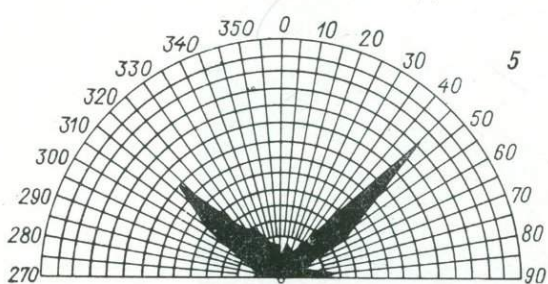
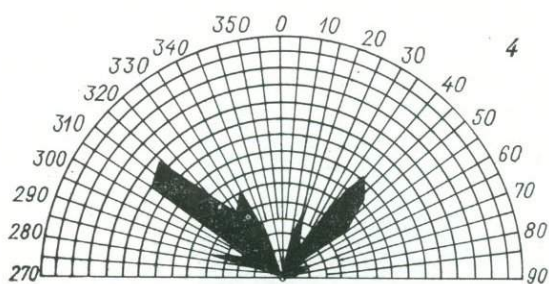


Рис. 31. Радиолокационное изображение участка Калевальской структуры.

Мелкая направленная изрезанность береговой линии озера 1, коленчатая в плане форма водотоков 2, строгая ориентировка ледниковых аккумулятивных форм, отражающих неровности рельефа доледникового ложа и смещенных по разломам 3, свидетельствуют об их обусловленности трещиноватостью. Приведены две розы ориентировки разломов по радиолокационным снимкам 4 и по замерам трещин в обнажениях 5.



Рис. 32. Радиолокационное изображение разрывных нарушений, выраженных в современном рельефе в виде прямолинейных понижений *а*, занятых озерами, с приуроченными к ним озерами *б* и долинами *в*, имеющими в плане кольцевую форму.

относительные амплитуды и возраст. В целом схематические геоморфологические карты, составленные на основе РЛС, хотя и менее насыщены контурами, чем карты, составленные по АФС, но позволяют получить четкое представление об основных чертах рельефа изучаемых территорий. Они дают ряд дополнительных сведений (линеаменты, блоковая тектоника и др.) по сравнению с информацией, считываемой с АФС. Интегрированное изображение отдельных мелких форм не позволяет получить полную картину рельефа, но дает возможность обратить внимание на появление определенных структурнообусловленных форм рельефа, т. е. производить морфоструктурный анализ территорий.

#### Глава IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

По геолого-геофизическим данным в восточной части Балтийского щита выделяют Беломорский блок, Кольскую и Карельскую области карелид [135].

Беломорский блок — крупный срединный массив, разделяющий области карелид, примыкает к северо-западному побережью Белого моря. Блок образован в основном породами беломорского комплекса архея (разнообразными гнейсами), но нижняя его часть и низы средней (хетоламбинская толща) могут относиться к катархею. Абсолютный возраст беломорид — до 2,7 млрд. лет и более. В северной части Беломорского блока выделяют Нотозерский, Кандалакшский и другие антиклинории, шарниры которых погружаются в северном, северо-западном и западном направлениях под саамиды (ранние карелиды). Антиклинории разделены Сальнотундровским, Енским, Лоухским и другими синклинориями, в которых тоже отмечаются породы саамид — гнейсо-граниты, амфиболиты. В южной части блока господствуют мелкие консолидированные массивы с внутренними синклинальными или антиклинальными складками.

Кольская и Карельская области карелид располагаются к северо-востоку и юго-западу от Беломорского блока. В них выделяется несколько массивов и геосинклинальных поясов, разделенных антиклинориями. Разломы разных направлений пересекают или ограничивают эти структуры, как и в беломоридах. Фундаментом карелид являются породы беломорского и саамского комплексов. Срединные массивы карельских структур (Мурманский, Карельский) и антиклинорные поднятия (Центральнокольское, Центральнокарельское и др.) сложены гранитами, амфиболитами, сланцами, диоритами. Местами здесь сохраняются гнейсы беломорид и саамид, дислоцированные согласно с гранитоидами. Они образуют разнообразные синклинали, в целом подчиненные ориентировке карелид.

Геосинклинальные пояса карельских структур представляют собой прогибы двух типов: внешние и внутренние. К внешним поясам-зонам максимального прогибания относятся Южно-Кольский (Имандра-Варзугский), Печенгский, Восточно-Карель-

ский, Восточно-Финляндский (Приладожский) и Южно-Финляндский. К внутренним поясам-зонам малых погружений, развивавшимся на склонах Мурманского и Карельского срединных массивов, относятся Северо-Кольский (Полмас-Кейвский) и Западно-Карельский прогибы. В гнейсах, амфиболитах, сланцах, диабазах и других породах геосинклинальных поясов зафиксированы стадии развития этих структур: начальная, инверсионная и орогенная. Геосинклинальные пояса карелид ограничены и пересечены зонами глубинных разломов, видимо обусловившими их заложение и формирование.

Возраст пород карельского комплекса — до 1,8 млрд. лет. Их метаморфизм отвечает низкой фации зеленосланцевых изменений во внутренних частях зон и увеличивается в краевых. Породы фундамента находились в этот период в условиях ультраметаморфизма (в глубинных зонах). Такие изменения происходили, вероятно, только на ранних стадиях прогибания геосинклиналей [135]. Платформенный этап развития Карело-Кольского региона запечатлен в основном терригенными образованиями верхнего протерозоя и палеозойскими интрузиями. Последние приурочены к зонам глубинных нарушений, заложенным в докембрии и активизировавшимся в палеозое.

Складчатые структуры, созданные в архее и протерозое, неоднократно нарушались дизъюнктивными дислокациями, сопровождавшимися в ряде случаев образованием интрузивных тел эффузивных и эффузивно-осадочных покровов. Разновозрастные дислокации создали густую сеть разломов различного масштаба в кристаллическом фундаменте. По ним перемещались блоки земной коры, что нередко хорошо выражено тектоническими границами между синклинальными и антиклинальными зонами (особенно на Кольском полуострове). Разломы запад-северо-западной и северо-западной ориентировки соответствуют или параллельны контурам главных тектонических структур региона. Эти разломы пересекаются нарушениями север-северо-восточного и северо-восточного направлений, что создает характерный рисунок блоковой структуры. Взаимно перпендикулярные разломы, приуроченные к синклинальным прогибам и иногда к сопредельным с ними участкам антиклинальных зон, являются большей частью региональными древними «швами», доходящими местами, возможно, до поверхности Мохоровичича.

Наряду с региональными имеются менее глубокие и протяженные локальные разломы: радиально-концентрические (Хибинь и другие интрузии центрального типа), веерообразные (Печенгский синклинорий) и пересекающиеся в самых различных направлениях (синклинории Центральной Карелии). Региональным и локальным разломам сопутствуют трещины оперения, ориентированные в различных румбах. Некоторые локальные разломы и тектонические трещины являются отражением движений четвертичного времени в наиболее мобильных районах

территории: в Хибинах, на Мурманском берегу, в Северо-Западном Прионежье и др.

Ниже рассматривается соотношение главных типов рельефа, выделяемых на изученной территории, с тектоническими образованиями ранних этапов развития региона, а также со структурой и составом дочетвертичных пород.

*Денудационно-тектонический рельеф. Средние горы (более 1000 м).* К ним относятся наиболее высокие вершины Хибинских и Ловозерских тундр, вершина и склоны горы Эбручорр (Чуна-тундра) и высшая точка Сальных тундр — гора Элгорас. Хибинские тундры расположены в Имандра-Варзугской зоне синклиналиев, близ ее границы с Кохозерским синклинорием (с севера) и Умбозерским блок-антиклинорием (с юго-востока). Интрузивные породы, слагающие горный массив, представлены в основном нефелиновыми сиенитами. Вмещающими породами являются эффузивно-осадочные образования серии Имандра-Варзуга, контактирующими — архейские гнейсы. Ловозерские тундры приурочены к границе Центральнокольской синклинорной зоны и Умбозерского блок-антиклинория. Вершины и склоны гор здесь также сложены верхнепалеозойскими нефелиновыми сиенитами. Вмещающими и контактирующими породами являются в основном архейские гнейсы.

Район горы Эбручорр (северная часть Чуна-тундры) входит в состав Лосе-Волче-Мончетундровского синклинория. Преобладающие породы — нижнепротерозойские габбро и габбро-нориты. Район горы Элгорас находится в восточной части Сальных тундр, тектонически относящихся к одноименному синклинорию. Вершины и склоны горы сложены гнейсо-диоритами, габбро-диоритами и анортозитами верхнего архея.

*Низкие горы (500—1000 м).* К ним относятся части Хибинских и Ловозерских тундр, Главного хребта, хр. Сариселян-тунтури, Сальных, Печенгских, Кандалакшских и Колвицких тундр, горный район к западу от Кандалакшского залива, вершины Панских высот и Федоровой тундры, а также водораздельные участки между р. Кола и оз. Чудзъявр. В Карелии к низкогорью относятся некоторые вершины хр. Манселья.

В Хибинах и Ловозерских тундрах низкогорными являются выровненные поверхности (абсолютная высота 500—800 м), а также склоны, отделяющие друг от друга эти субгоризонтальные пространства или контактирующие с прилегающей низиной. В последнем случае к интервалу 500—1000 м относятся только верхние части склонов. Из щелочных пород здесь чаще других встречаются массивные фойяиты и хибиниты, эвдиалитовые лувриты, группа ийолит-уртита.

В Главном хребте низкогорьем занято большинство центральных участков Чуна-, Монче- и Волчьих тундр. В Лосевых тундрах высоты 500 м достигают лишь некоторые вершины. Границы Главного хребта в целом совпадают с Лосе-Волче-

Мончетундровским синклинием, сложенным преимущественно основными и ультраосновными породами верхнего архея — нижнего протерозоя.

В хр. Сариселян-тунтури к низким горам отнесены изолированные массивы, разделенные крупными разломами, в Сальных тундрах — плоские или увалистые плато, распространенные на высотах 800—900 м, а также субгоризонтальные участки вместе с их склонами на меньших высотах. Хр. Сариселян-тунтури и Сальные тундры приурочены к Сальнотундровскому синклинию, сложенному протерозойским гранулитовым комплексом (гранат-кварц-полевошпатовые породы, гнейсо-диориты, габбро-диориты).

В Печенгском массиве наиболее возвышенные пространства расположены в его центральной и западной частях. Район приурочен к северному крылу Печенгского синклиория, сложенного эффузивно-осадочными породами среднего протерозоя. На поверхностях, абсолютная высота которых превышает 500 м, обычно распространены метадиабазы и порфириды.

В Кандалакшских тундрах к низкогорью относятся массив Иолги-тундра и ряд небольших возвышенностей. Территория является северной частью Колвицкого синклиория, где в строении наиболее возвышенных пространств обычно участвуют верхнеархейские амфиболиты и габбро-нориты. В Колвицких тундрах субмеридионально вытянутый комплекс наиболее высоких вершин приурочен к центральной части Колвицкого синклиория — Западно-Колвицкой синклинали, которая сложена различными видами верхнеархейских гранулитов: габбро-норитами, габбро-анортозитами, амфиболитами.

Высота низких гор, расположенных к западу от Кандалакшского залива, большей частью не превышает 600 м. Они находятся на северо-восточном крыле Ковдозерско-Керетьского антиклиория, в осевой части Куоляярвинского синклиория, в зоне сочленения Енского и Лоухского синклиориев. Наиболее распространены здесь разновидности нижнеархейских гнейсов.

Панские высоты достигают отметок низкогорья в центральной и западной частях (вершины и склоны гор Каменник, Сулейпахк и Киевей). Эта территория приурочена к Панареченскому блоку, прилегающему с севера к Имандра-Варзугской зоне синклиориев. На наибольших высотах обнажаются среднепротерозойские туфобрекчии и габбро-нориты. Массив Федорова тундра достигает 500 м абсолютной высоты только в центральной части, где распространены среднепротерозойские габбро и габбро-нориты. Горный массив приурочен к контакту между Умбозерским блок-антиклинием и Панареченским блоком.

Между оз. Чудзьявр и долиной р. Кола расположена полоса изолированных низкогорных массивов, имеющая субмеридиональное простирание, не согласное с развитыми здесь архейскими структурами. Территория приурочена к сочленению Киц-

кого антиклинория с Чудзъяврским синклинорием. Горы сложены породами тундровой серии нижнего протерозоя: амфиболитами, гнейсами или совпадают с выходами архейских диоритов и полосами с наиболее крутым падением пород.

Северо-западная часть Карелии, где некоторые массивы достигают 500 м абсолютной высоты, приурочена к южному крылу Куоляярвинского синклинория. Самые значительные вершины — до 578 м (гора Нуорунен) — сложены архей-протерозойскими гранитоидами и верхнепротерозойскими диабазами и габбро-диабазами.

Таким образом, средние и низкие горы денудационно-тектонического рельефа Карело-Кольского региона тяготеют к зонам крупных синклинориев, платформенных интрузий, в меньшей степени к контактам между блоками, синклинориями и антиклинориями. Прямое соотношение между складчатой структурой и современным рельефом (например, антиклинорий — возвышенность) отмечено лишь для некоторых массивов низких гор к западу от Кандалакшской губы.

Наиболее распространенными породами, развитыми в пределах средне- и низкогорного рельефа, являются нефелиновые сиениты карбона, основные и ультраосновные породы верхнего архея — верхнего протерозоя, породы гранулитового комплекса, архейские гранитоиды, амфиболиты и диориты.

**Структурно-денудационный рельеф.** *Возвышенные равнины (возвышенности, 200—500 м).* На Кольском полуострове — это более низкие уровни в пределах средне- и низкогорных массивов и их предгорья, а также Большие и Малые Кейвы, значительные территории на юго-западе полуострова, на междуречье Тулома и Кола, Териберка и Воронья и ряд других районов. В Карелии к этому подтипу рельефа отнесены возвышенности Манселькя, Западно-Карельская и некоторые изолированные массивы на востоке и юго-востоке территории.

В районах Хибинских и Ловозерских тундр возвышенные равнины занимают периферии массивов или понижения внутри них, отделенные от горных участков разломами. Состав пород здесь в целом отвечает названным при описании горного рельефа, только в предгорьях Хибин значительные площади возвышенных равнин сложены среднезернистыми разностями эгириновых сиенитов.

Хибинские и Ловозерские тундры приурочены к верхнепалеозойским щелочным интрузиям, внедрившимся на пересечении зон разломов широтного и меридионального направлений. На контур горных массивов большое влияние оказали разломы широтной ориентировки, а на расположение их пониженных частей — главным образом меридиональные дислокации. Различие в строении интрузий (многофазная кольцевая Хибинская и сложная грибообразная Ловозерская) отражено в рельефе обоих массивов, который оформился в современном виде вследст-

вие неотектонического поднятия. Так, Хибины характеризуются большей расчлененностью по сравнению с Ловозерскими тундрами, что также объясняется распространением в последних относительно устойчивых пород — эвдиалитовых луавритов.

В Главном хребте возвышенные равнины занимают преимущественно восточные предгорья Чуна-тундры и отроги Волчьих тундр, где четко выражены меридиональные разломы. Наиболее распространенные породы отрогов Главного хребта: архейские гнейсы, мигматиты, габбро-нориты, граниты, гранодиориты, а также габброиды нижнего протерозоя. Формирование низких гор и возвышенных равнин этого района обусловлено интрузией основных пород по глубинному разлому и поднятиями, вызывавшими деление на блоки по менее глубоким дизъюнктивам и интенсивную денудацию [156].

В хр. Сариселян-тунтури и в Сальных тундрах возвышенные равнины расположены на периферии массивов. Они сложены протерозойскими гранулитами и гнейсо-диоритами, т. е. теми же породами, которые образуют и более высокие уровни. Поэтому гипсометрические различия между частями этих массивов — возвышенными равнинами и собственно горами — не могут объясняться составом пород или их тектонической структурой; последняя является синклинальной для обоих уровней. Вероятно, поэтому хр. Сариселян-тунтури и Сальные тундры представляют собой сочетание разделенных разломами блоков, которые были наиболее значительно подняты в новейший этап [156].

Печенгские тундры и прилегающие к ним возвышенные равнины, ориентированные в северо-восточном направлении, являются поднятыми на различную высоту блоками, приуроченными к северному крылу одноименного синклиория. В состав пород блоков наряду со среднепротерозойскими образованиями включены также архейские граниты, гранодиориты, нижнепротерозойские гнейсы. Процесс этого «включения» произошел, видимо, в новейшее время в результате интенсивного поднятия данной территории.

В Кандалакшских и Колвицких тундрах возвышенные равнины занимают южную и восточную части массивов, где развиты в основном архейские гранулиты и гнейсы. Поскольку те же породы слагают и прилегающие к возвышенностям низменные равнины (в пределах одной структуры), следует считать, что современный рельеф и геологическое строение докембрийских пород совпадают частично. Поэтому можно предполагать, что гипсометрические различия здесь являются отражением разных по интенсивности восходящих движений блоковых структур вне зависимости от состава слагающих их пород.

На юго-западе Кольского полуострова возвышенные равнины тектонически приурочены к Енскому синклиорию и северо-западному крылу Ковдозерско-Керетьского антиклиория, где

развиты архейские гнейсы, амфиболиты, гранато-гнейсы, мигматиты, а также нижнепротерозойские порфиры и кератофиры. Особенности гипсометрии и морфологии возвышенных равнин обусловлены здесь, вероятно, достаточно интенсивными и равномерными на большой площади восходящими движениями.

Другие части Кольского полуострова, кроме южной и непосредственно примыкающей к Баренцеву морю, расположены в основном в пределах абсолютных высот 200—500 м, но древний структурный план в той или иной степени отражают лишь некоторые районы, главным образом достигающие высот 300—400 м. Возвышенность Большие Кейвы приурочена к одноименному синклинию и западной части Кальмозерско-Анъярвинского антиклинория. Наиболее распространены здесь гнейсы, сланцы, амфиболиты кейвской серии раннего протерозоя, ортоамфиболиты того же возраста и архейские гранитоиды. На высотах более 300 м обычно распространены щелочные граниты. Скорость поднятия таких участков, вероятно, значительна, поскольку слагающие их породы легко разрушаются и имеют признаки глубокого денудационного среза. Склоны возвышенностей обычно соответствуют крыльям брахисинклиналей, а вершины — замковым частям складок. По данным Г. С. Рубинраута, при малых углах падения сланцев особенности их состава резче проявляются в рельефе, поэтому многие возвышенности Больших Кейв приурочены к более пологому, южному, крылу синклинория.

Малые Кейвы приурочены к одноименному синклинию, в ядре которого выходят нижнепротерозойские сланцы. Пологосклонная гряда высотой 240—300 м пересечена сетью водотоков, использующих поперечные разломы. Породы имеют слабую денудационную устойчивость, поэтому здесь наиболее вероятна ведущая роль новейших положительных движений в образовании гряды.

Возвышенности между реками Кола, Териберка, Воронья и оз. Чудзъявр приурочены к северо-западному окончанию Вороньинского антиклинория, северной части Чудзъяврского синклинория и переходной зоне между последним и Кицким антиклинорием. Породы, слагающие возвышенные равнины, представлены архейскими гнейсами, гнейсо-гранитами, диоритами, нижнепротерозойскими гнейсами и амфиболитами. Складки пород тундровой серии отражены в рельефе грядообразными повышениями. К ним примыкают выровненные или пологоувалистые поверхности, имеющие меньшую абсолютную высоту (250—350 м) и сложенные архейскими породами. Последние на междуречье Воронья и Териберка прямо отражены в рельефе — как части Вороньинского антиклинория. Гипсометрическая выраженность данных территорий — результат положительных движений блоковых структур, разделенных многочисленными разломами, и препарировки антиклинальных образований.

Массив Африканда и прилегающие к нему возвышенности находятся в пределах северного крыла Нивской антиклинали и переходной зоны между последней и Зашейковской антиклиналью. Здесь распространены архейские гнейсы, силурийские пироксениты и оливиниты. Гипсометрическое обособление плато — следствие не только препарировки и поднятия интрузивных массивов района, но и вовлечения в поднятие участков (первоначально расположенных ниже), сложенных вмещающими породами. Эти породы (гнейсы архея) в пределах возвышенной равнины занимают ныне одинаковое гипсометрическое положение с интрузивными образованиями.

В Карелии к возвышенным равнинам относятся Северный возвышенный район и Западно-Карельская возвышенность. По мнению Г. Ц. Лака и А. Д. Лукашова [96, 105], эти орографические комплексы являются унаследованными, с прямым соотношением рельефа и структуры; в течение длительного времени возвышенности уже имели облик, близкий современному. Если считать, что структуры карелид в виде приподнятых блоков давно отражаются в рельефе как комплексы положительных форм, то тогда, действительно, в этих районах прямое соотношение между современным рельефом и строением поверхности дочетвертичных пород. Если же рассматривать тектонический план карелид, то тогда Северный возвышенный район приурочен к южному крылу Куоляярвинского синклинория и ряду менее крупных образований — Таваярвинскому и Панаярвинскому синклинориям, Ракатунтуринской антиклинали и другим структурам, где наиболее распространены архейские гнейсы, граниты, амфиболиты и гранодиориты.

Западно-Карельская возвышенность в тектоническом отношении тяготеет к Гимольско-Суккозерскому и Тулосозерскому синклинориям, к южным частям Лексозерско-Куйтозерского прогиба, Каменнозерско-Ребольского блок-антиклинория и ряду небольших антиклиналей и синклиналей. В этих районах развиты архейские гнейсы, гнейсо-граниты, амфиболиты, гранодиориты, а также среднепротерозойские кварциты, кварцито-песчаники, диабазы и габбро-диабазы.

На возвышенных равнинах на Кольском полуострове и в Карелии нередко имеется покров морены мощностью обычно не более 5—7 м. Сложенная ею моренная равнина повторяет неровности кристаллического фундамента. Таким образом, возвышенные равнины Карело-Кольского региона большей частью приурочены к синклинальным структурам, реже — к антиклинальным образованиям и интрузивным телам. В связи с этим можно предполагать, что современное высотное положение большинства возвышенностей обусловлено долговременными восходящими движениями, но менее интенсивными, чем у более высоких ярусов рельефа.

*Низменные равнины (до 200 м абсолютной высоты)* распространены в основном на периферии Кольского полуострова, в центральной и восточной частях Карелии. Выраженность древнего тектонического плана в современном рельефе здесь сильно затусшевана вследствие длительной денудации и небольшой интенсивности новейших движений.

На полуостровах Среднем и Рыбачьем волнистая или слабосхолмленная поверхность обычно не превышает 200 м над уровнем моря. Оба полуострова сложены осадочной толщей рифея, состоящей главным образом из песчаников, конгломератов и сланцев. Выровненность рельефа обусловлена денудационным срезом и пологонаклонным залеганием пород, из которых песчаники, наиболее распространенные, являются бронирующим горизонтом. Современное высотное положение этой территории — результат слабых восходящих движений полуостровов как единых блоков по разломам, отделяющим их друг от друга и от Кольской глыбы.

Некоторые участки бассейна верховьев р. Вороньей представляют собой низменные равнины со слабым отражением в рельефе древней тектоники. Район зоны сочленения Вороньинского антиклинория и Чудзъяврского синклинория осложнен рядом синклиналей. Значительные части некоторых из этих структур (Зашейковской, Сентпахкской и других синклиналей) прямо отражаются в рельефе, они соответствуют долинам и придолинным участкам бассейна притоков р. Вороньей. Наиболее распространенными породами являются архейские гнейсы и гнейсо-граниты. В районе широко развиты разрывные нарушения, разделяющие блоки различной абсолютной высоты.

Рельеф бассейна р. Умба, район озер Канозера, Пиренга и южных частей оз. Имандра не отражает строения ни Терского антиклинория, ни Имандра-Варзугской зоны синклинориев. Но ориентировка увалов совпадает с простираем гнейсовидности пород беломорской серии архея, которая влияет и на форму возвышенностей, имеющих иногда вид куэст. Ведущая роль в формировании облика современного рельефа данной территории принадлежит разрывным нарушениям. Район озер Имандра и Пиренга — пример наиболее раздробленного линейного озерно-варакового рельефа, где проявились разломы, совпадающие с простираем пород. В бассейне р. Умба нарушения в основном согласны простираению гнейсов, но местами секут образуемые последними небольшие складчатые структуры. Это отражено в ориентировке берегов озер, отрезков долин, некоторых возвышенностей. Современные гипсометрия и морфология низменных равнин обусловлены здесь слабыми, преимущественно положительными движениями различных по площади блоков по разломам и глубоким денудационным срезом.

В рельефе бассейна оз. Ковдозеро проявляется простираем складчатых структур и значительно четче — зон разломов. Рай-

он приурочен к северному крылу Лоухского синклинория и центральной части Ковдорско-Керетьского антиклинория. Наиболее распространенными породами являются архейские гнейсы, амфиболиты, гнейсо-граниты, мигматиты по гнейсам. Ориентировка ряда возвышенностей и озерных впадин отражает субширотное и северо-восточное простираие складчатых структур: Нелогорской, Екимоваракской синклиналей, Вороньинской антиклинали и др. Сложная, но закономерная «блоковость» рельефа свидетельствует о широком развитии разломов, что подтверждается и обилием мелких интрузивных тел, даек, жил. Наличие здесь остатков доледниковой коры выветривания гидрослюдистого типа наряду со «свежей» тектонической раздробленностью позволяет считать, что современный облик рельефа бассейна оз. Ковдозеро оформился в недавнее время, поскольку интенсивное образование площадных кор выветривания этого типа происходило предположительно в эоцене [21].

В Центральной Карелии низменные равнины занимают меридиональную полосу шириной до 160—200 км. Эта зона приурочена к системе различных структур: Южно-Сегозерскому блок-антиклинорию, Гайкольско-Шомбозерскому и Компаковскому синклинориям и другим тектоническим образованиям. Наиболее распространенными породами, слагающими низменные равнины Карелии, являются архейские гнейсы, граниты, гнейсо-граниты, амфиболиты, диориты. Рельеф здесь характеризуется развитием структурно-денудационных поверхностей и форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Это обстоятельство, а также переменные соотношения между тектоническим строением и современной гипсометрией позволяют считать комплекс низменных равнин Центральной Карелии зависимым, т. е. приуроченным к определенной структуре фундамента (в данном случае в основном к синклинорной зоне карелид), мнявшей свой геоморфологический облик [105].

Примерно те же взаимоотношения с геологическими структурами имеют низменные равнины Восточной Карелии, развитые в пределах Восточно-Водлозерского антиклинория и в переходной зоне между Пулозерско-Кожозерским и Водлозерским синклинориями, усложненной небольшими антиклиналями и синклиналями.

Денудационный рельеф. Этот тип рельефа, распространенный на значительной части Кольского полуострова, обычно не отражает особенности геологического строения фундамента. Данное обстоятельство объясняется, по-видимому, приуроченностью денудационного рельефа к площадям развития древнейших пород, частично образовавшихся еще на нуклеарном этапе жизни земной коры, их очень глубоким денудационным срезом и в целом слабо дифференцированными восходящими движениями.

Денудационный рельеф, представленный возвышенными (200—500 м) и низменными (до 200 м) равнинами, распространен по периферии Кольского полуострова и в меньшей степени в центральных его частях. Он приурочен к Мурманскому массиву, Териберскому прогибу, Терскому антиклинорию, Сосновско-Понойскому синклинорию и другим структурам. Некоторые из структур, обычно мелкие, отражены в современном рельефе. Так, на северо-западе полуострова возвышенные денудационные равнины (гряда Пестакша, возвышенность между озерами Хуттоярв и Копосозером) совпадают с антиклиналями.

Районы распространения денудационного рельефа — классические в смысле отражения в современной поверхности разрывных нарушений. Видимо, архейские породы, консолидированные раньше других, на все последующие напряжения реагировали исключительно разрывами сплошности; последние, очевидно, «обновились» в кайнозое вследствие неотектонической активизации.

Возвышенные равнины Кольского полуострова нередко имеют разорванный покров маломощной морены, на низменных же равнинах мощность четвертичных отложений достигает 10—20 м и более. В последнем случае глубоко денудированная поверхность кристаллических пород является цоколем, на котором образовались моренные, озерно-ледниковые и морские равнины.

Аккумулятивный рельеф. В отличие от рассмотренных типов рельефа аккумулятивный может быть дифференцирован по возрасту слагающих его отложений. Последние представлены ниже-, средне-, верхнечетвертичными и современными осадками [8]. В формировании аккумулятивных образований участвуют в основном верхнечетвертичные и современные отложения. Более древние осадки, заполняя впадины дочетвертичного рельефа на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках, в Восточном Приладожье и других районах, косвенно влияют на размещение и строение аккумулятивного рельефа.

Мощность четвертичных отложений на большей части региона не превышает 10—15 м. Она возрастает до нескольких десятков, реже сотни и более метров в южной части щита, в глубоких предгорных и внутригорных депрессиях Хибинских и Ловозерских тундр, в долинах рек Поной, Цага, Пана, Ена, Нота, Лотта, Тунтсайоки, Водла, а также в низовьях ряда рек, впадающих в Баренцево и Белое моря. В подавляющем большинстве случаев площадь территорий с повышенной мощностью рыхлого чехла составляет десятки, реже первые сотни квадратных километров. Таким образом, основные черты рельефа кристаллических пород, созданные в дочетвертичное время, лишь осложнены плейстоценовыми и современными аккумулятивными образованиями.

Моренные равнины, являющиеся наиболее распространенной формой ледниковой аккумуляции, сложены в основном валунны-

ми песками и супесями ошашковского и карельского оледенений. Они наблюдаются преимущественно на денудационных поверхностях архейских и нижнепротерозойских пород, древний структурный план которых обычно не отражается в современном рельефе. Слабая волнистость моренных равнин обусловлена неровностями поверхности кристаллических пород, облакаемой маломощным плащом рыхлых отложений. Скопления морены образуют холмы расплывчатых очертаний, относительное превышение которых достигает 10—40 м. Наибольшая высота холмов отмечена среди холмисто-моренного рельефа Карельского и Онежско-Ладожского перешейков. Понижения моренных равнин и межхолмные западины обычно заняты озерами и болотами.

Флювиогляциальные отложения карельского оледенения — пески и галечники мощностью до 50—60 м — слагают многочисленные озы, зандровые поля, долинные зандры. Озерно-ледниковыми песками с прослоями галечников, глин и суглинков сложены камы и плоские равнины в различных частях Балтийского щита. Мощность их до 25 м.

В Северной Карелии и в юго-восточной части Кольского полуострова широко распространены морские позднеледниковые равнины, сложенные глинами, суглинками, супесями и песками мощностью до 35 м. Абсолютные высоты их поверхности от 8—10 м в южной части Карельского перешейка до 180 м в Северной Карелии.

Значительные площади на побережье Ладожского и Онежского озер, на Карельском перешейке и в других местах занимают осадки первого и второго балтийских ледниковых озер: глины, суглинки, супеси, пески и галечники мощностью до 35 м, которыми сложены плоские равнины — днища первого (на абсолютных высотах 6—135 м) и второго (40—105 м) балтийских ледниковых озер.

Среди современных отложений, слагающих морские террасы, наиболее распространены слоистые глины, суглинки, разнообразные пески, алевриты, супеси с прослоями ракушняка. Ими сложены обширные плоские равнины на побережье Белого и Баренцева морей, на Карельском перешейке и в Северном Приладожье. Современные морские отложения расчленяются на осадки трансгрессий Иольдия II, Литторина и древнебалтийской, террасовые уровни которых прослеживаются соответственно на абсолютных высотах от —3 до 33, от —5 до 20 и от 3 до 6 м. Мощность отложений Иольдия II 1—2 м, Литторина 1—10 м, древнебалтийского моря 0,6—3 м. На побережье Баренцева и Белого морей выделены слои Фолас I и II, Тривия, Острей I и II [94]. Они слагают морские террасы с абсолютными высотами поверхности соответственно 40—62, 26—43, 18—26, 7—15 м.

Озерные пески, суглинки и глины образуют береговые валы, террасы, пляжи и плоские равнины. Мощность их до 10 м. На

Карельском перешейке на отложениях второго балтийского ледникового озера или карельской морене залегают пески, суглики, суглинки анцилового озера, которыми сложены плоские аккумулятивные равнины на абсолютных высотах 15—25 м.

В связи с молодостью гидрографической сети Балтийского щита аллювиальные отложения распространены в основном в низовьях долин наиболее крупных рек. Они представлены галечниками, песками и суглинками общей мощностью до 5—10 м. Долины имеют аккумулятивные или цокольные пойменные и надпойменные речные террасы. В северной части Карельского перешейка отдельные участки плоских равнин образованы озерно-аллювиальными слоистыми глинами, песками, иногда галечниками, имеющими мощность до 4 м. Значительные площади Кольского полуострова и Карелии занимают разнообразные по составу и происхождению торфяники преимущественно верхового и переходного типов мощностью до 7 м. Склоны и вершины возвышенностей, низких и средних гор прикрыты плащом элювиальных и элювиально-делювиальных образований из песка, щебня и глыб мощностью до 3 м, у подножья крутых склонов — до 10—15 м. На побережье Баренцева и Белого морей и по берегам некоторых крупных озер Центральной и Южной Карелии отмечаются золотые мелкозернистые пески мощностью до 8 м, формирующие дюны.

Разрывные нарушения и современный рельеф. Роль разломной тектоники в облике современной поверхности региона исключительно велика. С крупными разрывными нарушениями нередко совпадают границы орографических районов. Очевидно, это обусловлено поднятиями и опусканиями (относительными опусканиями, отставанием в поднятии) блоков земной коры, перемещавшихся по наиболее ослабленным зонам. Более мелкие нарушения определяют линейность комплексов и форм рельефа, а их взаимно пересекающиеся системы отражаются в колечатости русел и долин водотоков, в изгибах берегов морей и озер и т. д.

Наряду с непосредственным проявлением в рельефе дизъюнктивные дислокации играют косвенную роль в морфогенезе, направляя деятельность агентов денудации. Так, благодаря движению блоков по разломам на денудационный уровень выведены различные геологические формации, на которых рельеф образуется по-разному. Например, у оз. Сегозера вследствие горстового поднятия грядовый рельеф карелид уничтожен и сформирована денудационная равнина на гранитах архея. В других случаях в опущенных по разломам блоках сохранились относительно молодые породы (палеозойские, рифейские и среднепротерозойские), которые теперь занимают различное гипсометрическое положение в зависимости от интенсивности неотектонических движений.

Разломы сыграли определенную роль и в формировании аккумулятивного рельефа. Так, в Карелии к разломам небольшой глубины заложения и, как правило, омоложенным в новейшее время приурочены наиболее крупные озера или группы параллельных озер [28]. На Кольском полуострове зандровые равнины находятся в четко выраженных понижениях рельефа коренных пород, обычно соответствующих разломам и зонам трещиноватости (А. Д. Арманд, КолФАН СССР, 1963 г.). Уступы поверхности дочетвертичных пород, приуроченные к разломам, часто ограничивают распространение аккумулятивного рельефа различного генезиса. Это видно на примере центральной части Терского берега, где северная граница абразионно-аккумулятивной морской равнины определяется несколькими тектоническими уступами (М. К. Граве, Л. С. Дервянкина, КолФАН СССР, 1967 г.). Основное же значение разломов в том, что вертикальные движения по ним в новейшее время создали «блоковость» рельефа и обусловили его контрастность.

Суммируя сказанное, можно отметить, что современный рельеф в значительной степени отражает размещение структур фундамента, созданных в докембрии. Очевидно, это следует связывать с тем, что в последующем для геологического развития Карело-Кольского региона были характерны движения блоков по разломам, заложенным в основном при формировании главных тектонических образований. Иначе говоря, в рельефе наиболее полно отражены два наиболее удаленных друг от друга по времени этапа морфогенеза — самый древний и самый молодой. Результатом докембрийской истории с учетом денудационного среза в фанерозе является строение геологического субстрата, результатом новейшего этапа — план проявления тектонических напряжений в рельефе. Учитывая преимущественно инверсионное соотношение тектонических образований фундамента и рельефа, необходимо признать ведущую роль в формировании современной поверхности региона блоковых движений различной интенсивности. Последние деформировали денудационный рельеф кристаллических пород, созданный в длительные эпохи континентального развития.

## Глава V. ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Длительный континентальный режим развития Балтийского щита, на протяжении которого господствовали денудационные процессы, по-видимому, неоднократно прерывался. Южная часть щита, его восточный склон и Кольский полуостров, где сохранились разновозрастные морские отложения, периодически опускались и затапливались водами морских трансгрессий.

Начиная с позднего протерозоя щит вступил в стадию платформенного развития и подвергался в основном дифференцированным тектоническим движениям дизъюнктивного характера, продолжающимся до настоящего времени. В результате длительной денудации на участках молодых тектонических поднятий были отпрепарированы древние складчатые структуры [135]. Разрывные дислокации разбили их на блоки, приподнятые или опущенные на разную высоту. Существенная роль дизъюнктивных дислокаций в формировании основных особенностей современного рельефа отмечалась еще В. Рамсеем [176], И. Седерхольмом [180], А. А. Григорьевым [53], А. А. Полкановым [138], Г. Д. Рихтером [140], Г. Д. Рихтером, Л. Г. Каманиным [142] и другими.

Учитывая большую роль новейших движений в рельефообразующих процессах, мы проводили геоморфологическое районирование на основе оценки мобильности территории в разных районах восточной части Балтийского щита, а также степени выраженности в современном рельефе древнего структурного плана. Степень мобильности территории определялась применительно к каждой генетической категории рельефа. Сложный характер поверхности равнин обусловлен господствующей ролью того или иного рельефообразующего фактора — денудации, аккумуляции, новейших тектонических движений в сочетании с процессами селективной денудации и т. д.

По совокупности взаимного влияния перечисленных факторов в пределах восточной (советской) части Балтийского щита выделены следующие основные генетические категории рельефа (см. рис. 1):

1) денудационно-тектонический, объединяющий наклонные поверхности низко- и среднегорных массивов, созданных интен-

сивными новейшими движениями с разрывными дислокациями в зонах ограничения синклиналиев саамского, реже карельского и беломорского комплексов;

2) структурно-денудационный, объединяющий сложные субгоризонтальные поверхности, созданные в процессе препарировки денудацией под влиянием умеренных новейших поднятий преимущественно синклиналиев структур карельского и саамского комплексов;

3) денудационный, включающий субгоризонтальные поверхности, образовавшиеся в зонах относительно слабых новейших поднятий в результате выравнивания денудацией антиклинальных, реже синклиналиев структур беломорского и саамского комплексов;

4) аккумулятивный, объединяющий субгоризонтальные поверхности, сформированные процессами четвертичной аккумуляции.

В составе каждой категории выделены типы рельефа, характеризующиеся специфическими морфологическими и структурно-геоморфологическими признаками.

Денудационно-тектонический рельеф. По облику, составу и строению субстрата, характеру тектонических процессов и другим показателям горные массивы разделяются на семь групп.

*Низкие горы, ориентированные субширотно, с плоскими вершинами и гребнями, сформированные под воздействием дизъюнктивных дислокаций в зонах ограничения Сальнотундровского синклинория, находятся в западной части Кольского полуострова. Это хр. Сариселян-тунтури (точнее, восточная — советская его часть), Сальные тундры, а также небольшой массив — гора Юоввоайв, отделенный от отрогов Сариселян-тунтури долиной р. Яурийоки. Наиболее значительные вершины: горы Элгорас (997 м), Вуим (943 м), Застейд-II (724 м) — в Сальных тундрах, Ионн-Ньюгоайв (713 м) — в Сариселян-тунтури. Горные комплексы представляют собой сочетание массивов различной площади, разделенных глубокими понижениями; только в Сальных тундрах поверхности с абсолютной высотой более 600 м не расчленены и являются цоколем для вершинных участков.*

Общим для Сариселян-тунтури и Сальных тундр являются значительное распространение поверхностей выше 500 м (соответственно 10 и 30% от площади каждого хребта), наличие педиментов у подножий (ниже границы низкогорного рельефа), крутые склоны большой протяженности (до 14—17 км у Сальных тундр) и примерно одинаковая (до 400—450 м) вертикальная расчлененность. Оба хребта занимают значительную часть Сальнотундровского синклинория, образованного в основном породами гранулитового комплекса. Сариселян-тунтури сложен кислыми — гранат-кварц-полевошпатовыми породами и основны-

ми — гнейсо-норитами, гнейсо-диоритами и гранулитами, а Сальные тундры, кроме того, амфиболитами, гнейсами, щелочными гранитами и сиенитами. В обоих случаях совпадения орографических и геологических границ нет: вблизи горных массивов широко распространены поверхности с абсолютной высотой 200—250 м, сложенные также гранулитами. На вершинных частях гор чаще всего обнажаются кислые гранулиты, гнейсо-диориты, габбро-диориты и анортозиты.

Рыхлые четвертичные отложения встречаются в понижениях, на склонах, где образуют приледниковые террасы, моренные гряды и холмисто-моренный рельеф. Верхняя граница распространения таких форм — 500—550 м [120, 156], выше, среди моделирующих элементов, отмечены небольшие образования в основном нивального генезиса.

В очертаниях хребтов, их частей и депрессий фиксируются линейные элементы преимущественно меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Это прямые отрезки южных границ Сальных тундр, притоков р. Вува, ручьев в Сариселян-тунтури и т. д. Плановое соотношение их между собой (угловатость), параллельность или взаимная перпендикулярность свидетельствуют о приуроченности многих из таких элементов рельефа к разломам. Последние в виде уступов различных размеров хорошо видны на аэроснимках [79]. Совпадение прямолинейных элементов рельефа с разломами отмечалось здесь С. Д. Покровским, К. Д. Беляевым и другими при геологическом съемочных работах.

Несовпадение геологических и орографических границ и распространение тектонических трещин указывают на то, что первоначально территория горных массивов являлась поверхностью базисной денудации, а позже была поднята по ослабленным зонам до современного гипсометрического положения [18, 156]. Несмотря на то что здесь отсутствуют геологические данные о времени возникновения выраженных в рельефе разломов, очевидно, следует отнести их обновление (или возникновение) к новейшему этапу — периоду наибольших тектонических напряжений, завершившихся дислокациями. Начало активизации восходящих движений произошло в конце палеогена [86, 156]. Это подтверждается усилением движений других частей Русской платформы на границе палеогена и неогена [47]; наличием пресноводных неогеновых диатомей, сменивших морские палеогеновые, вероятно, в результате поднятия (оба переотложенных комплекса диатомей обнаружены в осадках оз. Имандра); находками остатков коры выветривания — «корней» глубоко денудированного площадного (?) элювия [11, 21, 149]. Последний образовался, очевидно, в раннем палеогене, самом близком к современному периоду умеренно теплого и влажного климата [154], а усиление денудации вследствие активизации восходящих движений произошло соответственно несколько позже. Хотя эти

факты не относятся непосредственно к описываемому району, нет основания считать заметно дифференцированным во времени начало активизации тектонических процессов в пределах морфотекстуры Балтийского щита [46].

Учитывая предположения С. А. Стрелкова (1973) и Б. Н. Кошечкина [87] о приподнятости на 300—400 м над уровнем эоценового моря увалистой поверхности районов некоторых современных гор, мы амплитуду новейшего поднятия последних оцениваем в 400—500 м и более. Таким образом, возраст этого типа денудационно-тектонического рельефа в его современном виде следует датировать палеогеном — голоценом. Определенная по изменению высоты последледниковых террас вдоль р. Нота (между Сальными тундрами, Сариселян- и Туадаш-тунтури) скорость позднеголоценового поднятия прилегающих районов составляет 2,2 мм/год [120]. Изобазы позднеледникового времени оконтуривают район горных массивов, что также свидетельствует об их поднятии [85].

Геофизические поля (силы тяжести и магнитные) характеризуются в целом повышенными значениями. Некоторые участки границы последних фиксируются зонами повышенных гравитационных градиентов. В то же время, очевидно, что большинство геофизических показателей не свидетельствует здесь ни о современных, ни о неотектонических восходящих движениях, а отражает свойства пород и, по-видимому, косвенно указывает на орोगрафическое обособление горных массивов еще до новейшего этапа их развития.

*Низкие горы с округлыми вершинами и крутыми склонами, глубоко расчлененными эрозией, ориентированные преимущественно в северо-западном направлении, отвечающем ориентировке длинных осей складчатых структур карелид.* Эта группа гор включает в себя большое количество изолированных массивов, расположенных в западной половине Кольского полуострова, к югу и юго-западу от широты верховьев р. Тулома. Районы наибольшего их распространения следующие: 1) между реками Тулома и Кола и оз. Чудзъявр, 2) междуречье Нивы и Нявки, 3) между р. Ена и оз. Вадозеро, 4) крайний юго-запад Мурманской области. Только некоторые из вершин этих массивов превышают 600 м абсолютной высоты: горы Кюме-тундра — 626 м, Туельм-тундра — 616 м, Пик — 607 м, безымянная вершина близ Заячьей тундры — 640 м, Вуосна-тунтури — 624 м, Рохмайва — 657 м и безымянная вершина в хр. Салла-тунтури — 636 м.

Общими чертами всех гор кроме указанных в названии типа рельефа являются небольшая их площадь (обычно около 20—30 км<sup>2</sup>, площадь же собственно низкогорья редко достигает 10% общей площади массива), округлость или эллипсоидальность контуров, незначительные колебания относительных высот в пределах вершинных участков (до 50—60 м), превышение над прилегающей территорией порядка 250—350 м. Крутые склоны (на-

клон более 50°) фиксируются в основном в пределах 500—350 м абсолютной высоты, ниже их крутизна обычно около 10—15°.

Протяженность склонов при выдержанной значительной крутизне достигает 2,5—5 км (горы Веже-тундра, Раматуайвенч, Куничья Шапка, хр. Салла-тунтури и др.), причем зачастую такие склоны не прямолинейны, а повторяют в целом очертания массивов. Последние отделяются друг от друга и от предгорий глубокими понижениями обычно V-образной формы, ориентированными преимущественно в северо-восточном, северо-западном и меридиональном направлениях. Протяженность таких депрессий при сохранении примерно одинаковой ориентировки достигает 10—15 км (район массивов гор Веже-тундра, Волшепахк, Куничья Шапка). Понижения широтного и субширотного направлений распространены меньше и менее протяженны (редко больше 3 км). Они встречаются главным образом там, где вершинные поверхности находятся как бы на общем цоколе, вследствие чего изолированность массивов друг от друга незначительна (район к западу от оз. Чудзъявр, массивы гор Туельм-тундра, Парфа-тундра).

Горные массивы приурочены к северным окраинам Сальнотундровского синклинория и Вежетундровского антиклинория, центральной части Куолаярвинского синклинория, южной периферии Кицкого антиклинория и восточному крылу Енского синклинория, где они сложены породами карельского комплекса: диоритами, сланцами, кислыми гранулитами, мигматитами по гнейсам. Характерным для описываемого типа денудационно-тектонического рельефа является горный район, расположенный к северо-западу от оз. Чудзъявр, сложенный в основном архейскими гиперстеновыми диоритами, которые делятся полосовидными образованиями тундровой серии — амфиболитами и гнейсами. Последние образуют складки, которые то прямо, то обращенно отражены в рельефе грядобразными тундрами [156]. Кроме того, в ряде случаев отмечается приуроченность положительных форм к диоритам или к полосам амфиболитов с крутым падением. Направление прямолинейных элементов рельефа — меридиональное и субмеридиональное, реже северо-западное и северо-восточное. Размещение форм, сложенных четвертичными образованиями, неравномерное ввиду значительной расчлененности и распространения крутосклонных поверхностей; у подножий гор небольшие площади заняты холмисто-моренным рельефом и флювиогляциальными конусами выноса.

В формировании рассматриваемых массивов особенно очевидна роль движений по разломам, подчеркнутая блоковостью современного рельефа. Выраженность в орографии нарушений (в виде крутых склонов различной протяженности, прямолинейных отрезков русел и долин водотоков, ущелий) — несомненное свидетельство их обновления или возникновения в недавнее время. Некоторые из разломов фиксируются зонами минимумов

вертикальной составляющей магнитного поля [162], а массивы гор Туельм-тундра, Парфа-тундра и прилегающих возвышенностей (северная часть Сальнотундровского синклинория) по резкому изменению сейсмических границ четко обособляются в крупный изолированный блок [101].

Учитывая примерно одинаковую абсолютную высоту вершинных участков гор и вероятную незначительную приподнятость территорий этих массивов перед новейшим этапом [156], мы оцениваем амплитуду их неотектонического поднятия в 400—500 м. Также следует считать, что орографическое оформление описанных районов как гор произошло в разгар этого этапа — в неогене, когда только долговременными и интенсивными движениями могли быть существенно деформированы участки протопенеплена, лишь немного отличавшиеся по высоте от прилегающих территорий.

*Низкие горы с платообразными гребнями и вершинами, образовавшиеся под влиянием новейших поднятий в пределах Печенгского синклинория.* Сюда относятся Печенгские тундры (высшие точки горы Куорпукас — 631, Сяряслаки — 555 м), Маттерт-тундра (гора Маттерт — 528 м) и массив горы Кучин-тундра (высшая точка 577 м). Это — относительно слабо расчлененные плосковершинные горы, четко выделяющиеся в рельефе благодаря значительному (до 300—380 м) превышению над окружающей местностью. Колебания относительных высот в пределах массивов — редко более 200 м, а разница в высотах вершин и седловин (в собственно низкогорье) не превышает 50—80 м. Горизонтальная расчлененность почти повсеместно меньше 1 км на 1 км<sup>2</sup>. Крутизна склонов — в среднем 20—35°; обрывы или крутосклонные поверхности отмечаются преимущественно в пределах абсолютных высот 350—550 м: это северный склон горы Сяряслаки, северный и юго-восточный склоны гор Куорпукас, Вильгискоддеоайви, Шульгаоайв, Порьиташ. В Маттерт-тундре обрывы отмечаются в северо-западной и западной частях, а в Кучин-тундре — на склонах северной и южной экспозиции. Субгоризонтальные площадки шириной до 0,3—0,5 км зафиксированы во всех массивах, особенно они хорошо выражены на высоте 420—520 м.

Принадлежность гор к одной тектонической зоне — Печенгскому синклинорию — позволяет рассмотреть совместно их взаимоотношения с геологической структурой и составом пород района. Горы почти соответствуют по контуру площади развития протерозойской эффузивно-осадочной серии. Крутое моноклиналиное падение пород обусловило совпадение структурных и орографических элементов в северной и северо-восточной частях Печенгского массива. В основном этим же фактором объясняется возникновение отмеченных обрывов в районе гор Куорпукас и Вильгискоддеоайви. Неотектоническое обновление движений в зоне древнего Порьиташского разлома — главная причина юго-

восточной ориентировки сформированных здесь предгорий и понижений.

Отмечается зависимость размещения положительных и отрицательных элементов рельефа от распространения пород разной денудационной устойчивости [88]. В полосе вулканогенных толщ Кильгуйarvi и Ахмалахти (метадиабазы) находятся вершины Куорпукас, Маттерт и другие, а площадям развития сланцев соответствуют депрессии с ориентированными вдоль их длинной оси озерами и мелкими водотоками. На фоне дифференцированных движений здесь четко проявляется селективный характер денудации по отношению к породам, различающимся по плотности, трещиноватости и микрослоистости.

Вершинная поверхность гор является приподнятым участком древнего пенеплена [18], о чем свидетельствуют морфология массивов, включение в поднятие площадей распространения архейских гнейсов (южное предгорье Кучин-тундры), перекося озерных котловин в близрасположенных депрессиях. Поздне- и последнедевонские поднятия горных массивов относительно прилегающих территорий отражены в рисунке изобаз для периода трансгрессий Портландия и Фолас [85]. Вдоль северо-восточной границы Печенгских тундр зафиксированы резкий скачок в сейсмических границах и значительное увеличение напряженности гравитационного поля, указывающие на дизъюнктивный контакт эффузивно-осадочных пород и вмещающих образований [101, 162].

Учитывая значительную роль селективной денудации в формировании описанных массивов, которая особенно ярко проявилась во время наиболее интенсивных движений — в неогене, этим периодом мы датируем «оформление» рассмотренной группы гор. Максимальная амплитуда неотектонического поднятия здесь, вероятно, близка к 500 м [156].

*Средние и низкие горы с субмеридиональной ориентировкой хребтов, нередко с островерхими гребнями и крутыми склонами, возникшие вследствие интенсивных новейших движений.* Этот тип гор, называемый часто Главным хребтом, состоит из четырех близко расположенных друг к другу массивов: Волчьих и Лосевых тундр, Чуна- и Мончетундры. Горы и их отроги имеют в основном меридиональную и субмеридиональную ориентировку, за исключением центральной части Мончетундры и южной окраины Чуна-тундры, которые на расстоянии 8 км ориентированы в северо-западном (305—320°) направлении. Протяженность всего Главного хребта — почти 100 км при наибольшей ширине (с учетом депрессий) 18 км. Массивы, составляющие этот комплекс, разделены глубокими и узкими понижениями преимущественно северо-западной и северо-восточной ориентировки.

Среднегорный рельеф занимает только небольшой участок северной окраины Чуна-тундры (меньше 1% всей площади массива), где он представлен четырьмя вершинами, возвышаю-

щимися над плато с абсолютной высотой около 1000 м. Их высота над этой поверхностью колеблется от 20 до 100 м. Высшая точка Чуна-тундры — гора Эбручорр — достигает абсолютной высоты 1114 м. Три вершины пологовыпуклые, одна — гребневидная, но в целом выпуклая. Крутизна большинства склонов горы не превышает 20—30°, за исключением юго-западных, северо-восточных и восточных склонов (60—90°). Курумы развиты только в последнем случае, цирки и моренные образования редки. Вершинные части Чуна-тундры, как и весь массив, сложены нижнепротерозойскими образованиями: габбро, габбро-норитами и другими разновидностями основных пород.

Низкогорный рельеф занимает около половины площади Главного хребта. Поверхности с абсолютной высотой более 500 м и все главные вершины находятся в срединных частях массивов, кроме гор Ниттис (Мончетундра), Чун-тундра и Ягельная (Чуна-тундра).

Высота вершинных участков и разделяющих их седловин отличается постоянством: обычно это поверхности с абсолютной высотой 750—950 м. Только на южных окраинах Монче- и Чуна-тундр они расположены ниже 700 м. В целом же выровненные поверхности наиболее четко фиксируются в интервале 700—800 м (в осевых частях гор) и на абсолютной высоте около 400 м — в восточных предгорьях. Обычно ниже 700 м субгоризонтальные поверхности приобретают большой наклон (до 15—30°) и, очевидно, являются педиментами. Аналогичные участки, но меньшей крутизны распространены в западных предгорьях Волчьих тундр и на восточной окраине Мончетундры. Ширина педиментов — от 100—300 м до 1—1,5 км. Наиболее значительные вершины находятся как бы на цоколе, оконтуриваемом изогипсами 560 и 600 м; они куполообразны (горы Кивайвынч, Мочесьюначорр, Волчья тундра и др. — в Волчьих тундрах, Чун-тундра, Керкчорр и др. — в Чуна-тундре, Мончетундра и ряд безымянных вершин — в Мончетундре) или гребневидны (ряд вершин в Лосевых тундрах, гора Юкспорр и безымянные вершины в южной части хребта — в Волчьих тундрах, гора Чингльеявр-Пакенч и др. — в Чуна-тундре). Склоны массивов, имеющие крутизну до 70—80° и заметную мелкоэрозионную расчлененность, отмечены в северной и южной периферии Волчьих тундр. В основном на тех же участках встречаются ущелья (часто без водотоков) протяженностью до 2—3 км. Падение тальвега в них доходит до 10—25 м на 100 м длины ущелья. В целом же вертикальная расчлененность массивов лишь местами превышает 200—250 м, а горизонтальная редко составляет более 0,5—0,7 км на 1 км<sup>2</sup>. Другими элементами склонов являются холмисто-моренный рельеф, курумы, элювиальные россыпи, циркообразные формы и другие образования гравитационного и нивального генезиса, распространенные главным образом в Монче- и Чуна-тундре.

Горы этого типа сложены преимущественно основными породами нижнего протерозоя: габбро, габбро-норитами, габбро-анортозитами и анортозитами. Кроме них встречены гнейсы кольской серии нижнего архея и базальные конгломераты серии Имандра-Варзуга (крайнее юго-восточное окончание Чуна-тундры), среднепротерозойские оливиниты, перидотиты и пироксениты, приуроченные к меридионально вытянутой интрузии протяженностью около 30 км (восточная часть главного хребта Волчьих тундр), основные гранулиты верхнего архея — гнейсо-нориты и гиперстеновые гнейсо-нориты (восточная окраина Волчьих тундр и северо-восточное окончание Мончетундры). Исключением являются Лосевые тундры, сложенные в пределах низкогорья в основном нижнеархейскими гнейсами.

Тектонические контакты интрузивных и вмещающих пород подчеркнуты относительно крутыми склонами выдержанного направления — в основном меридионального, реже северо-восточного и северо-западного. Эти контакты определили контуры горных массивов, характер сочленения их между собой, а нарушения внутри интрузивных пород обусловили возникновение ущелий и других понижений, морфологически выраженных менее ярко. Нарушения последнего типа имеют чаще всего широтную, субширотную, реже северо-восточную или северо-западную ориентировку. Протяженность таких разломов, судя по их выраженности в рельефе, невелика — в среднем 2—4 км, и, вероятно, они являются позднейшими из всех нарушений [156].

Высокая денудационная устойчивость большинства пород обусловила преобладание массивных черт в облике гор. Этим же объясняется лучшая, чем на других участках, выраженность эрозионных, нивальных и гравитационных образований в зонах разломов и тектонических «швах». Судя по степени развития кристаллов в породах, интрузивный комплекс Волчьих тундр, Монче-и Чуна-тундры «срезан» денудационными процессами почти наполовину [156]. Только в северной части Волчьих тундр встречены породы краевых частей интрузивного тела.

Приведенные факты свидетельствуют о решающей роли положительных неотектонических движений в формировании горных массивов Главного хребта. О том же говорит наличие разновысотных выровненных поверхностей, выработанных первоначально на близких уровнях (поскольку «срезался» достаточно монолитный интрузивный комплекс при минимальной разнице в денудационной устойчивости пород), а также «включение в возвышенности и горы» участков, сложенных вмещающими и другими породами, поверхность которых была пенепленизирована заведомо раньше образования интрузивного тела.

При анализе характера молодых движений нужно учесть близкое (до 1—2 км) нахождение разновысотных участков поверхности выравнивания, обычно разделенных не выраженными в рельефе разломами, а относительно пологосклонными (10—

30°) седловинами. Особенно это характерно для вершин Волчьих тундр и северной половины Чуна-тундры. В связи с этим можно предположить, что первоначально горные массивы поднимались консолидированно, о чем говорит почти повсеместное распространение цоколя с абсолютной высотой 560—600 м, где находятся главные вершины. Затем поднятие шло в виде возвышения более мелких блоков, верхние части которых являются сейчас разновысотными вершинными поверхностями. Но поскольку движения блоков по вертикали должны отражаться в современном рельефе прямолинейными элементами, а не пологосклонными седловинами, вероятно допущение о позднейшем «залечивании» тектонических швов. Последнее косвенно подтверждается закономерным широтным направлением гальвегов понижений, разделяющих вершины, а также нахождением на их продолжении ущелий той же ориентировки. В настоящее время трудно назвать причину «замыкания» разломов, предположительно это отклонение от вертикали направления движения блоков при поднятии (перекос).

Сложное структурно-геологическое строение района подтверждается его геофизическими особенностями. В гравитационном поле фиксируется четкая положительная аномалия по осям главных массивов, которая через зоны высоких градиентов сменяется к западу и востоку участками слабых отрицательных или положительных значений силы тяжести [165]. Поскольку наиболее распространенные породы имеют повышенные магнитные свойства, напряженность вертикальной составляющей магнитного поля здесь также высока [156].

Таким образом, положительные гравитационные аномалии не свидетельствуют в данном случае о дефиците масс, т. е. не подтверждают недавнее поднятие. Поэтому здесь, вероятно, имело место долговременное, а не только неотектоническое поднятие района. Вместе с тем, основываясь на предположении С. А. Стрелкова о возвышении на 300—400 м над уровнем эоценового моря увалистой поверхности района современного Главного хребта, мы амплитуду новейшего поднятия можем оценить более чем в 500 м.

*Низкие горы с плоскими вершинами и ступенчатыми склонами, сформировавшиеся под влиянием новейших дизъюнктивных дислокаций в пределах Пинозерской и Западно-Колвицкой синклиналей.* Этот тип представлен двумя крупными горными комплексами — Кандалакшскими и Колвицкими тундрами, состоящими из относительно изолированных массивов, разделенных разнообразными по форме понижениями. Отличительная черта гор — простота контуров и расположение большинства вершин на общем цоколе с абсолютной высотой 300—400 м. Наиболее значительными из них являются горы Баранья Иолга (785 м) и Белая (670 м) — в Кандалакшских тундрах и Каменная (706 м) и Круглая (636 м) — в Колвицких тундрах. Поверх-

ности высотой 500 м и больше в обеих тундрах составляют 9—10% от всей площади горных массивов. Превышение их над прилегающими районами достигает 400—550 м. Колебания относительных высот в пределах массивов обычно не превышают 250 м, а разница в высотах вершин и седловин, расположенных выше 500 м, редко больше 100—150 м. Таким образом, вертикальная расчлененность низкогорного рельефа здесь незначительная, а горизонтальная (с учетом более низких уровней) — почти повсеместно меньше 1 км на 1 км<sup>2</sup>. Большая расчлененность отмечена лишь на некоторых участках Кандалакшских тундр.

Вершинные поверхности возвышенностей — уплощенные или слабовыпуклые, значительно реже куполообразные или горизонтальные; склоны их крутые (40—50°), нередко осложнены уступами и обрывистыми участками, протяженностью до 0,5—1,0 км и высотой от 20 до 70—80 м. Кроме того, на высоте около 500 м над уровнем моря встречаются выровненные или пологоволнистые поверхности протяженностью до 3—4 км.

Склоны некоторых возвышенностей (даже вблизи вершин) осложнены моренными всхолмлениями и озами. Последние встречены на высоте более 650 м в Кандалакшских тундрах, близ вершины горы Баранья Иолга — намного выше верхней границы распространения морены. А. Д. Арманд объясняет это сильной водопроницаемостью озовых отложений. В целом же в пределах низкогорного рельефа рыхлый покров четвертичных отложений не создает сколько-нибудь заметных форм, а пассивно облекает поверхность коренных пород.

Кандалакшско-Колвицкая группа низкогорных массивов — яркий пример денудационно-тектонического рельефа, возникшего в результате поднятия участков, сложенных породами различного состава. Кроме того, разновысотность площадей распространения однородных пород свидетельствует о различной амплитуде движений блоков в пределах одной формации.

Район приурочен к западному крылу Колвицкого синклиниория — Пиозерской и Западно-Колвицкой синклиналиям, сложенным верхнеархейскими гнейсо-норитами, гнейсо-диоритами, амфиболитами (гранулитовый комплекс), габбро-норитами, габбро-анортозитами и т. д. Только в первом приближении горы и возвышенности соответствуют развитию основных интрузивов, что отмечалось и А. Д. Армандом. Так, массив основных пород в направлении губы Порьей и оз. Колвицкого переходит в равнину с абсолютной высотой 70—120 м; к северу же, в районе горы Баранья Иолга, контакт этих пород с вмещающими мигматизированными гнейсами поднимается до высоты 600 м. Аналогичные взаимоотношения интрузивных и вмещающих образований отмечены на северной окраине Кандалакшских тундр и на других участках низкогорья.

Структурно обусловленные элементы рельефа имеют два главных направления: северо-западное и субмеридиональное. В основном аналогичная ориентировка и у более мелких форм — котловин озер, колен русел рек, также отражающих разломную тектонику. В геофизических полях гравитационные и магнитные аномалии отвечают всей площади, занятой породами гранулитового комплекса, которая имеет далеко не одинаковые абсолютные высоты. Все перечисленные особенности дают основание видеть на примере Кандалакшских и Колвицких тундр частичное совпадение новейшей и древней структуры, когда примерно половина позднеархейского массива была значительно (до 400—500 м) поднята в кайнозое [156].

Характер и амплитуда движений Кандалакшско-Колвицкого района в поздне-последледниковье установлены в результате экстраполяции положения верхней морской границы. Максимальная абсолютная высота готигляциального абразионного уровня 142—145 м [124] и уровня моря Портландия — 127—133 м [17]. Наибольший подъем и дифференцированность движений блоков относятся к допребореальному времени, позже, судя по голоценовым древнебереговым образованиям, подъем стал менее интенсивным и более равномерным.

*Средние и низкие горы с платообразными вершинами, осложненные скалистыми гребнями, образовавшиеся в результате препаrirовки палеозойских интрузивных тел под влиянием интенсивных новейших поднятий в зонах ограничения структур Хибинского и Ловозерского массивов.* К этому типу относятся крупнейшие горные массивы региона — Хибинские (высшая точка гора Часначорр — 1191 м) и Ловозерские (высшая точка гора Ангвундасчорр — 1120 м) тундры. Площадь, занятая в массивах среднегорным рельефом, составляет соответственно около 8 и 4% от общей площади гор.

Вершины Хибин представляют собой плоские, куполообразные или гребневидные поверхности с относительной высотой от 100—200 до 700—800 м. В первом случае они возвышаются над платообразными участками низкогорья высотой 800—900 м, во втором — над глубокими депрессиями. Склоны у вершин достигают крутизны 70—90°, иногда на протяжении 100 м и более они имеют отрицательные углы (в южной части массива). Максимум крутизны — в верхней и средней части склонов, близ подножий она нередко уменьшается до 10—20° (гора Кукисвумчорр, безымянные вершины в юго-западной части массива и др.). Крутизна склонов вершин, если последние возвышаются над платообразным низкогорным рельефом, обычно не превышает 20—30°, лишь местами отмечаются обрывы или крутосклонные поверхности протяженностью до 200—250 м (горы Партомчорр, Ловчорр и др.).

Среднегорный рельеф занимает в Хибинском массиве две взаимно перпендикулярные полосы: одна — меридиональная, пе-

ресекает возвышенность в ее центральной части (по обе стороны от депрессии, занятой ручьями Вудъяврйок и Кунийок), другая — широтная, расположена вблизи южной окраины Хибин. Эти зоны являются водоразделами для рек и ручьев, впадающих в озера Имандра, Умбозеро и систему р. Белая — оз. Большой Вудъявр — р. Куна, и сколько-нибудь значительной эрозией не затронуты.

Формами, усложняющими поверхности с абсолютной высотой более 1000 м, являются цирки, глыбовые курумы, а также местами — боковые и конечные морены. На этих высотах обнажаются те же разновидности нефелиновых сиенитов, которыми сложен весь Хибинский горный массив, почти целиком соответствующий контуру платформенной интрузии щелочных пород; это трахитоидные хибиниты (вершины Часначорр, Индивичвумчорр, Путелличорр, Вудъяврчорр и др.), массивные фойяиты и хибиниты (вершины Лявочорр, Партомчорр, Кукисвумчорр, Юмечорр).

В Хибинах поверхности высотой более 500 м над уровнем моря составляют около 60% территории массива. Остальная площадь занята склонами, депрессиями, а также седловинами и субгоризонтальными участками, расположенными ниже 500 м абсолютной высоты. Вертикальная расчлененность массива до 700—800 м, а горизонтальная достигает 1—5 км на 1 км<sup>2</sup>. Характер склонов здесь близок к таковому аналогичных поверхностей средних гор. Разница заключается главным образом в наличии ступенеобразных субгоризонтальных поверхностей на высотах 500—800 м, особенно распространенных в северо-восточной и южной частях массива. Платообразные вершины, пологовыпуклые водораздельные участки вдоль долин главных водотоков и особенности склонов (ступенчатость, широкое распространение обрывистых участков, значительная протяженность) являются главными чертами в облике низкогорного рельефа.

Контур Хибинских тундр в значительной степени соответствует щелочному массиву герцинского времени, представляющему собой в плане как бы два кольца, вложенных одно в другое. Исключением является комплекс возвышенностей южного отрога Хибин (гора Лысяя и ее окрестности, максимальная высота 583 м), сложенных туфогенно-осадочными породами серии Имандра-Варзуга. Кроме того, на севере часть интрузивного тела (хибиниты) представляет собой не горы, а крупновхолмленную возвышенную равнину (район р. Чуды и бассейна оз. Верхнее Чудозеро).

По С. А. Стрелкову [156], наиболее четко выраженные платообразные вершины расположены вдоль внутренней кольцевой зоны эгириновых нефелиновых сиенитов и вдоль контакта массивных и трахитоидных нефелиновых сиенитов по внешнему кольцу. Этот же автор отмечает, что интенсивная альбитизация пород на крутых склонах и вершинах, достигающих 800 м и

больше, вероятно, существенно уменьшает денудацию. В целом же горизонтальные и субгоризонтальные поверхности выработаны во всех разновидностях нефелиновых сиенитов и срезают их, т. е. имеют денудационный генезис.

Формирование рельефа Хибинских гор началось после выведения в зону денудации массива щелочных пород в результате сноса «покрышки» (ловозерской свиты) в конце палеозоя. Уже в тот период Хибины представляли собой возвышенность [86]. В мезозое и до начала неотектонического этапа длительная денудация при отсутствии интенсивных и долговременных восходящих движений сnivelировала поверхность щелочных пород, придав ей вид слабо приподнятого увалистого пенеплена.

Характер неотектонических процессов в Хибинах — это движения крупных блоков по многочисленным концентрическим и радиальным разломам, четко выраженным в рельефе крутосклонными поверхностями определенного направления и подтвержденным геофизическими исследованиями [21, 128]. Поднятиями был охвачен весь щелочной массив. Они захватили и район горы Лысой, сложенный другим комплексом — породами серии Имандра-Варзуга. Движения большинства блоков были сопоставимы по интенсивности: более половины площади щелочного массива поднято на высоту свыше 500 м. Часть блоков, по видимому, отставала в поднятии (район оз. Большой Вудъявр и северная окраина щелочного массива, выраженная в современном рельефе равниной).

С. А. Стрелков [156] главным образом на основании широкой экстраполяции предполагает, что в Хибинах имеются признаки двух стадий активизации новейших движений: в олигоцене — начале миоцена и в плиоцене. Вероятно, поднятие массива было прерывистым в течение всего неотектонического этапа, что и запечатлено выработкой педиментов — нешироких наклонных ступеней на склонах, распространенных как в пределах 500—800 м абсолютной высоты, так и ниже (данные Н. Н. Арманд, М. К. Граве, А. Л. Кудлаевой, 1965 г.).

Экзогенные процессы новейшего времени внесли изменения в моделировку рельефа. Оживление эрозии, вызванное интенсивным поднятием, привело к возникновению глубоко врезанных (до 250—350 м) долин небольших ручьев, использовавших зоны трещиноватости и первичной расслоенности пород. Врез же более крупных водотоков (реки Малая Белая, Кунийок, Тульйок и др.) за пределами верховий значительно меньше (до 40—80 м), что обусловлено приуроченностью их долин к относительно выровненным поверхностям блоков, отставших в поднятии. Очевидно, что к формированию выровненных пространств эрозия за пределами русла и прирусловых частей долины отношения не имеет. В целом же вопрос о масштабах эрозии здесь более сложен, поскольку ряд водотоков приспособил свои русла к разло-

мам (руч. Вудъяврийок, верховья р. Гольцовка, левый приток руч. Майвальтайок и др.).

Верхняя граница распространения холмисто-моренного рельефа в Хибинах, по данным Н. Н. Арманд, достигает 550 м. Другие формы ледниковой аккумуляции представлены грядами конечных и боковых морен горного оледенения высотой до 7 м, встречающимися на склонах и днищах депрессий. Известная роль в сглаживании субгоризонтальных поверхностей, в расширении днищ разнообразных понижений принадлежит экзарации, так как некоторые из участков пологовыпуклых водоразделов являются «плечами» трогов. В результате деятельности процессов нивации возникли цирки различных размеров, аллювиальные россыпи на вершинах, делювиальные «шлейфы» из глыб и разнообразных обломков (курумы), солифлюкционные террасы, «медальоны» и т. д. Вероятно также образование гребневидных участков вершин вследствие морозного выветривания.

Дифференцированное поднятие Хибин продолжается в настоящее время. Это подтверждается смещением четвертичных отложений в плоскостях разломов на периферии массива [67, 88], развитием скульптурных речных террас и абразионных берегов озер, широким распространением гравитационных процессов, слабой сейсмичностью — до 5 баллов [158, 119, 89]. Скорость современного поднятия Хибин относительно прилегающих низин оценивается от 0,3 до 2—4 мм/год [88, 156].

Район Хибинского щелочного массива имеет отрицательные гравитационные и магнитные аномалии (см. рис. 41, 42). По Г. Д. Панасенко [133], мощность земной коры здесь колеблется от 32 до 38 км, т. е. меньше, чем под окружающими территориями. В сочетании с невысокой плотностью щелочных пород (2,75) и характером гравитационного поля это можно рассматривать как признак «всплывания» основной части массива. По линейным зонам магнитных аномалий намечены серии нарушений, секущих фундамент и выраженных в современном рельефе. Интересно, что молодые разломы, не сопровождающиеся интрузиями, в виде магнитных аномалий не выражаются [156].

Ловозерские тундры весьма близки по облику к Хибинам, что обусловлено единством их возникновения (вскрытые денудацией интрузивные тела нефелиновых сиенитов) и одинаковыми интенсивностью и направленностью неотектонических движений. Поэтому ниже рассматриваются только различия между ними.

В Ловозерских тундрах поверхности с абсолютной высотой более 500 м занимают свыше 60% территории массива. Он плосковершинный, в плане подковообразный, огибает открытое к востоку оз. Сейдозеро. Орография Ловозерских тундр проще, чем у Хибин. Так, если вертикальная расчлененность их примерно одинакова (до 700 м), то горизонтальная у Ловозерских тундр обычно не превышает 1—1,5 км на 1 км<sup>2</sup>. Наибольшая горизонтальная и вертикальная расчлененность по периферии

массива (в особенности, на западных склонах) и в районе котловины оз. Сейдозеро. Соответственно в первом случае план гидро-сети радиальный, во втором — центростремительный.

Вершинные части Ловозерских тундр представляют собой горизонтальные, субгоризонтальные или пологовыпуклые поверхности, выраженные лучше других возвышенных выровненных пространств региона. Их ширина — до 3—5 км (горы Маннепахк, Стршельпахк, район между горами Куйвечорр и Карнасурта и др.), а если не учитывать колебания относительных высот вершин центральной части массива (40—80 м), то протяженность этих поверхностей свыше 10 км. Главные вершины находятся на западе массива в виде полосы меридиональной ориентировки. Они представляют собой пологовыпуклые и куполообразные поверхности с относительной высотой от 160—200 до 400—450 м. Как и в Хибинах, в первом случае — это превышение над низкогорным рельефом, во втором — над депрессиями. Различаются два типа склонов: а) сохраняющие примерно одинаковую крутизну на всем протяжении (до 20—30°) и б) обрывистые в верхней и средней части, но выполаживающиеся к подножью. Последние развиты реже, в основном вблизи долин ручьев и озерных котловин. Долины ручьев, а также глубокие и узкие сухие «долины» (на южной и юго-западной окраинах) заложены по разломам и зонам интенсивной трещиноватости, правда, менее значительные, чем в Хибинах.

Контур Ловозерских тундр соответствует очертаниям грибовидного интрузивного тела, сложенного в основном луавритами и эвдиалитовыми луавритами, полого наклоненного к востоку. Максимальная мощность его в западной части 1350 м, в восточной — 900 м [4]. Эвдиалитовые луавриты, являющиеся более устойчивой разновидностью нефелиновых сиенитов, чем породы Хибин, слагают отдельные вершины и многие крутые склоны (горы Сенгисчорр, Куамдеспакк, Карнасурта). Наиболее четкие уступы в верхних частях последних приурочены к выходам уртитов (горы Куфтнин, Суелуоайв, Вавнбед), а переслаивание луавритов, фойяитов и уртитов обусловило ступенчатость, нередко замаскированную ледниковыми или делювиальными образованиями. Кроме того, отмечена приуроченность цирков к контакту эвдиалитовых луавритов с комплексом луавритов, фойяитов, уртитов [39].

Отрицательные аномалии силы тяжести района Ловозерских тундр свидетельствуют о недостатке масс из-за неполной компенсации поднятия на уровне верхней мантии [156]. Магнитометрическими работами выявлено большое количество разрывных нарушений в депрессии, окружающей горный массив (данные Р. С. Сокол, А. Т. Радченко, 1967 г.).

*Низкие горы с сильно сглаженными гребнями хребтов (до увалоподобных форм), возникшие на щелочных породах палеозоя по периферии Хибинского и Ловозерского массивов. В Хибинах*

нах к ним относятся низкогорье к югу и юго-западу от горы Вудъяврчорр, район к югу от горы Ловчорр, северо-западные и северо-восточные участки массива, в Ловозерских тундрах — в основном северо-восточная окраина. Основные особенности этих территорий описаны выше. Отметим лишь, что оформление низкогорья данной группы произошло, очевидно, позже, чем в центральных частях тундр, а именно в неогене.

Главную роль с формировании денудационно-тектонического рельефа мы отводим неотектоническим движениям, определившим направление развития и характер денудации. В то же время ряд исследователей считает, что дислокации новейшего времени были незначительными, а основные горы и возвышенности возникли в результате «препарировки» интрузивных тел [40, 69, 143]. Главные доводы сторонников этой позиции следующие: 1) большее количество находок палеогеновой (?) коры выветривания — следствие малой интенсивности новейших движений, 2) соответствие контуров горных районов очертаниям интрузивных массивов и тел, 3) длительная выраженность в рельефе некоторых плутонов в результате куполообразного поднятия. Рассмотрим эти доводы.

Находки под мореной кор выветривания приурочены к плоским или слабонаклонным поверхностям с абсолютной высотой не более 300 м [104, 149, 127], чаще всего это существенно дезинтегрированный элювий. Находки же реликтов коры выветривания, сильно измененной химически, которые условно могут быть датированы палеогеном, очень редки, все остальные сформировались значительно позже.

Контуры крупнейших возвышенностей региона, действительно, близки очертаниям интрузивных массивов. Однако в их пределы наряду с магматическими породами обычно включены вмещающие их или контактирующие с ними образования; в то же время участки вмещающих пород могут находиться значительно ниже — в пределах возвышенной или низменной равнины. Кроме того, имеются низкогорные возвышенности, сложенные исключительно архейскими гнейсами (гора Пассари-тунтури на крайнем северо-западе Кольского полуострова, безымянные массивы к юго-востоку и северо-западу от Сальных тундр), в возникновении которых денудационная препарировка не играла никакой роли. Таким образом, можно говорить только о том, что большинство площадей распространения магматических пород находится в зонах интенсивного проявления восходящих движений, которые вовлекли в поднятие соседние участки, дифференцированно проявились в пределах собственно магматических массивов, обусловили вскрытие их кровли и последующую денудационную обработку — избирательно по отношению к породам с различными свойствами.

Орографическая выраженность Хибин в позднем палеозое, видимо, действительно имела место. Вместе с тем трудно допу-

стить, что уровень поверхности легко разрушаемых нефелиновых сиенитов на протяжении многих миллионов лет сохранялся неизменным, если не объяснять современное гипсометрическое положение этой поверхности восходящими движениями недавнего времени. О проявлении последних свидетельствуют (в пределах всего региона) особенности облика возвышенностей (значительные колебания относительных высот и широкое распространение крутосклонных поверхностей), выровненность вершинных участков (поднятые поверхности выравнивания), перекосы озер в прилегающих к возвышенностям депрессиях, нарушенное залегание четвертичных отложений, их маломощность или даже отсутствие, значительная высота уровней поздне-последледниковых бассейнов и современная сейсмичность многих горных массивов.

В заключение укажем, что главными, на наш взгляд, нерешенными вопросами формирования денудационно-тектонического рельефа являются время выведения массивов магматических пород в зону денудации, масштабы сноса, точный возраст поверхностей выравнивания и датировка разломов, выраженных в рельефе. В связи с этим мы условно относим начало образования современного облика денудационно-тектонического рельефа к концу палеогена — периоду резкого повышения тектонической активности на всем земном шаре.

**Структурно-денудационный рельеф.** Структурно-денудационный рельеф образовался главным образом в процессе препарировки денудацией древних складчатых структур. По характеру поверхности структурно-денудационные равнины подразделяются на ряд морфогенетических типов.

*Пологоволнистая, местами ступенчатая или всхолмленная равнина, сформировавшаяся в результате денудации и препарировки главным образом складчатых структур беломорского комплекса, занимает обширные площади в Северной и Центральной Карелии. Сравнительно небольшие по площади участки ее встречаются в западной части Кольского полуострова на высотах до 200 м (низменные равнины) и свыше 200 м (возвышенные равнины). Поверхность равнины представляет собой чередование почти плоских участков с повышениями, имеющими в плане округлые, чаще овальные очертания. Нередко это сильно удлиненные овалы, четко ориентированные в одном направлении, как правило, отвечающем ориентировке длинных осей локальных тектонических структур преимущественно беломорского комплекса. Вершины повышений плавно очерчены, иногда почти плоские. Относительная высота их не более 5—10 м, протяженность 0,2—1,0 км.*

Пологие склоны крутизной не более 5—10° сложены чаще всего гранито-гнейсами, гнейсами, реже основными породами архея и протерозоя. Относительные понижения равнин плоские, заболоченные. Нередко заболоченные участки составляют до

70—80% площади равнины. Часто среди болот торчат «горбушки», сложенные коренными породами и имеющие куполовидную форму вершин. Это останцы повышений, некогда занимавших более значительную площадь, но постепенно почти полностью перекрытых торфом.

Общая поверхность плосковолнистой равнины как бы моделируется дополнительной ледниковой гофрировкой за счет неравномерного распределения моренного материала. Кроме того, она нередко осложнена групповыми или одиночными формами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции (холмистым моренным ландшафтом, конечными моренами, озами, камами и др.), а также ледниковой экзарации и водно-ледниковой эрозии (бараньи лбы, ледниковыми шрамами, ложбинами стока ледниковых вод). Степень эрозионного расчленения — горизонтального и вертикального — в значительной мере зависит от интенсивности молодых поднятий территории. Преобладающая часть площади равнины находится в пределах зоны слабой неотектонической мобильности (см. рис. 1, 2). Исключением являются участки возвышенной равнины, располагающиеся в пределах отрогов возвышенности Манселья.

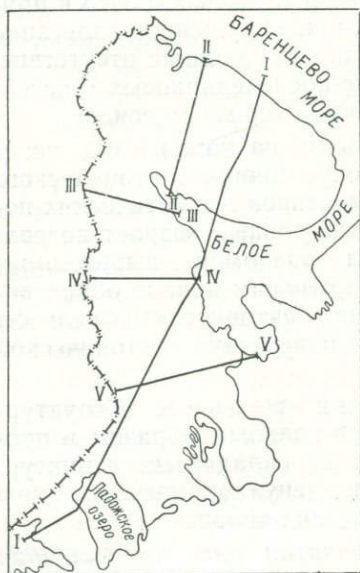


Рис. 33. Схема расположения разрезов.

Геолого-геоморфологические разрезы иллюстрируют в целом значительную степень денудации древних геологических структур высоких порядков (рис. 33—37). Однако, судя по характеру ориентированности положительных элементов равнины, совпадающей с общей направленностью геологических структур в каждом данном районе, морфологические особенности равнины отражают структурный план региона. Это подчеркивается четкой ориентированностью озерных котловин и речной сети.

Местами среди равнины встречаются одиночные холмы, гряды или горные массивы, отмеченные еще Г. С. Бискэ [29] на первой геоморфологической карте всей Карелии масштаба 1 : 1 000 000. Поскольку абсолютные высоты вершин этих останцов приближаются к определенным уровням (0—80, 80—160, 200—300 м и т. д.), можно предположить, что они отвечают ступеням некогда существовавших поверхностей выравнивания, аналогичных прослеженным Б. Н. Можаяевым [114] на Русской плите. Вопрос

об уровнях и возрасте этих предполагаемых поверхностей выравнивания требует специального разрешения.

Почти для всех одиночных массивов, возвышающихся среди равнины, характерны платообразные уплощенные вершины и склоны различной крутизны [29]. Слагающие их породы, как правило, более устойчивы по отношению к процессам выветривания, чем окружающие породы. Это обычно либо протерозойские интрузии основного и ультраосновного состава среди гнейсо-гранитов архея (например, горы Укон-тунтури — 501 м, Кивакка — 500 м и др.) или иотнийские кварцито-песчаники среди пестроцветной толщи девонских (?) пород на Онежско-Ладожском перешейке. В отдельных случаях это интрузии относительно молодых гранитов, еще не успевших разрушиться (гора Нуорунен — 578 м и др.), протерозойских плагиогранитов, лейкократовых гранитов или плагиолейкократовых гранитов среди лептитовых сланцев архея и др. В большинстве случаев денудационные останцы являются следствием перепарировки денудацией интрузивных тел, более молодых, чем вмещающие породы, а нередко и более стойких к процессам выветривания [29].

Выровненная поверхность равнины в целом сформировалась, по-видимому, к концу палеогена. Начиная с неогена она неоднократно подвергалась эпейрогеническим поднятиям, сопровождавшимся дизъюнктивными дислокациями. В процессе неотектонических деформаций равнины под воздействием денудационных процессов частично препарировались древние геологические структуры, а также происходило и происходит в настоящее время ее эрозионное расчленение.

*Грядовая и грядово-увалистая равнина, образовавшаяся вследствие препарировки складчатых структур карельского комплекса под влиянием новейших движений и селективной денудации,* располагается в пределах западной части Мурманской области, Северной и Центральной Карелии, где занимает разрозненные площади. Наиболее значительные участки этого типа рельефа распространены в Мурманской области, в бассейнах рек Печенга, Титовка, Лотта, Тулома и др., в Карелии — западнее и северо-западнее оз. Сегозеро, на северо-восточном берегу Ладожского озера, северных берегах Онежского, восточнее пос. Чупа и в других районах. Низменная грядовая и грядово-увалистая равнина располагается на абсолютных высотах до 200, возвышенная — свыше 200 м. Наибольшие абсолютные высоты: 263 (гора Шелговаара), 234 (гора Голец) и 245 (гора Челмак — Ветренный Пояс). Относительные высоты гряд и увалов 20—130 м.

Положительные элементы рельефа чаще всего вытянуты параллельно друг другу и разобщены сравнительно узкими межгрядовыми понижениями. Протяженность гряд изменяется от нескольких сотен метров до 3—5 км. К межгрядовым понижениям, как правило, приурочены болота, узкие долинообразно

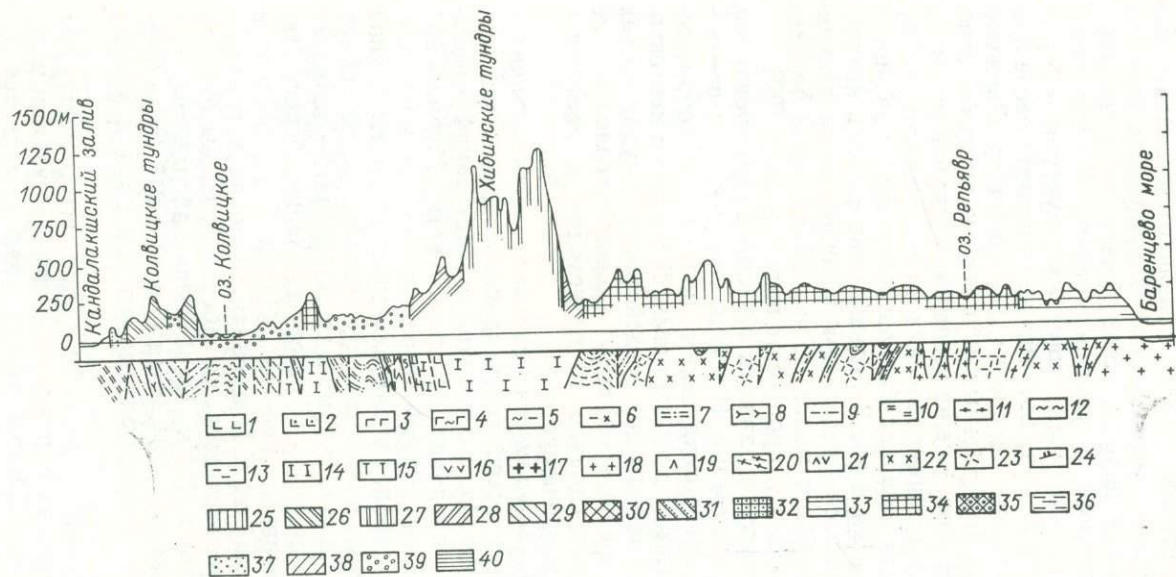


Рис. 34. Геолого-геоморфологический разрез по линии II—II. Составили Л. А. Шукин, Г. Н. Резник.

Средний протерозой. Севозерско-онежская серия: 1, 2 — полимиктовые конгломераты, метадиабазы, филлитовидные сланцы (янгозерская, сейдореченская, летнеозерская свиты). Нижний протерозой. Тикозерская, тунгудско-надвоицкая и тундровая серии: 3 — доломиты, серицит-кварц-биотитовые, гранат-биотитовые сланцы (панаярвинская, тунгудская свиты), 4 — серицит-кварцевые, мусковит-кварцевые, плагиоамфиболовые сланцы, кварциты, конгломераты, аркозы (панаярвинская свита), 5 — амфиболиты, зеленые сланцы, порфириды (витегубская свита), 6 — биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (свита Иринеёй Варак). Нерасчлененные беломорская, тикозерская, пандовская и гимольская серии: 7 — биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсо-сланцы, амфиболиты, милониты. Архей. Беломорская, кольская серии, кандалакшско-колвизкий и сальнотундровский комплексы: 8 — гиперстеновые, двупироксеновые, гранат-биотитовые, силиманит-гранат-биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы (пинкельярвская, колвизкая толщи), 9 — биотитовые, гранат-биотитовые и пироксеновые амфиболиты (кандалакшская, алакорттинская толщи), 10 — гранатовые, полевшпатовые и пироксеновые амфиболиты (кандалакшская, алакорттинская толщи), 11 — биотитовые, двуслюдяные, кианит-гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы (лоухская толща), 12 — амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы (лувенгская, хетолаамбинская и карельская толщи), 13 — биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы (нижняя часть разреза нижней толщи кольской серии, керетьская толща).

Интрузивные породы. Палеозой: 14 — нефелиновые сиениты. Средний протерозой: 15 — нориты, габбро-нориты, пироксениты, 16 — габбро-диабазы, диабазы. Нижний протерозой: 17 — граниты плаггиомикроклиновые и микроклиновые, сиениты, 18 — граниты плаггиомикроклиновые и микроклин-плагноклазовые, 19 — габбро-анортозиты. Архей: 20 — плаггиограниты, гнейсо-граниты, гранодиориты, 21 — габбро-нориты, габбро, 22 — гнейсо-диориты, чарнокиты, 23 — олигоклазовые граниты, гнейсо-граниты, 24 — габбро-амфиболиты.

Генезис, морфология и возраст рельефа. Денудационно-тектонический рельеф 25—28 (см. рис. 1, 2, 7—9). Структурно-денудационный рельеф 29—35 (см. рис. 1, 10, 11, 13—17). Аккумулятивный рельеф. 36—40 (см. рис. 1, 25—27, 29, 33).

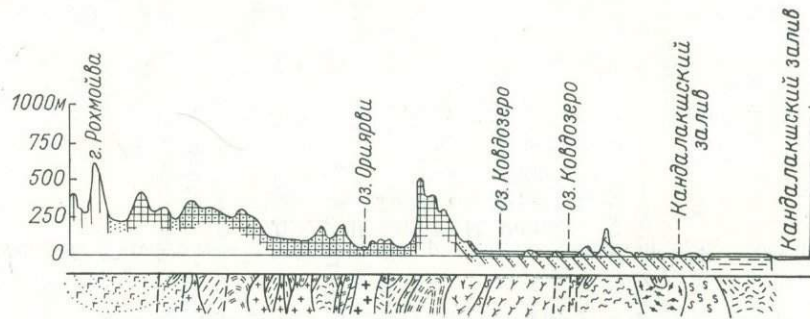


Рис. 35. Геолого-геоморфологический разрез по линии III—III. Составили Л. А. Щукин, Г. Н. Резник.  
Услов. обозначения см. на рис. 34.

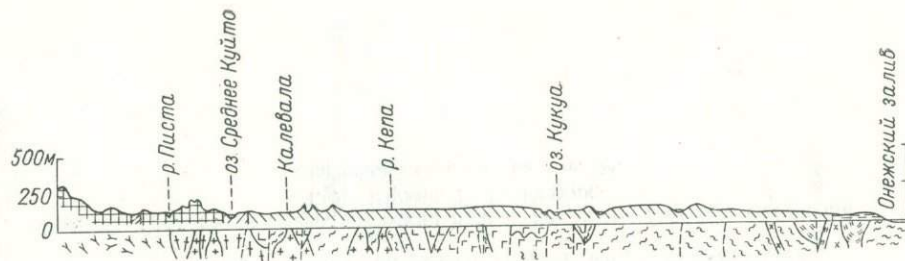


Рис. 36. Геолого-геоморфологический разрез по линии IV—IV. Составили Л. А. Шукин, Г. Н. Резник.  
Услов. обозначения см. на рис. 34.

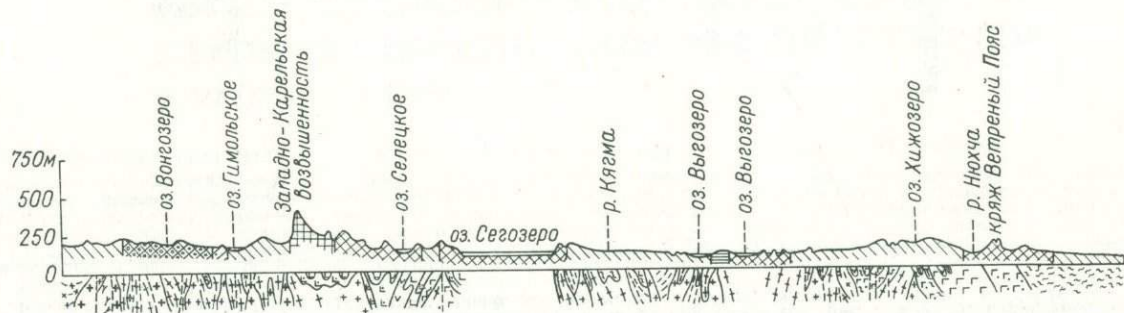


Рис. 37. Геолого-геоморфологический разрез по линии V—V. Составили Л. А. Шукин, Г. Н. Резник.  
Услов. обозначения см. на рис. 34.

вытянутые озера. Крутизна склонов гряд редко превышает 20—30°. Ориентировка гряд и увалов обычно соответствует общей ориентированности участков грядовых и грядово-увалистых равнин. Также вытянуты и расчленяющие эти участки озерные котловины и речные долины. Наиболее распространенной является северо-западная ориентированность как самих гряд и увалов, так и участков грядового рельефа. На рис. 38 видно, что то же направление имеют и длинные оси большинства складчатых структур карельского комплекса. Субширотное направление гряд, встречающееся значительно реже, наблюдается севернее пос. Лоухи и в юго-западной части Мурманской области, северо-восточное прослеживается иногда в северо-западной части Кольского полуострова, где равнина сформировалась на складчатых структурах, так же ориентированных. В составе пород, слагающих грядовую и грядово-увалистую равнину, распространены нижне- и среднепротерозойские кварциты, сланцы, гнейсы, конгломераты, основные эффузивы ладожской, суйсарской и других серий, прорванных интрузиями основных, ультраосновных и гранитоидных пород. Строгая ориентированность участков грядового рельефа и самих гряд подчеркивается широко распространенными формами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции (озы, участки камов, холмисто-моренного ландшафта), имеющими то же направление.

По наблюдениям Г. С. Бискэ [29], Г. Ц. Лака [96] и А. Д. Лукашова [105], устанавливается тесная связь рассматриваемого типа рельефа с древним структурным планом карелид, составом пород, слагающих гряды и увалы, и новейшими движениями. Это подтверждается и данными Н. И. Апухтина по западной части Мурманской области. Так, в частности в Карелии, западнее оз. Сегозера и между оз. Сегозером и Повенецким заливом Онежского озера, нередко положительные элементы рельефа сложены более устойчивыми по отношению к выветриванию породами (кварцитами), чем депрессия (сланцы, конгломераты и др.). Вместе с тем, многие линейно вытянутые впадины, занятые озерами или заливами крупных озер, имеют крутые, резко очерченные склоны и скорее всего возникли под воздействием молодых дизъюнктивных движений. О том же свидетельствуют многочисленные разломы, по-разному выраженные в рельефе (см. рис. 1).

Таким образом, грядовый и грядово-увалистый рельеф равнины имеет сложное происхождение, тесно связанное прежде всего со структурами карельского комплекса, отпрепарированными процессами селективной денудации, усилившимися благодаря молодым дизъюнктивным деформациям и локальным увеличениям скорости эпейрогенического поднятия щита. Поскольку главным фактором, определившим направление и интенсивность селективной денудации, явились новейшие движения, активизация которых связывается с концом неогена [105], начало фор-



мирования поверхности равнины относится скорее всего к этому времени. Свежесть следов дизъюнктивных дислокаций, эрозийное расчленение и заболачивание террас свидетельствуют о продолжающихся процессах рельефообразования.

*Грядовая равнина, возникшая в результате дифференцированного неотектонического поднятия складчатых структур саамского комплекса*, приурочена к возвышенности Кейвы в центральной части Кольского полуострова, от верховьев р. Поной до его левого притока р. Ачерйок. Вся возвышенность ориентирована в северо-западном направлении. Так же направлены параллельные гряды с уплощенными гребнями и довольно крутыми асимметричными склонами, из которых она состоит. Абсолютные высоты гребней гряд нередко превышают 300 м, хотя самая высокая вершина имеет высоту над уровнем моря 396 м (гора Ягелурта). Гряды расчленены глубокими депрессиями (до 200—250 м), имеющими ту же ориентировку. Контрастность рельефа постепенно уменьшается в юго-восточном направлении. На восточной окраине возвышенность приобретает вид холмов с платообразными вершинами.

Возвышенность Кейвы имеет инверсионный характер по отношению к Кейвскому синклинирию саамского структурного комплекса, на месте которого она сформировалась [83]. Возвышенность располагается в зоне значительных новейших движений (см. рис. 2), поэтому процессы препарировки древних складчатых структур протекали здесь особенно интенсивно. Однако в силу неравномерности поднятия возвышенность несколько перекошена, имеет асимметричные склоны и ограничена с северо-востока региональным разломом протяженностью свыше 100 км.

Еще в 1940 г. П. В. Соколовым была установлена зависимость характера склонов Кейвских гряд от состава слагающих их пород. Так, оказалось, что крутые, нередко обрывистые склоны Кейв, часто высотой до 10 м, сложены кианитовыми и кианит-ставролитовыми сланцами — наиболее устойчивыми к выветриванию породами. Пологие склоны слагают мусковитовые кварциты. В ядрах синклинальных структур залегают толщи кристаллических сланцев, хорошо сопротивляющихся процессам денудации. Последним обстоятельством И. В. Бельков [27] объясняет обращенный рельеф Кейв (совпадение гряд с синклинальными участками структуры, межгрядовых впадин — с антиклинальными).

---

Рис. 38. Схема соотношения направлений длинных осей тектонических структур и крупных ориентированных элементов рельефа восточной части Балтийского щита.

1 — длинные оси структур беломорского, саамского и карельского комплексов; 2 — спрямленные участки берегов озер и морского побережья; 3 — то же, речных долин, ложбин, четко выраженных уступов; 4 — горные массивы и возвышенности.

В целом представление о молодом поднятии области Кейв хорошо увязывается с особенностями их геологического строения. Западная часть возвышенности, наиболее четко выделяющаяся в рельефе Кольского полуострова, сложена сравнительно легко разрушающимися щелочными гранитами, восточная — протерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными интрузиями основных пород [52]. Моделировка основного структурно-денудационного рельефа Кейв обусловлена эрозионным расчленением гряд глубиной до 200—250 м (речные долины имеют форму глубоких каньонов), мерзлотно-солифлюкционными и другими процессами.

Аналогичный характер рельефа имеет попадающая в рассматриваемый регион крайней западной оконечностью возвышенность Ветреный Пояс с абсолютными высотами 200 м при общей ширине до 30 км в пределах Карелии. Это серия строго ориентированных в северо-западном направлении плосковерхих грядоподобных возвышенностей, сложенных метаморфическими сланцами и основными породами протерозоя, разделенных впадинами. Относительная высота отдельных гребней над дном впадин достигает 100 м. Склоны возвышенности асимметричны (юго-западный пологий, до 20—35°, северо-восточный — крутой, местами отвесный, ступенчатый). Ветреный Пояс сформировался на месте Пулозерско-Кожозерского синклинория карельского структурного комплекса.

Поскольку началом формирования современных возвышенностей Кейв и Ветреного Пояса можно считать возникновение палеогенового пенеплена, остатки которого несут платообразные гребни гряд, а расчленение его и образование грядового рельефа началось в конце неогена и продолжается до сих пор в виде отдельных дизъюнктивных дислокаций, общая длительность формирования этого типа рельефа определяется интервалом времени палеоген — голоцен.

*Холмистая равнина, сформированная дизъюнктивными дислокациями складчатых структур беломорского комплекса*, занимает значительную площадь в Северной Карелии между возвышенностью Манселькя и Кандалакшской губой Белого моря. Другой, меньший по площади, участок расположен на восточном берегу Кандалакшского залива. Равнина полого наклонена в сторону моря и расположена на абсолютных высотах ниже 200 м (низменные равнины). Незначительные площади ее поднимаются над уровнем моря выше 200 м. Наибольшая абсолютная высота — 409 м (южный берег оз. Ковдозера).

Поверхность равнины представляет собой чередование округлых и овальных холмов с довольно крутыми склонами и уплощенными вершинами и плоских межхолмных понижений, занятых болотами или озерами. Относительная высота холмов составляет 20—150 м. Значительная часть поверхности равнины абрадировалась морем. Местами она осложнена озами, камами,

друмлинами. Морская абразия смыла покров рыхлых четвертичных отложений, обнажив дочетвертичную поверхность в пределах Лоухского синклинория и Ковдорско-Керетьского антиклинория беломорского структурного комплекса. Под влиянием значительных положительных новейших движений складчатые структуры беломорид были разбиты дизъюнктивными дислокациями, а также глубоко расчленены эрозией. В результате антиклинальные и синклинальные складки были преобразованы в разрозненные холмы, расчлененные депрессиями тектонического и денудационного происхождения. Разрывные дислокации обусловили заложение основных особенностей морфологии холмистых равнин в конце неогена, и к этому времени относится начало их формирования. Процесс не закончен до настоящего времени, так как эрозионное расчленение и дизъюнктивные тектонические движения продолжают до сих пор, что подтверждается микросбросами на склонах холмов.

*Мелкогрядово-холмистая равнина, возникшая под влиянием дизъюнктивных дислокаций и осложненная селективной денудацией*, распространена главным образом в Карелии, где занимает разрозненные, сравнительно небольшие участки территории в пределах отрогов возвышенностей Манселькя, Западно-Карельской, в Северном Приладожье, на южном побережье Кандалакшского залива и в других местах [29].

Абсолютные высоты мелкохолмисто-грядовой низменной равнины не превышают 200, возвышенной — более 200 м, максимальные высоты — 245 (западнее оз. Регоярв), 290 (восточнее оз. Корoppi), 409 м (в верховьях р. Тумча). Относительные высоты холмов и гряд 5—60 м.

Холмы куполовидные или с уплощенными вершинами, гряды короткие, часто пологие. Склоны холмов и гряд обычно пологие. Межхолмные и межгрядовые понижения заболочены или заняты озерами, соединенными протоками. Нередко склоны озерных котловин круто обрываются к озерам. В большинстве случаев озерные котловины, межгрядовые депрессии и гряды имеют северо-западную ориентировку, которая сменяется на субширотную на побережье Кандалакшского залива.

Мелкохолмисто-грядовый рельеф развился главным образом на складчатых структурах антиклинального, реже синклинального типа беломорского, саамского и карельского комплексов. Современный облик рельеф приобрел в значительной мере под влиянием препарировки древних геологических структур процессами денудации, а также наложенными на них новейшими дизъюнктивными дислокациями, сопровождавшимися вертикальными смещениями по разломам блоков в пределах древних складок. Кроме того, немаловажную роль сыграла выборочная денудация, обусловленная различной устойчивостью пород к процессам выветривания [29]. Поверхность структурно-денудационной мелкохолмисто-грядовой равнины осложнена эрозионным рас-

членением, ледниковой экзарацией (бараньи лбы, ледниковые шрамы и другие формы) и водно-ледниковой аккумуляцией (озы).

Возраст равнин этого типа определяется интервалом времени от неогена до современного отдела плейстоцена, так как процессы расчленения поверхности продолжают развиваться.

*Холмисто-грядовая равнина, сформировавшаяся главным образом под влиянием дизъюнктивных дислокаций, умеренно расчлененная эрозией*, занимает северное побережье Кольского полуострова. Сравнительно небольшие участки равнины имеют абсолютную высоту 200 м, большая часть площади располагается на высоте ниже 200 м над уровнем моря.

Холмы и гряды с плоскими вершинами и гребнями и нередко крутыми склонами поднимаются над разделяющими их впадинами на высоту до 20—50 м. Поверхность равнины расчленена глубокими (до 30—40 м и более) прямолинейными каньонами, приуроченными к разломам. Местами, по наблюдениям Н. И. Апухтина, они образуют густую сеть, расчленяющую поверхность на столообразные возвышенности. К морю холмисто-грядовая равнина обрывается крутым уступом высотой 100—150 м, расчлененным фиордами, глубоко вдающимися в сушу. Большинство фиордов, каньонов, а также межгрядовых и межхолмных депрессий имеет северо-западную или субмеридиональную ориентированность, соответствующую направлению разломов.

В составе пород, на которых сформировался рассматриваемый тип рельефа, преобладают граниты и гранито-гнейсы архея, формирующие синклинии и антиклинии беломорского структурного комплекса. Беломориды почти не отражены в современном рельефе. Господствующая роль в формировании плосковерхих холмов и гряд принадлежит молодой послепалеогеновой дизъюнктивной тектонике. Созданные новейшей тектоникой формы были несколько преобразованы ледниковой экзарацией и аккумуляцией, процессами морозного выветривания, заболачивания, интенсивного эрозионного расчленения и др.

Поскольку рассматриваемый рельеф находится в области развития интенсивных новейших движений, эпейрогеническое поднятие, сопровождавшееся дизъюнктивными дислокациями, не закончено. Начало формирования рельефа, когда образовалась выровненная поверхность, сохранившаяся на вершинах холмов и гряд, имеющих нередко характер столбообразных возвышенностей, относится, по-видимому, к концу палеогена. Процесс расчленения этой поверхности продолжается.

*Грядово-холмистая равнина с «блоковой» поверхностью, созданная новейшими разрывными дислокациями и сильно расчлененная эрозией*, широко распространена в западной части Мурманской области и в Северной Карелии, а в Южной и Центральной Карелии занимает небольшие разрозненные участки

территории. Наибольшие площади ее приурочены к возвышенности Манселькя, бассейну верховьев рек Ена, Тумча, Большая Лица, Титовка, Териберка и Воронья, где она окаймляет области наиболее интенсивных новейших движений.

Абсолютные высоты возвышенной холмисто-грядовой равнины чаще всего не превышают 350—400, низменной — 200 м. Наибольших абсолютных высот достигают вершины гор Минавара — 412, Мутка-тунтури, Перявара — 440, Пяйнур — 487 м. Относительные высоты холмов и гряд 40—100 м. Иногда вершины холмов расчленены и относительные превышения их составляют 10—15 м [29]. В плане холмы имеют округлую, овальную форму, нередко — неправильных овалов. Холмы чередуются с грядами, ориентированными согласно с простираем складок северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений синклинориев, реже антиклинориев, главным образом саамского, реже беломорского и карельского структурных комплексов.

Склоны холмов и гряд имеют различную крутизну, часто они носят характер крутых обрывов. Вершины и гребни округлые или уплощенные. Разделяющие их межхолмные и межгрядовые понижения обычно приурочены к тектоническим депрессиям дизъюнктивного происхождения. Нередко в них размещаются прямолинейные речные долины или четко ориентированные озерные котловины. В ряде случаев холмы вытянуты в цепочку и представляют собой, очевидно, остатки гряды, разбитой системой молодых разломов. На западном берегу оз. Пяозера холмы и гряды имеют крутые обрывистые склоны, а понижения, к которым приурочены речные долины и небольшие озера, взаимно пересекаясь, в плане дают сетчатый рисунок, что подтверждает генетическую связь межгрядовых и межхолмных впадин с разломами. Нередко понижения занимают большие площади и в этом случае имеют иное происхождение. По-видимому, это реликты выровненных поверхностей, не тронутых разрывными дислокациями.

Среди пород, слагающих грядово-холмистую равнину, распространены гнейсы и граниты беломорской серии архея, прованные архейскими и протерозойскими интрузиями гранитов, а также протерозойскими интрузиями основных и ультраосновных пород. Местами поверхность равнины прикрыта чехлом морены неравномерной мощности или моделируется озовыми грядами, камами, которые прослеживаются чаще всего в межхолмных и межгрядовых понижениях. Во многих случаях склоны и вершины холмов и гряд лишены покрова рыхлых отложений и несут следы ледниковой экзарации (ледниковые шрамы, бараньи лбы).

Судя по крутым обрывистым склонам озерных котловин и положительных элементов рельефа, грядово-холмистая равнина возникла в результате активизации тектонических процессов

в конце неогена. Отпрепарированные селективной денудацией складки были разбиты системой дизъюнктивных дислокаций, вследствие чего возник горстово-грабенный «блоковый» рельеф, который позже был изменен эрозией и другими денудационными процессами. Речные долины, приспособившиеся к разломам, дополнительно глубоко расчленили вновь созданную поверхность. Процессы формирования этого типа рельефа не завершены и продолжаются в голоцене, о чем свидетельствуют свежие поверхности сбросов на склонах возвышенностей.

*Холмисто-грядовая равнина с участками выровненной поверхности, созданная в процессе частичной препарировки складчатых структур карельского комплекса, разорванных новейшими дизъюнктивными дислокациями*, располагается в крайнем северо-западном углу Карелии и в юго-западной части Мурманской области. Она занимает бассейны рек Тумча, Кутсайок, прослеживается по р. Витсиманайок, вдоль нижнего течения р. Тунтсайок, в верховьях рек Сыртань и Вурмийок, а также протягивается неширокой полосой к югу от оз. Вуоснаярви почти до оз. Панаярви. Поверхность рассматриваемой равнины полого наклонена в юго-восточном направлении.

Абсолютные отметки от 72 м в восточной части (у оз. Визиярви) до 450 м и выше в западной (к северу и югу от оз. Вуоснаярви). Большая часть описываемой территории располагается на высотах 200—250 м над уровнем моря. Наиболее повышена западная часть равнины, занимающая отроги возвышенности Манселькя. Здесь абсолютные высоты поверхности 250—350 м, отдельные вершины достигают 400—450 м и более. Восточная часть равнины, примыкающая к Ковдорской низине, более понижена. Высота ее поверхности над уровнем моря 100—200 м, отдельные массивы поднимаются до 300 м. Относительные высоты возрастают по направлению с востока на запад от 30—50 до 100—150 м и более.

Поверхность равнины осложнена отдельными холмами и возвышенностями, ориентированными в северо-западном — юго-восточном направлении. Обычно они формируются в цепи, располагающиеся параллельно друг к другу, ориентированные согласно простиранию основных геологических структур. Наиболее четко грядовый характер рельефа выражен в западной части района [29, 142]. По направлению к востоку расстояние между грядами увеличивается, цепи гряд разрываются на отдельные изолированные звенья и рельеф приобретает холмисто-грядовый облик. На крайнем востоке территории холмы и гряды, сложенные кристаллическими породами, располагаются обычно изолированно среди плоской равнины.

Характер расчленения территории в разных ее частях также различен. Восточная часть территории отличается наибольшей глубиной расчленения. Речные долины, озера, межгрядовые понижения линейно ориентированы, глубоко врезаны, а берега

озер, склоны холмов и гряд и речных долин круты и обрывисты [142]. Ширина межгрядовых понижений и долин невелика. По направлению к востоку глубина эрозионного вреза уменьшается, ширина межгрядовых ложбин увеличивается, крутизна склонов возвышенностей уменьшается и они приобретают более плавные очертания. Руслу рек часто меняют направление, хотя общая ориентировка ложбин, к которым приурочены речные долины, сохраняется. В западной части территории преобладает ориентировка основных элементов рельефа с северо-запада на юго-восток. К юго-востоку от оз. Вуоснаярви она сменяется на меридиональную. В восточной и южной частях территории наряду с господствующим северо-западным направлением ориентировки линейных элементов рельефа появляется и южное.

Вся территория несет следы экзарационной деятельности ледника (бараны лбы, курчавые скалы, троговые долины, ледниковые шрамы). Ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция проявилась слабо. Холмисто-моренные образования, озы и камы обычно располагаются в депрессиях рельефа, что отмечалось и Г. С. Бискэ [29]. Направление озовых гряд совпадает, как правило, с простираем основных геологических структур. Наиболее выровненные, пониженные участки равнин заболочены.

Рассматриваемый тип рельефа предопределен площадью развития складчатых структур карельского комплекса, выведенных на поверхность денудацией. Существенную роль в формировании этого типа рельефа сыграла разрывная неотектоника, способствовавшая расчленению поверхности.

Новейшие движения проявились повсеместно, и местами сохранились участки палеогенового пенеплена. Формирование рельефа, таким образом, началось в палеогене и продолжается до сего времени, судя по свежести форм проявления отдельных дизъюнктивных дислокаций.

*Плосковолнистая равнина (плато) на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих породах протерозоя, глубоко расчлененная эрозией,* располагается на Кольском полуострове, протягиваясь полосой вдоль терского побережья, от оз. Хлебное на западе до устья р. Стрельна на востоке, а также занимает полуострова Рыбачий, Средний и о. Кильдин. Это плато, имеющее разные высоты, эрозионную расчлененность и моделировку. Плосковолнистая равнина северо-западного побережья Кольского полуострова по своему рельефу несколько отличается от той, что расположена на южном берегу.

Средняя высота плато полуострова Рыбачьего, Среднего и о. Кильдин 150—200 м. Минимальные отметки — около нуля, максимальные — 285 (п-ов Рыбачий), 342 (п-ов Средний), 281 м (о. Кильдин). Склоны плато крутые, местами обрывистые. Наиболее повышенные участки равнины (250—300 м) являются эрозионными останцами. Общая ориентировка этих возвышенностей северо-запад — юго-восток. Полуострова Рыбачий, Средний,

а также о. Кильдин отделяются от материка глубокими депрессиями, обусловленными тектоническими разломами. Северный берег о. Кильдина, северный и восточный берега п-ова Среднего, а также южный п-ова Рыбачьего наиболее круты и обрывисты. Реки этих побережий имеют глубоко врезные долины. Остальные берега более пологи, долины их менее разработаны, прослеживаются морские аккумулятивные террасы и абразионные уступы. Наиболее хорошо развиты террасы на северном берегу полуострова Рыбачьего. Плосковолнистая равнина Рыбачьего и Среднего в значительной степени преобразована процессами ледниковой аккумуляции, а в краевых частях — морской абразией и аккумуляцией. Моренный покров на о. Кильдин практически отсутствует. Местами поверхность равнины заболочена, отмечаются формы, связанные с морозно-мерзлотными процессами: бугры пучения, грядово-мочажинные болота, структурные грунты.

На Терском берегу Кольского полуострова ширина полосы, занятой пологоволнистой равниной, 10—25 км. Абсолютные высоты ее поверхности 0—100 м. Широкими ступенями спускается равнина к берегу Белого моря. Поверхность ее плоская или слегка наклонена (5—10°) в сторону моря. Там, где реки протекают по плоской заболоченной поверхности, речные долины имеют широкие плёсовые участки, а в местах перегиба рельефа они глубоко врезаны (на 20—30 м) и порожисты. Монотонность ровной поверхности нарушается формами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции — моренными холмами, камами, озами, кольцевыми озоподобными формами высотой 10—30 м. В зоне, примыкающей к побережью, отмечаются аккумулятивные морские террасы и абразионные уступы. Высота террас и уступов 3—6 м. Среди заболоченной поверхности равнины встречаются бугры пучения высотой до 3 м.

Рельеф плосковолнистой равнины обусловлен горизонтальным или пологомоноклинальным залеганием протерозойских образований. Ступенчатость рельефа, видимо, связана с различной степенью развития денудации в разные промежутки времени начиная с палеозоя. Новейшие тектонические движения в значительной степени преобразовали рельеф равнины: способствовали выработке глубоких речных долин, явились причиной образования аккумулятивных и эрозионных террас морского происхождения, а также морских абразионных уступов. Реки плосковолнистой равнины ориентированы в основном перпендикулярно к береговой линии. Прямолинейные долины их приспособлены к разломам. Процессы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, так же как и морозно-мерзлотные явления, сказались только в моделировке поверхности равнины. Формирование равнины началось в палеозое и продолжается до настоящего времени.

*Плосковолнистая равнина на горизонтально- или пологомоно-*  
*ноклиналино залегающих пластах осадочных пород протерозоя,*  
*слабо расчлененная эрозией,* распространена в Южной Карелии,  
где занимает 4 разобщенных между собой участка на Онежско-  
Ладожской перешейке. Три участка расположены в пределах  
Олонецкой возвышенности, четвертый — в Приладожской низине.  
Первый участок, включающий наиболее повышенную часть Оло-  
нецкой возвышенности, протягивается в меридиональном направ-  
лении от оз. Лососинского почти до границы с Ленинградской  
областью и имеет высоты 200—313 м. Второй участок распо-  
лагается несколько восточнее, между оз. Машеозеро и пос. Дер-  
вянка, на высотах 200—220 м. Третий участок находится еще вос-  
точнее, примыкая к берегу Онежского озера. Поверхность его  
имеет абсолютные отметки 50—100 м. Все три участка представ-  
ляют собой поверхности одного обширного плато — Олонецкой  
возвышенности, постепенно понижающегося в сторону Онежского  
озера. Эти участки в значительной мере сохранили связь геоло-  
гических структур с современным рельефом. В остальных частях  
Олонецкой возвышенности мощная толща осадков четвертичного  
времени сnivelировала рельеф, и эта связь улавливается с тру-  
дом. Поверхность рассматриваемых участков равнины отли-  
чается слабым эрозионным расчленением. Процессы ледниковой  
и водно-ледниковой аккумуляции преобразовали облик равнины.  
Значительно распространены здесь камы, имеются маргинальные  
озы, моренные холмы, а по берегам Онежского озера озерные  
и озерно-ледниковые террасы.

Четвертый участок, расположенный в пределах обширной  
Приладожской низины, отличается сильно выровненной поверх-  
ностью. Здесь равнина протянулась примерно на 35 км вдоль  
восточного берега Ладожского озера, к югу от р. Олонки до гра-  
ницы с Ленинградской областью. Ширина ее 20—25 км. Абсо-  
лютные высоты 5—25, относительные превышения 2—5 м. По-  
верхность равнины плоская, местами волнистая, слегка накло-  
нена в сторону Ладожского озера. Протекающая по ней р. Олон-  
ка имеет крутые берега высотой 10—15 м. В центральной части  
располагается небольшой массив камов с сильно сглаженными  
формами. Плоская поверхность сильно заболочена. На берегу  
Ладожского озера, к югу от пос. Ильинского, прослеживаются  
уступы озерных террас. В районе г. Олонца распространены  
дюны [29].

Рельеф рассматриваемой равнины обусловлен горизонталь-  
ным или пологомоноклинальным залеганием осадочных пород  
протерозойского возраста. Наиболее четко связь с характером  
залегания пород видна в Олонецкой возвышенности, наименее  
четко — в Приладожской низине, где дочетвертичные образова-  
ния перекрываются мощной толщей озерно-ледниковых и озер-  
ных осадков поздне-последледникового возраста. Ступенчатость  
рельефа пологоволнистой равнины, расположенной в пределах

Олонцевой возвышенности, видимо, связана с тектоническими движениями сбросового типа. Новейшие тектонические движения лучше всего проявились на берегах Ладожского и Онежского озер в формировании озерно-ледниковых и озерных террас, абразионных уступов, а также в выработке сравнительно глубокой долины р. Олонки. Формирование поверхности равнины началось в палеозое и продолжается в настоящее время.

*Холмисто-увалистая равнина на горизонтально или полого-моноклинально залегающих пластах осадочных пород протерозоя* располагается в южной части Карелии, на границе с Ленинградской областью. Она протянулась на 15 км с севера на юг по обоим берегам р. Важинка в ее среднем течении. Ширина равнины 20—25 км, абсолютные отметки 100—200 м, местами несколько выше. Равнина занимает западный склон Олонцевой возвышенности. Наиболее высокие отметки располагаются в ее восточной части. Возвышенность круто обрывается к западу. Эрозионный врез незначителен. Поверхность равнины местами заболочена и усложнена широко развитыми здесь формами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Высота моренных холмов и камов 20—50 м.

Общие особенности рельефа равнины определены пологомоноклинальным залеганием южнискских кварцито-песчаников. Ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция в значительной мере нарушили монотонный характер равнины, придав ей холмистый облик. Новейшие тектонические движения в современном рельефе почти не проявились. Формирование равнины началось в палеозое и в основных чертах закончилось в позднечетвертичное время.

*Плосковолнистая равнина на пологомоноклинально залегающих осадочных породах палеозойского возраста* располагается в юго-восточном углу Карелии, на границе с Архангельской и Вологодской областями, в пределах Андомской возвышенности. Это плато с высотами от 100 до 260 м, в среднем около 200 м. К северо-западу плато круто обрывается так называемым карбовым уступом, четко выраженным в рельефе. Высота уступа в пределах Карелии 120—140 м [30]. Он глубоко расчленен речными долинами. Плосковолнистая поверхность плато усложнена холмисто-моренными образованиями и камами. Холмисто-моренные образования широко развиты в южной, наиболее повышенной части плато, в верховьях р. Колоды. Озы отмечаются редко (на левобережье р. Колода). Высота аккумулятивных образований 20—30, в отдельных случаях до 40—50 м.

Размеры рассматриваемой равнины определены площадью развития здесь каменноугольных известняков, более стойких к процессам денудации, чем девонские породы, развитые несколько севернее, в пределах Пудожской впадины [30]. Влияние новейшей тектоники на формирование рельефа сказалось в выработке глубоких речных долин, способствовавших расчленению

равнины. Формы ледниковой аккумуляции еще в большей мере подчеркнули расчлененность рельефа, придав ему холмистый характер. Образование равнины началось в мезозое и продолжалось вплоть до голоцена.

Денудационный рельеф. Этот тип рельефа представлен низменными (0—200 м) и возвышенными (200—500 м) равнинами, занимающими почти всю восточную половину Кольского полуострова. Их возникновение и современный облик обусловлены глубоким денудационным срезом структур беломорского и саамского комплексов и слабоконтрастными неотектоническими движениями преимущественно небольшой амплитуды. Денудационные равнины по особенностям их поверхности и возрасту субстрата делятся на три типа.

*Плоская равнина палеогенового возраста, созданная комплексной денудацией складчатых структур архея и протерозоя.* Это равнина междуречья низовьев Поной, Сосновки и Даниловки, бассейна левых притоков р. Поной в его верхнем и среднем течении, а также обширная субширотная полоса в южной половине полуострова, шириной до 80—85 км, ограниченная с запада меридианом оз. Вялозера и с востока верховьями р. Чапома. Всем участкам свойственны небольшие колебания высот, прерывистость распространения и маломощность четвертичных отложений, обилие озер, заболоченных понижений и торфяников.

Абсолютная высота междуречья низовьев Поной, Сосновки и Даниловки в основном 180—200 м (низменная равнина). Лишь некоторые плоские или слабовыпуклые вершины располагаются от 201 до 235 м (возвышенная равнина). Заметные перегибы поверхности отмечаются обычно в долинах рек, где высота скульптурных террас и коренных берегов достигает 3—80 м (верховья рек Снежница и Сосновка, среднее и нижнее течение Рябога, Поной на всем протяжении в этом районе). На остальной территории колебания относительных высот не превышают 5—10 м на 1 км расстояния.

Слабый дренаж и незначительные уклоны поверхности обусловили распространение торфяников, заболоченных участков и озер. У последних чаще всего округлый контур, глубина до 3—4 м и площадь около 0,2—0,4 км<sup>2</sup>. Озера занимают примерно 20% площади района, суммарная же площадь избыточно увлажненных участков около 80% территории.

Район приурочен к Сосновско-Понойскому синклинорию сложенному в основном гранитами, гнейсами, мигматитами по ним и сланцами. Изменения облика рельефа на участках распространения пород разного возраста (протерозойские образования занимают северо-восточную окраину района) не отмечены из-за сильного денудационного среза и незначительного неотектонического поднятия района как единой глыбы. Это подтверждается и невыразительностью структурного рисунка территорий (закономерного размещения прямолинейных эле-

ментов ландшафта), в котором лишь намечается преобладание субмеридиональной ориентировки водотоков и ряда повышений.

Формы, сложенные четвертичными осадками малой мощности, имеют только моделирующее значение — это главным образом болотные равнины, а также моренные всхолмления вблизи р. Рябога, небольшие камы и озы в верховьях р. Даниловка, между р. Поной и руч. Бревенный (данные Е. М. Изотовой и других).

В бассейне левых притоков Поной (в его верхнем и среднем течении) пониженные участки относятся к низинной равнине, а повышенные, где абсолютные высоты достигают 300—350 м, к возвышенной. Благодаря сильному эрозионному расчленению колебания относительных высот доходят до 50—80 м на 1 км расстояния, на собственно водораздельных участках — местами до 20—30 м. Густота эрозионного расчленения составляет нередко 2—3 км на 1 км<sup>2</sup>, причем здесь почти так же широко, как в низовьях Поной, развиты избыточно увлажненные территории, хотя озер заметно меньше. Последние, как и болота, расположены почти исключительно в плоских понижениях, шириной до нескольких километров, занятых в тальвеге ручьем или рекой (реки Лосинга, Пятчема, Ельйок и др.). Это противоречие — обилие водотоков и одновременно широкое распространение озерно-болотной равнины — объясняется недавним интенсивным обводнением района и приуроченностью наиболее заболоченных его частей к северной окраине относительно опускающейся Верхнепонойской низины (наблюдения А. Д. Арманда, Н. Н. Арманд и других). Участки же, тяготеющие к поднимающейся возвышенности Кейвы, в северной половине района заболочены значительно меньше.

Территория находится на западном крыле Кейвского синклинария и в северной части переходной зоны между последним и синклинорием Малые Кейвы, где распространены гнейсы, щелочные граниты, сланцы и ортоамфиболиты. Ложбины, гривы, уступы часто отражают направления трещиноватости, согласные с гнейсовидностью или секущие ее. Преобладающая ориентировка тектонических трещин, обработанных эрозией, субмеридиональная и северо-западная. Заложены они, вероятно, в докембрии, на что указывает наличие в некоторых из них основных и кислых интрузий. Только меньшая часть разломов обновлена в недавнее время, остальные являются зонами трещиноватости и отражены в рельефе благодаря денудации (главным образом эрозии).

К долгоживущим, по А. Д. Арманду, Н. Н. Аманд и другим, относится меридиональный разлом, частично использованный р. Ельйок. Его заложение произошло не раньше раннего протерозоя, что подтверждается возрастом интрузии габбро-анортозитов. В среднем протерозое и палеозое разлом обновил-

ся, это зафиксировано внедрением аляскитов и диабазовой жилой. В современном рельефе с ним почти совпадает уступ высотой до 80 м, отделяющий сложенную щелочными гранитами гряду от волнистой равнины, где обнажаются те же породы. Ряд возвышенностей (горы Немецкая, Лаврентьевская и др.), сложенных легко разрушаемыми гнейсо-гранитами, также являются частями протопенеппена, поднятыми неотектоническими движениями относительно прилегающих низменных равнин.

Формы, сложенные четвертичными осадками, распространены до абсолютной высоты 200 м, где они в основном придают денудационной поверхности еще большую выровненность, на возвышенной же равнине эти образования локальны. Субширотная полоса денудационного рельефа в южной половине Кольского полуострова почти целиком расположена в пределах низменной равнины, лишь отдельные возвышенности поднимаются над уровнем моря на 200 м (горы Лягунка, Кусейльпахк, Ильма, Пурумпахк, Вонзуй и др.). Колебания относительных высот на большей части территории не превышают 5 м на 2—4 км, горизонтальная расчлененность также низка: обычно меньше 0,5 км на 1 км<sup>2</sup>.

Тектонически район приурочен к центральной и восточной частям Имандра-Варзугской зоны синклиналий и переходной полосе между последней и Терской зоной антиклинорных поднятий. Складчатая структура пород серии Имандра-Варзуга в рельефе выражена очень пологими увалами, сложенными метадиабазами, имеющими согласную с протерозойскими образованиями ориентировку. Аналогичное направление, реже перпендикулярное к нему, отмечено у русел и долин рек Пана, Варзуга, Вуокса и их притоков [156]. Меридиональная ориентировка встречается значительно реже и только на небольших отрезках русла (р. Юзия, участки среднего и верхнего течения р. Пана, руч. Пурумвуай).

Наряду с болотными равнинами, занимающими более половины площади района, распространены камовые комплексы и зандры, сложенные водно-ледниковыми осадками преимущественно небольшой мощности (придолинная часть р. Пана, бассейн среднего течения р. Варзуга). Моренная же равнина, развитая в основном гипсометрически выше, повторяет неровности денудационной поверхности коренных пород. Из-за слабой дифференцированности и малой активности неотектонических движений синклинозная структура протерозойских пород имеет здесь прямое отражение в рельефе в виде низменной денудационной равнины.

*Плоскохолмистая равнина палеогенового возраста, созданная комплексной денудацией, срезавшей складчатые структуры архея.* Этот тип объединяет равнину северной части Кольского полуострова (кроме приморского плато шириной 30—50 км), от

района р. Воронья до восточной окраины полуострова, между Лумбовским заливом и низовьями Поной, и пространства между низовьями р. Поной (в среднем его течении) и верховьями рек Стрельна, Чапома, Пялица, Пулоньга и Сосновка.

Денудационный рельеф северной части полуострова занимает площадь около  $300 \times 60$  км<sup>2</sup>. В целом это возвышенная равнина, причем даже урезы многих озер здесь находятся выше 200 м абсолютной высоты (озера Инцъявр, Енозеро, Максим-Ты и др.), а наиболее значительные повышения достигают 300—400 м (горы Мурвейявр, Ричажканть, Антон-Мыльк, Балкон-Мыльк и др.). К низменной равнине относятся только небольшая территория на крайнем северо-востоке полуострова и придолинные части рек Иоканьга, Качковка, Восточная Лица, Харловка и др.

Строение поверхности денудационной равнины резко отличается от прилегающей с севера полосы структурно-денудационного рельефа. Если в последнем случае колебания относительных высот достигают 180—200 м на 1 км расстояния, то на денудационной равнине они обычно не более 50—60 м. Горизонтальная же расчлененность денудационной равнины ниже структурно-денудационной в 5—6 раз.

Описываемая территория приурочена к Мурманскому массиву, где основными породами являются различные гранитоиды, местами разделенные дайками диабазов, габбро и амфиболитов. По С. А. Стрелкову, различия в составе гранитоидов очень слабо отражены в рельефе, их влияние, вероятно, сказывается косвенно — через свойственную определенным разновидностям пород трещиноватость. Дайки, секущие породы гранитного состава, выражены в виде прямолинейных гребней, которые по простиранию иногда сменяются такими же узкими впадинами (среднее течение р. Иоканьги).

Гнейсы восточной части района выражены в рельефе особенно слабо расчлененными, относительно пониженными участками, а небольшие гранитные тела — пологими возвышенностями. Центральные части некоторых более крупных гранитных массивов разрушены и относительно понижены, а их окраины выглядят как возвышенности (урочище Высокая Земля и др.). Главным же фактором, обусловившим облик рельефа, является развитие трещинной тектоники, особенно на востоке района, поскольку практически все депрессии, уступы и угловатые контуры возвышенностей связаны с дизъюнктивными дислокациями [156]. Наиболее значительные из них — разломы, используемые реками Качковка, Песчанка, Восточная Лица, Харловка, руч. Городецкий и др., протяженностью до 10—20 км.

Вероятно, выраженность разломов в денудационном рельефе — результат неотектонических напряжений вдоль Мурманского берега (зона разломов Карпинского), использовавших

потенциальную трещиноватость древнейших пород, заложенную значительно раньше. Поэтому можно предположить, что район возвышенных равнин северной части Кольского полуострова, сложенный теми же породами и принадлежащий к тому же тектоническому массиву, что и полоса структурно-денудационного рельефа, являлся наименее мобильной зоной по сравнению с Мурманским берегом и внутренними территориями. В известной мере на это указывают «затухание» здесь ряда разломов, идущих с побережья, распространение обширных озер (Инцъявр, Нижнее Песочное, Енозеро и др.) вместе с прилегающими заболоченными низинами, а также распространение на территории последних холмисто-моренных образований, которых нет на Мурманском берегу. В целом же формы, созданные четвертичным осадконакоплением, в основном повторяют неровности поверхности коренных пород.

Денудационный рельеф между низовьями р. Поной и верховьями рек Стрельна, Чапома, Пялица, Пулоньга и Сосновка относится в основном к возвышенной равнине, кроме восточной части, где только некоторые пологосклонные повышения достигают 200 м абсолютной высоты. 60% территории района заняты озерами и болотами, что обусловлено как выровненностью территории, так и, согласно наблюдениям Н. Н. Арманд, неоднократными трансгрессиями в межледниковья и длительной дегляциацией Понойского ледникового щита. Глубокая вертикальная расчлененность отмечается преимущественно вблизи речных долин — от 20 до 50—70 м (реки Поной, Пурнач, Рябога и др.), на водораздельных участках она редко превышает 10—15 м на 2—3 км, горизонтальная расчлененность обычно не больше 0,5—0,7 км на 1 км<sup>2</sup>.

Рассматриваемая равнина приурочена к восточным крыльям синклиорий Большие Кейвы, Малые Кейвы и Кейвского, а также к антиклинальным структурам на северо-восточной окраине Терской зоны антиклинорных поднятий. Наиболее распространены здесь метаморфические сланцы, кварциты, метадиабазы и граниты. Рельеф в целом слабо отражает складчатое строение субстрата, преобладает северо-западное или субмеридиональное расположение возвышенностей и речных долин. Только на северной окраине равнины ряд возвышенностей и значительные отрезки долин рек Патманьга, Пача и других ориентированы субширотно. В то же время купольные (антиклинальные) структуры на юге территории, сложенные в ядре архейскими гранитоидами и их мигматитами по супракрустальным породам, в рельефе выражены возвышенностями. По мнению М. Т. Козлова, Л. П. Латышева и А. Т. Радченко, этим образованиям свойственна долговременная стойкая тенденция к поднятию.

Из форм, сложенных целиком четвертичными отложениями, отметим грядообразные моренные всхолмления высотой до

10—12 м и ряд коротких озов (в основном субмеридиональной ориентировки) на юго-востоке территории.

*Пологоволнистая равнина, созданная процессами длительной денудации главным образом складчатых структур палеозоя, палеогенового возраста.* Эта денудационная равнина занимает небольшую территорию, прилегающую с юга к возвышенности Большие Кейвы, между левыми притоками р. Лосинга и верховьями рек Ачерйок, Кайвина и др. Речные долины и примыкающие к ним низины относятся к низменной равнине, а междуречные пространства — обычно к возвышенной. Средняя высота последних 230—270 м. Колебания относительных высот на заболоченных пониженных участках обычно не более 2—4 м на 1 км, а на возвышенных достигают 40—60 м. Горизонтальная расчлененность равнин в целом равномерно высокая (кроме восточного участка, где она заметно ниже), в среднем 2—3 км на 1 км<sup>2</sup>.

Район приурочен к переходной зоне между синклиниями Большие Кейвы и Кейвский, где наиболее распространены гнейсы, сланцы и щелочные граниты. По Г. С. Рубинрауту и В. Г. Гаскельбергу [146], в рельефе хорошо отражены антиклинальные купольные и брахискладчатые структуры и разделяющие их узкие синклинальные складки. Последние представлены возвышенностями и низкими грядами, а на сводах куполов обычно развиты плоские понижения (среднее течение р. Лосинга, низовья р. Лебязья). Разломы протяженностью 4—8 км на участках распространения щелочных гранитов выражены прямолинейными отрезками левых притоков р. Поной и крутосклонными лощинами меридионального или север-северо-восточного направления. Четвертичные отложения очень мало мощны.

Для геофизических полей территории денудационных равнин в целом характерны преимущественно небольшие положительные значения силы тяжести и отрицательный фон магнитного поля [162, 165]. Ряд отрицательных гравитационных аномалий (западнее р. Харловки, в районе низовий Поной) соответствует, вероятно, массивам гранитоидов («куполам»), а некоторые разломы (вдоль русла р. Поной, между реками Воронья и Харловка) четко фиксируются линейными магнитными аномалиями [82].

Очевидно, что поверхности описанных равнин сформировались в результате длительных эпох денудационного выравнивания, однако их гипсометрическое положение и особенности структурного рисунка обусловлены в первую очередь неотектоническими движениями. Поэтому начало оформления денудационных равнин в их современном виде относится к палеогену.

*Аккумулятивный рельеф. Плосковолнистая или всхолмленная ледниковая равнина* широко распространена на территории Балтийского щита. Она занимает обширные пло-

щади на Кольском полуострове, протягиваясь полосой вдоль побережья Белого моря в пределах границ карельского оледенения, и к югу от горных массивов Хибин и Ловозерских тундр. В Карелии наиболее крупные по площади участки ледниковой равнины располагаются в Восточном Прионежье и на Онежско-Ладожском перешейке. Размеры ледниковой равнины Карелии, как правило, невелики. Она отмечается небольшими пятнами среди структурно-денудационного рельефа в разных частях территории. Абсолютные отметки поверхности ледниковой аккумулятивной равнины на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках 50—200, на Терском берегу Кольского полуострова 50—150, к северу от Вялозера 120—250, к югу от озер Умбозеро и Ловозеро 50—170 м. По возрасту выделяются равнины, сформированные осташковским и карельским ледниками. Первые располагаются в центральной части Карельского и в юго-восточной части Онежско-Ладожского перешейков, а также в Восточном Прионежье, близ границы с Архангельской областью, вторые — в остальных районах Карелии и на Кольском полуострове.

Граница распространения осташковского оледенения проходит далеко за пределами рассматриваемого региона. Граница карельского оледенения от берегов Онежской губы Белого моря спускается к югу, пересекает кряж Ветренный Пояс и следует на г. Пудож вдоль границы с Архангельской областью. Затем она огибает с юга Онежское озеро и проходит вдоль его западного берега. Не доходя г. Петрозаводска поворачивает к югу и в районе г. Лодейного Поля уходит за пределы Балтийского щита. На Карельском перешейке карельский ледник огибал Центральнокарельскую возвышенность, оставив по краям ее камовые образования. На Онежско-Ладожском перешейке граница карельского оледенения проходит по внешнему краю холмисто-моренного рельефа и камам, а также подтверждается зандрами и маргинальными озам, в восточной части Карелии — по внешнему краю мощной полосы камовых образований, крупным маргинальным озам и обширным приледниковым равнинам. К югу от оз. Водлозера граница менее четкая и проводится по разрозненным пятнам холмисто-моренного рельефа и камам.

На Кольском полуострове карельский ледник занимал его западную и центральную части, а также спускался во впадину Белого моря, покрывая прибрежную полосу вдоль Терского берега. Граница карельского оледенения на Кольском полуострове наиболее четко выражена на Терском берегу, где проводится по мощным конечноморенным грядам (Терские Кейвы), камам и маргинальным озам. В центральной и северной частях Кольского полуострова она выражена менее четко и проводится по камам и холмисто-моренным образованиям в значительной мере условно. При своем отступлении карельский ледник неодно-

кратно осциллировал. Границы отдельных его стадий менее четко выражены, проводятся не везде и не с одинаковой степенью достоверности.

Независимо от возраста ледниковые аккумулятивные равнины имеют один и тот же облик. Обычно это волнистые или всхолмленные равнины. Плоские равнины отмечаются значительно реже. Поверхность равнин в разных частях территории Балтийского щита в разной степени расчленена речной эрозией (больше всего на Кольском полуострове, в меньшей степени — на Карельском перешейке и в Восточном Прионежье). Там, где рельеф подстилающих пород сильно расчленен, а мощность морены невелика, среди равнины наблюдаются останцы кристаллических пород высотой от нескольких метров до 150 м и более. Наиболее крупные останцы известны в бассейне р. Пана (горы Лягунка и Ильма). Аккумулятивные образования представлены моренными холмами и грядами, конечными моренами, камами, озами и другими формами. Иногда отмечается филигранный ландшафт, представленный озоподобными образованиями разнообразных в плане очертаний. Последний распространен в южной части Кольского полуострова от Канозера на западе до р. Чапомы на востоке. Камы, озы, холмисто-моренные образования широко распространены среди моренных равнин, особенно в краевых зонах. Друмлины встречаются реже. Они отмечаются к югу от Хибин, у озер Сегозеро, Выгозеро и в других местах. Относительные высоты ледниковых и водно-ледниковых образований не превышают, как правило, 20—30 м, но в отдельных случаях могут достигать 50—60 м и более. На Кольском полуострове среди моренных равнин, нередко заболоченных, отмечаются бугры пучения и гидролакколиты высотой до 3—4 м, которые наиболее широко распространены в бассейне р. Варзуга.

Моренные равнины в разной степени связаны со структурным планом территории. Меньше всего эта связь проявляется там, где мощность четвертичных отложений велика (на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках). Ледниково-аккумулятивные образования часто располагаются по краям древних возвышенностей или огибают их, иногда оконтуривают ложбины. Водно-ледниковые отложения, моделирующие поверхность равнин, в значительной мере приурочены к днищам или краям депрессий.

*Волнистые флювиогляциальные равнины* встречаются редко на территории Балтийского щита и занимают небольшие по площади участки. На Кольском полуострове они отмечаются в верховьях р. Титовка, между реками Чапома и Стрельна, а также отдельными пятнами в верховьях р. Лотта, к югу от г. Никель, к северо-востоку и северо-западу от пос. Ены, по р. Восточная Лица, на правобережье р. Кола и в других местах. В Карелии флювиогляциальные равнины отмечаются к

северо-западу от г. Сортавала, в районе озер Лексозеро, Водлозеро, Ругозеро, по р. Выг, а также в центральной части Онежско-Ладожского перешейка. Они располагаются на разных уровнях, чаще всего до 100—250 м. Относительные высоты обычно не превышают 3—5 м. Поверхность равнин ровная или наклонная (5—10°), чаще всего волнистая. Сложены равнины сортированными песками с галькой, иногда с валунами. Нередко среди них располагаются небольшие останцы структурно-денудационной равнины высотой в несколько метров, реже 20—30 м. Часто встречаются озы, камы, холмисто-моренные образования. Последние располагаются по краям равнин, обычно с проксимальной стороны. В узких ложбинах северо-западной части Кольского полуострова озы, камы и флювиогляциальные поля протягиваются иногда цепочкой, перемежаясь между собой, что свидетельствует об общности их образования [122]. Относительные высоты холмисто-моренных образований, камов и озов, располагающихся среди флювиогляциальных равнин, обычно не превышают 20—30 м. Поверхность описываемых равнин местами осложнена глубокими ложбинами — бывшими руслами флювиогляциальных потоков, часто сплошь усеянными валунами, а также котловинами термокарстового происхождения.

Необходимо заметить, что в условиях сильно расчлененного рельефа Балтийского щита типичные зандры не могли образовываться, что дает право иначе толковать генезис этих форм [29]. Размеры и ориентировка флювиогляциальных ложбин определяются на территории Балтийского щита характером и направленностью подстилающего рельефа. При этом роль разрывных тектонических нарушений очевидна: большинство равнин приурочено к депрессиям тектонического происхождения. Новейшие тектонические движения сказались в выработке флювиогляциальных эрозийных террас, отмечаемых, например, в северо-западной части Кольского полуострова по рекам Титовка и Восточная Лица.

*Плоские озерно-ледниковые равнины* занимают наряду с небольшими разрозненными участками территории крупные впадины, в центральных частях которых нередко располагаются озера. Значительные площади их тяготеют к побережью Финского залива, Ладожского и Онежского озер, Карельскому и северной части Онежско-Ладожского перешейкам. По возрасту они подразделяются на озерно-ледниковые равнины карельского, ошашковского оледенений, первого и второго балтийских ледниковых озер.

Небольшая по площади плоская равнина, сформированная талыми ледниковыми водами карельского ледника, сосредоточена преимущественно в западной, центральной и южной частях Мурманской области. Она располагается на различных абсолютных высотах и сложена ленточными глинами и песча-

ми, тонкослоистыми супесями и суглинками, часто заболочена. Равнина представляет собой днище былых озерно-ледниковых бассейнов, воды которых уходили по мере отступания края ледника.

Плоская озерно-ледниковая равнина первого балтийского ледникового озера, сложенная также ленточными супесями и суглинками, нередко перекрытая торфом, располагается на высоте 80—130 м. Поверхность равнины местами осложнена береговыми валами, а также отдельными, поднимающимися над равниной в виде останцов моренными и камовыми холмами с абразионными уступами на склонах. По-видимому, ко времени первого балтийского ледникового озера относится терраса с абсолютной высотой бровки около 80 м, прослеженная Г. А. Поротовой, Е. М. Михайлюк и Г. С. Бискэ [29] на восточном побережье Онежского озера. Ширина террасы около 500, высота уступа 2—3 м.

Равнины, обязанные своим происхождением аккумулятивной деятельностью второго балтийского ледникового озера, наблюдаются на уровнях 95—105 м и сложены слоистыми песками, супесями, суглинками, глинами. На побережье крупных озер местами наблюдаются террасы этого позднеледникового бассейна: на побережье Ладожского озера терраса у пос. Импелакhti с абсолютной высотой бровки 97, у пос. Китец — 95 [175], на горе Линнаваара — 93, на р. Сюсюянеки — 92 м над уровнем моря [163].

Плоские участки днищ, сложенных нерасчлененными тонкослоистыми осадками песчано-глинистого состава первого и второго балтийских ледниковых озер, встречаются на разных абсолютных высотах в пределах уровней распространения обоих бассейнов. Значительные площади озерно-ледниковых равнин заболочены.

*Плоская морская равнина поздне- и послеледникового времени* на территории советской части Балтийского щита распространена главным образом в Северной Карелии и на Кольском полуострове. В Карелии она располагается в ложбинах, наиболее пониженные части которых заняты озерами Топозеро, Пяозеро, Ковдозеро и другими, а также по побережью Белого моря. На юге Кольского полуострова морская аккумулятивная равнина протягивается непрерывной полосой вдоль берега Белого моря, от г. Кандалакши до пос. Сосновка, а в северо-западной части полуострова — только по депрессиям рек Лотта, Нота, Тулома, Печенга, Кола и др. Ширина речных долин редко превышает 3—5 км. На Терском берегу ширина морской равнины увеличивается до 15—20 км, а в Карелии, по побережью Белого моря, до 30—50 км. Морская аккумулятивная равнина располагается на высотах до 120 м. Выше этой отметки преобладает абразионная деятельность моря, морские отложения позднеледникового возраста отмечаются только в отдель-

ных пунктах. Равнина морского происхождения послеледников-  
вого возраста имеет высоты до 60—65 м, позднеледникового —  
60—120 м.

По данным Н. И. Апухтина, наиболее высокое положение  
уровня максимальной позднеледниковой трансгрессии наблю-  
дается в следующих пунктах Северной Карелии и Кольского  
полуострова (м): горы Капрюйва (235), Порья-губа (119), Кан-  
да-губа (160—180), Сапа-Варака (95), озера Кудозеро, Велос  
(160—180), Хабозеро (126), Панаярви (115—122), Куоляярви  
(128), Тикшозеро (110), Яврозеро (120), Мурдозеро (110—116),  
Тумча (90), Ковдозеро (90), реки Нота (112—120), Лотта (122),  
Умба (109), Кемь (105), Западная Лица (105), Восточная Ли-  
ца (45), Харловка (43), Варзина (37), Иоканьга (20), Поной  
(7—10), Сосновка (15), Бабя (17), Варзуга (55—60), мысы  
Толстик у пос. Ковда (138), Турий (99), Чагодаев (62), п-ов Ры-  
бачий (110), о. Кильдин (95), г. Кандалакша (145), с. Лоухи  
(90). В Центральной и Южной Карелии палеонтологически оха-  
рактеризованные морские осадки позднеледникового возраста  
известны (м): по рекам Колежма (40—60), Сегежа (98—100),  
у озер Сумозеро (80—90), Сегозеро (125), между Маткозером  
и Водлозером (100), у Чернозера (106), Маткозера (87), в Се-  
верном Приладожье — пос. Леппасюрье (90) [8, 29, 137].

Следы максимальной послеледниковой трансгрессии обна-  
ружены на наиболее высоких отметках в следующих пунктах  
Кольского полуострова и Северной Карелии (м): у озер Боль-  
шие Кичаны (60), Ковдозеро (40), Вотозеро (55—60), по ре-  
кам Печенга (36, 3), Сосновка (7), Пялица (10), Чаваньга  
(15), Варзуга (19), Черная (21), Сальница (25,9), на полу-  
островах Рыбачьем (32), Турьем (34), вдоль Кольского зали-  
ва (32), у сел Кашкаранцы (20), Лаустари (52,6), Териберка  
(19), Гаврилово (17), Кекора (15), Харловка (13), Варзина  
(11), Иоканьга (6), Поной (10), на мысах Красный (3), Ко-  
рабль (18), в Колвицком заливе (35), у г. Кандалакша (40).  
Наибольшую площадь морская равнина послеледникового воз-  
раста занимает в Карелии по побережью Белого моря. Абсо-  
лютные высоты этой низменности колеблются от 7—10 до 25—  
30 м. В южной части Балтийского шита сведения о распро-  
странении максимальной послеледниковой трансгрессии пока  
еще скудны. По данным Т. В. Усиковой, максимальная отмет-  
ка нахождения отложений второго Иольдиевого моря для се-  
верной части Карельского перешейка 33 м. В Северо-Восточном  
Приладожье, по наблюдениям А. А. Лийва и других, уровень  
водоема предбореального времени был не менее 25—28 м.

Независимо от возраста морская аккумулятивная равнина  
имеет однообразный морфологический облик. Это плоская или  
наклонная поверхность, уступами спускающаяся к морю. Число  
террас в разных частях описываемой территории различно.  
Так, на Терском берегу Кольского полуострова между реками

Сосновка и Стрельна наблюдается 4, по берегам Печенгского фиорда 6, а Кольского фиорда 7 террасовых уровней. В Карелии на побережье Белого моря террасы выражены слабо и отмечаются только в отдельных пунктах. Здесь все побережье представляет собой плоскую сильно заболоченную низину. Относительные высоты морских террас редко превышают 5—6 м. Ширина площадок террас в разных частях территории Балтийского щита измеряется от нескольких метров (в депрессиях северо-западной части Кольского полуострова) до 1—2 км на Терском берегу и в Северной Карелии.

Степень эрозионной расчлененности и глубина вреза также варьируют в широких пределах. Наименьшая расчлененность и глубина вреза отмечаются на берегу Белого моря в Карелии, наибольшая — в северо-западной части Кольского полуострова. Местами, там где поверхность подстилающих пород сильно неровная, а мощность морских осадков невелика, среди плоской равнины отмечаются небольшие островки, сложенные кристаллическими породами.

Среди аккумулятивных равнин встречаются участки, где абразия преобладала над аккумуляцией. На таких участках прослеживаются абразионные уступы, волноприбойные ниши, валы из валунов и валунные пляжи. Часто отмечаются береговые валы, остатки кос, пересыпей, высохшие лагуны. На низких террасах наблюдаются дюны, бугристые пески, ниши и котловины дефляционного происхождения. Рельеф морских аккумулятивных равнин не зависит от структурных особенностей территории, а определяется величиной мощности морских осадков, т. е. при большой мощности морских отложений структуры подстилающей поверхности не будут «просвечивать». Формирование аккумулятивных морских равнин тесно связано с новейшими тектоническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня моря. Этот вопрос детально освещен В. В. Шарковым [164]. Генезис и возраст описываемого рельефа и слагающих его отложений изучался многими исследователями в разных частях Балтийского щита и установлен на основании палеонтологических данных [3, 8, 29, 95, 120].

*Плоские озерные равнины послеледникового времени известны* в разных частях Балтийского щита. Наибольшую площадь они занимают в северной части Карельского перешейка, на восточном берегу Ладожского озера, по побережью Онежского озера (в низовьях рек Водла, Шуя, в районе г. Повенца), в верхнем течении р. Кемь, по берегам озер Сямозеро, Тунгудское, Маслозеро, Кереть, Умбозеро, Ловозеро, Имандра и др. Равнина этого типа имеет небольшие размеры и располагается по берегам современных озер, занимая обычно наиболее пониженные части обширных равнин, некогда бывших дном приледниковых водоемов. Озерные равнины тесно связаны своим происхождением с озерно-ледниковыми равнинами, что и обус-

лавливают схожесть их облика. Более того, поскольку возраст равнины определяется палеонтологическими методами, а равнины этого типа имеют разные высоты поверхности, не всегда достаточно уверенно можно разделить равнины озерно-ледникового и озерного генезиса послеледникового времени, поэтому многие исследователи рассматривают оба типа совместно.

Абсолютные отметки поверхности равнин в северной части Карельского перешейка 0—25, на восточном берегу Ладожского озера 5—30, по берегам Онежского озера 33—50, в верхнем течении р. Кемь 89—100, в районе озер Сегозеро и Маслозеро 120—130, у Пелкульского озера 150—155, к северу от оз. Сямозера 196—205, на южном берегу оз. Ловозера 153—158, на юго-западном берегу оз. Умбозера 149—155, на южном берегу оз. Имандра 127—132 м.

Озерная равнина плоская, иногда слегка наклонная в сторону современного озера, местами сильно заболочена. Относительные высоты, как правило, не превышают 3—5 м. Речная сеть слабо развита. Долины в пределах озерных равнин обычно имеют одну пойму, реже еще одну надпойменную террасу высотой 1,5—3 м. Среди плоской равнины иногда встречаются отдельные холмы высотой 3—15 м, сложенные кристаллическими породами или мореной (в северной части Карельского перешейка). В краевых частях озерных равнин иногда отмечаются озы, камы, холмисто-моренные образования, несущие явные следы абразии (на побережье Онежского озера — в районе г. Повенца, в нижнем течении р. Водла, в низовьях р. Шуя, между озерами Маслозеро и Сегозеро, в северной части Карельского перешейка и в других местах). Все эти образования имеют плавные очертания, с поверхности нередко покрыты валунником, имеют волноприбойные ниши и абразионные уступы. Высота их обычно не превышает 5—10 м.

По берегам современных озер отмечаются береговые валы, сложенные песчаным или галечно-валунным материалом (на западном и восточном берегах Ладожского озера, на побережье Онежского озера — к югу от оз. Муромского и в Шуйской депрессии, на южном берегу оз. Имандра, по берегам оз. Вуокса и в других местах) [29, 62, 94]. На восточных берегах Ладожского и Онежского озер встречаются дюны. Местами по берегам современных озер наблюдаются валунные пляжи или скопления валунного материала в виде небольших по площади участков. Повсеместно в пределах озерных равнин отмечаются пляжи, косы, пересыпи, сухие русла, лагунные и реликтовые озера. Местами озерные равнины отчетливо террасированы. Обычно насчитывается 2—3 террасовых уровня. Высота террас 2—3, реже 4—5 м. Уступы террас прослеживаются, как правило, на расстояние в несколько сотен метров. Крутизна их чаще 20—30°.

Новейшие тектонические движения сказались в перекосе террасовых уровней. Возраст озерных равнин определен с достаточной точностью по палинологической характеристике нижних слоев торфяников, перекрывающих озерные осадки. В северной части Карельского перешейка наиболее древние озерные равнины образовались в пребореальное время [111]. В Южной и Центральной Карелии формирование озерных равнин закончилось в бореальный и атлантический периоды, в Северной Карелии и на Кольском полуострове — в атлантический [29].

*Плоские озерно-аллювиальные равнины* на территории Балтийского щита почти не развиты. Они располагаются по берегам проточных озер и в озеровидных расширениях долин. В северо-западной и северной частях Карельского перешейка (на левобережье р. Вуокса, в низине, занятой оз. Градуевским, в районе оз. Мелководного, у совхоза «Вещево» и в других местах) они представлены плоскими низкими озерными террасами проточных озер, поймами рек и проток на абсолютных отметках 10—20 м. В других частях региона равнины этого типа могут располагаться на разных абсолютных отметках. Поверхность озерно-аллювиальных равнин плоская или слегка наклонена в сторону озера или действующего водотока. Относительные превышения 1—3 м. Эрозионное расчленение незначительное. Высота уступов аккумулятивных и абразионных террас 2—3 м. Вдоль берегов озер отмечаются невысокие валы (0,5—0,8 м), сложенные галечно-валунным материалом. Плоская поверхность равнин местами заболочена. Образование озерно-аллювиальных равнин на Карельском перешейке происходило в суббореальное и субатлантическое время (данные Г. И. Громыко, Н. Н. Николаева и др., 1971 г.).

## Глава VI. НАЛОЖЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА

### Денудационные формы

Ледниковые формы. *Друмлины* — удлиненные холмы с асимметричным продольным профилем и ядром из коренных пород, принадлежат к числу немногих ледниковых форм, дающих четкое представление о направлении движения ледника. Проксимальным является короткий склон, дистальным (в сторону движения ледника) — удлиненный. Ядро, имеющее форму бараньего лба, располагается у проксимального склона, сгруженный ледником моренный материал — на противоположном удлиненном конце друмлины. Длина друмлинов изменяется от нескольких десятков метров до 1 км, ширина 200—300, высота до 25 м.

Друмлины широко распространены в западной части Мурманской области. Здесь, по наблюдениям Н. Н. Арманд, изучавшей аэрофотоснимки, цепи друмлинов имеют два резко различных направления, которые указывают на раздвоение ледникового покрова к северу и к югу от Сальных, Чуна-, Мончетундр, Волчьих тундр и Хибинского и Ловозерского массивов [12, 97]. В Карелии друмлины встречаются значительно реже и изучены слабо. Нередко к ним относились формы другого происхождения [29]. Не вызывают сомнения друмлины, описанные Б. Ф. Земляковым [59] между оз. Селецким и пос. Паданы, в районе озер Выгозера, Урасозера и Хижозера. Они сложены с поверхности мореной, имеют ядро из коренных пород, реже из уплотненных четвертичных отложений. Размеры друмлинов не превышают 1 км при ширине 100—150 и высоте 5—25 м.

Происхождение этих форм связано, скорее всего, со сглаживанием ледником выступов подледного ложа и отложением с дистального их конца морены [171]. Возраст большинства друмлинов связан с последним на территории карельским оледенением. Исключение, по-видимому, представляют формы, наблюдавшиеся А. Д. Армандом [11] в Прихибинской равнине. Они отличаются плохой сохранностью и имеют юго-восточную ориентированность. На них как бы наложены сравнитель-

но свежие субширотно направленные друмлины. А. Д. Арманд относит более древние формы к I стадии валдайского оледенения, более молодые — ко II стадии.

*Бараньи лбы* — типичные формы ледниковой экзарации, возникшие при сглаживании ледником выступов доледникового ложа. Благодаря асимметричному продольному профилю, подобно друмлинам, они дают четкое представление о направлении ледниковых потоков. Бараньи лбы широко распространены в пределах структурно-денудационного и денудационно-тектонического рельефа в районах, лишенных четвертичного покрова к началу оледенения. Удлиненный склон бараньего лба направлен в сторону движения ледника, противоположный, короткий, сглажен и по форме напоминает бараний лоб. По данным М. А. Лавровой [94], Н. И. Апухтина, А. А. Никонова [120], М. К. Граве, Л. М. Граве и нашим наблюдениям, размеры бараньих лбов в Мурманской области от 20—30 до 100 м в длину и 1—10 м в высоту.

Согласно наблюдениям Г. С. Бискэ, типичные бараньи лбы в Карелии распространены в районах Северного Приладожья, в Заонежье, на побережье Белого моря, в районе Сегозера. Крутизна склонов, размеры и формы округлости вершин бараньих лбов в значительной мере зависят от состава и условий залегания пород, на которых они сформировались. Пологие склоны и узкие гребни характерны для сланцев и кварцитов, округлые или уплощенные вершины — для гранитов, гранодиоритов, диоритов, гнейсов. Поверхность бараньих лбов, так же как и просто сглаженных ледником выходов дочетвертичных пород, нередко покрыта ледниковыми шрамами (бороздами) и ледниковой штриховкой.

*Ледниковые шрамы* широко распространены на территории Балтийского щита и отмечаются обычно на породах, наиболее устойчивых к процессам выветривания. Образуются при соприкосновении вмороженных в лед камней с ледниковым ложем. Глубина их обычно измеряется миллиметрами, ширина — сантиметрами, а длина достигает нескольких метров. Иногда отмечается пересекающаяся штриховка, оставленная разными ледниками. Наиболее хорошо сохранились штрихи последнего ледника. Замеряя направления ледниковых шрамов, можно судить о путях древних ледников. Ледниковые шрамы давно замерялись многими исследователями в разных районах Балтийского щита. Наиболее полные сводки по ним можно найти в работах Г. С. Бискэ по Карелии и М. А. Лавровой по Кольскому полуострову.

*Троги* — долины, переуглубленные ледником, с корытообразным поперечным профилем. Троговые долины отмечаются некоторыми исследователями только на Кольском полуострове, в его центральной и северо-западной частях [94]. Троги ориентированы в разных направлениях и приурочены к депрессиям

тектонического происхождения. Они имеют ширину до 1—1,5 км, часто перегорожены маломощными стадияльными моренами, выше которых по тальвегу располагаются иногда мелкие озера. На стенах и плечах трога много ледниковых царапин и борозд. Там, где стены трога сложены легко разрушающимися породами, у подножия их протягиваются шлейфы осыпей.

*Цирки*, или *кары*, образовались в результате ледниковой эскарации в послеледниковое время и наблюдаются на наиболее высоких горных массивах Кольского полуострова — в Хибинах, Ловозерской, Сальных и Мончетундрах. Каровые ниши приурочены к вершинным частям склонов разной экспозиции. Они имеют округлые очертания, с трех сторон ограничены скальными крутыми стенами и открыты в сторону долины. На дне цирка вогнутой, чашеобразной формы большую часть года лежит снежник, иногда не успевающий стаять за лето. Обычно цирки протягиваются цепочкой вдоль склона горного массива, формируясь на одном уровне.

Водно-ледниковые формы. *Ложбины стока* отмечаются повсеместно на территории Балтийского щита и описывались многими исследователями. Особое внимание этому вопросу уделяли Г. С. Бискэ [29] в Карелии и А. А. Никонов [120] в северо-западной части Кольского полуострова. При таянии льда талые воды стекали, используя наиболее пониженные части доледникового рельефа, выработанного как в породах четвертичного возраста, так и в дочетвертичных образованиях.

На территории Балтийского щита, где мощность ледниковых отложений последнего ледника и предшествовавших ему отрезков четвертичного периода незначительна, талые воды использовали главным образом понижения в дочетвертичных породах, predeterminedенных тектоникой. Направлениями разломов и определялись в основном два направления оттока талых ледниковых вод: либо непосредственно от края ледника, либо из озерно-ледниковых водоемов, располагавшихся в замкнутых впадинах на разной высоте. В первом случае направление стока талых вод всегда совпадало с направлениями тектонических линий, во втором — не всегда. В зависимости от времени существования ложбин, длины их, уклона ложа, несущей силы потока, плотности пород, слагающих борта и дно и т. д., ложбины либо полностью выполнены флювиогляциальными отложениями, либо частично, несут на дне только слой валунника или совсем лишены отложений. Ложбины, связанные с древними ледниками, бывают перекрыты мощной толщей четвертичных отложений и известны только по результатам бурения. В ряде случаев одни и те же ложбины служили для стока талых вод неоднократно, и в зависимости от их положения по отношению к направлению ледника они снова заполнялись флювиогляциальными отложениями или лишались их в результате эродирующей деятельности ледника. Ложбины стока на терри-

тории Балтийского щита имеют разные размеры, располагаются на различных высотах, часто в них отмечаются озы и камы, свидетельствующие об их тесной генетической взаимосвязи.

**Речные формы. Речные долины.** Характерная особенность современной речной сети Балтийского щита — ее молодость. Реки имеют невыработанные речные долины, ступенчатый продольный профиль. Много стремнин, порогов, перекатов, водопадов, поперечный профиль долин V- и U-образный. Часто отмечаются каньоны, иногда ящикообразные долины, трогии. Глубина эрозионного вреза в разных частях территории различна. Особенно значительна высота эрозионных уступов в районах молодых тектонических поднятий, где глубина эрозионного вреза достигает 100 м (каньон нижнего течения р. Поной). Глубоко врезаны долины рек северного побережья Кольского полуострова, здесь нередки каньоны глубиной до 30—40 м. Ширина долин от нескольких метров до 1,5—2 км. Большинство рек является протоками, соединяющими систему озер. Широкие озеровидные расширения чередуются с участками с крутыми склонами, узким руслом, зажатым в крутые берега, часто в каньоны, со стремительным течением. Обычно реки наследуют древние долины, в свою очередь заложенные в обширных депрессиях, предопределенных тектоникой. Это становится очевидным при сравнении узкого невыработанного русла реки и размеров обширной ложбины, в которой она протекает.

Молодость современных рек, множество озер и высокая прочность древних кристаллических пород явились причинами того, что реки не выработали свои долины и имеют мало террас. Последние наблюдаются в основном в нижних частях наиболее крупных рек территории, там где они протекают через районы, сложенные с поверхности толщей рыхлых четвертичных отложений. Так, на территории Карелии террасы прослеживаются в низовьях рек Кемь, Шуя, Водла, Сума, Суна, Нюхча, Вирма, Сомба, Колода, Илекса. Большинство речных террас — эрозионные, выработанные в основном в морене или морских, озерно-ледниковых и озерных осадках поздне-последнего ледникового возраста. Чаще всего отмечается 1—2 террасы, реже 3—4. Высоты террас: пойма 0,5—1, I надпойменная терраса 1,5—3,5, II надпойменная терраса 3,5—4,5, III надпойменная терраса 5—7, IV надпойменная терраса 12 м [29]. Собственно аллювиальной являются пойма и иногда I надпойменная терраса, чаще цокольная. Мощность аллювиальных отложений Карелии 1—3, максимальная 6—7, на Кольском полуострове 0,5—10 м.

В низовьях рек северо-западной, юго-западной, южной и юго-восточной частей Кольского полуострова, где они врезаны в толщу межледниковых, ледниковых или морских отложений поздне-последнего ледникового возраста, насчитывается до нескольких эрозионных террас. Количество их в разных частях полу-

острова различно. Так, в устье р. Большая Лавна 6, на р. Ура 6, в низовьях р. Поной 15 террас. Обычно же число террас, как правило, не превышает 2—3. Состав аллювия тесно связан с составом пород, которые прорезает река. На Кольском полуострове и в Карелии аллювием сложены пойма и I надпойменная терраса.

*Древние долины.* Вопрос о древних долинах Балтийского щита в отличие от более южных районов, покрывавшихся льдом или расположенных за пределами распространения материкового оледенения, не получил должного освещения в литературе. Очевидно, что в большинстве случаев и талые воды, и древние реки использовали одни и те же депрессии рельефа, поэтому четко отделить ложбину стока талых вод от древней долины довольно сложно. Древние долины полностью или частично погребены под толщей четвертичных отложений, но иногда четко прослеживаются в современном рельефе в виде террасированных ложбин. Они отмечаются Н. И. Апухтиным в восточной части Кольского полуострова, на Карельском перешейке и в других местах.

Денудационные останцы — одиночные горные массивы, холмы и группы холмов, встречающиеся на Кольском полуострове и в Северной Карелии. На Кольском полуострове они распространены на водоразделе рек Чапома и Пялица, на правом берегу р. Стрельна, к западу от пос. Слюдянка, к западу от оз. Чурозера, в верховьях р. Пана и в других местах. Останцы имеют крутые склоны, плоские вершины гольцового типа и сложены разновозрастными метаморфическими и интрузивными породами нередко основного состава. Они возвышаются на 100—150 м над окружающей равниной (горы Вильколмыльк, Ильма, Лягунка), достигая высоты 300—350 м и более над уровнем моря. Денудационные останцы Карелии приурочены к определенным высотным уровням, что свидетельствует в пользу того, что они являются остатками древних поверхностей выравнивания.

### Аккумулятивные формы

*Ледниковые формы.* *Холмисто-грядовый моренный рельеф* — своеобразное сочетание холмов и гряд, не имеющих определенной ориентировки и располагающихся на разных абсолютных высотах. Форма холмов овальная или округлая, вершины слабовыпуклые или уплощенные. Гряды имеют небольшую длину. Относительная высота холмов и гряд изменяется от 5—15 до 30—40 м, в отдельных случаях 100—150 м. Крутизна склонов 15—20°. Понижения между холмами и грядами слабовогнутые или плоскодонные, нередко заняты озерами или заболочены. Холмисто-грядовый рельеф наиболее широко распространен в краевых зонах карельского оледенения и его

стадий (см. рис. 1). Здесь он занимает наибольшие площади в сочетании с камами, озами, конечными моренами. Отдельные разрозненные участки рельефа этого типа встречаются в разных частях территории щита. Холмы и гряды, сложенные валунной супесью, песком, реже суглинистой мореной, возникли, скорее всего, в результате заполнения мореной трещин в краевой части омертвевшего льда. Во многих случаях холмисто-грядовый моренный рельеф генетически и территориально связан с выступами рельефа подледного ложа.

*Конечные морены.* Происхождение гряд, относимых отдельными исследователями к конечным моренам, в сущности является дискуссионным. Большинство гряд высотой 5—80 м, имеющих насыпной (аккумулятивный) характер, сформировалось у края ледника при его стационарном положении. Некоторые из них приурочены к подножью горных массивов, близ которых задерживался ледник, или к небольшим депрессиям, куда вдавались ледниковые языки. Многие исследователи принимали их за маргинальные или радиальные озы.

М. А. Лавровой отмечаются цепи аккумулятивных конечных морен у Пинозера, в Колвицких, Кандалакшских и Волчьих тундрах, Мончетундрах, в устье р. Средняя севернее оз. Щучьего, в верховьях р. Териберка, на островах оз. Ловозеро, вокруг восточных отрогов Ловозерских тундр. Конечные морены прослеживаются в Печенгском районе — в устье Долгой губы, р. Кувернейр-йоки и в других местах, а также в Карелии — в районе оз. Тихвин Бор и у дер. Пельяки [29]. Они имеют крутые склоны (до 40°) и длину до 1 км.

Условно к конечным моренам могут быть отнесены краевые образования карельского ледника на Терском берегу Кольского полуострова — так называемые Терские Кейвы. Четко оконтуривая край бывшего ледника, они имеют вид гряд высотой до 40 м и протяженностью 5—60 км, сложно построенных и представляющих собой комплекс грядово-холмистого рельефа. Эти образования описаны А. А. Григорьевым [53], Г. Д. Рихтером [140], Н. И. Апухтиным [4], М. А. Лавровой [94] и другими. Н. И. Апухтин рассматривает их как камы и озы. Согласно М. А. Лавровой, Терские Кейвы (Кейвы I и II) — сложный комплекс ледниковых и водно-ледниковых форм, образовавшихся на границе активных и пассивных льдов подобно отдельным грядам Сальпаусселькя. Кейва I протягивается вдоль берега от устья р. Поной до Кандалакшского залива, разветвляясь на западе, Кейва II прослеживается севернее, от долины р. Поной до оз. Имандра.

В результате дешифрирования аэрофотоснимков Н. Н. Арманд установлено, что четко выражена в рельефе лишь Кейва II. В нее входит и часть Кейвы I [94], так как морфологически тесно связана с нею цепью холмов. Состоит Кейва II из камовых плато, гряд, сложенных мореной и флювиогляциаль-

ными отложениями. Кейва I не выражена в рельефе как целое и образована серией разрозненных нечетко выраженных моренных гряд и холмов и флювиогляциальных дельт. Судя по плохой степени сохранности форм Кейва I — более древнее образование, чем Кейва II. Терские Кейвы сформированы при напоздании беломорского ледникового языка на Терское побережье Кольского полуострова во время карельского оледенения.

Аналогична по происхождению полоса конечноморенных образований Сальпаусселькя I вдоль границы с Финляндией в юго-западной части Карелии. Они описаны как финскими, так и русскими геологами [172, 174, 175, 178, 179, 181, 182]. В пределах Карелии Сальпаусселькя I образована озами, холмисто-моренным рельефом, моренными грядами. Ширина полосы до 2 км. Относительная высота холмов и гряд 10—60 м. Общая ориентировка Сальпаусселькя I — северо-восток — юго-запад. Она слегка изогнута и обращена выпуклой стороной к котловине Ладожского озера.

*Грядово-кольцевой (филигранный) рельеф морены.* В южной, центральной и северной частях Кольского полуострова Н. И. Апухтиным, Н. Н. Арманд и другими исследователями описаны своеобразные грядово-кольцевые формы рельефа. Нами они наблюдались в районе оз. Вялозера. Это гряды прямолинейные, разноориентированные или изогнутые в виде колец и полуколец. В центральной части кольца или полукольца располагаются осоково-сфагновые болота и мелкие озера. Высота гряд 2,5—3,0 м и более. Гребень гряд уплощен или слабовыпуклый шириной 2—3 м. Склоны симметричны, реже асимметричны (внутренние склоны круче внешних). Крутизна склонов гряды 10—15°. Диаметр кольцевых образований около 300—400 м. Сложены гряды мореной. Подобные образования значительно большей высоты (до 10—15 м) описаны Н. Н. Арманд в 1967 г. для разных районов Кольского полуострова, сложенных мореной. Поверхность отдельных гряд нередко имеет бугристый или котловинный микрорельеф. Обычно грядово-кольцевой ледниковый рельеф сочетается с камами или холмистым моренным ландшафтом.

Происхождение грядово-кольцевого моренного рельефа связано скорее всего с мертвым льдом, разбитым системой прямолинейных трещин, по которым выдавливалась морена, сохранившаяся после вытаявания льда в виде прямолинейных, разноориентированных гряд. Кольцевые и полукольцевые формы, по всей вероятности, возникали в самые последние фазы существования мертвого льда.

На многих участках морены, вытаявшей в виде холмистого моренного ландшафта, внутри холмов были захоронены глыбы льда. По мере вытаявания этого остаточного льда центральные части холмов проседали, образуя впадины, которые окаймля-

лись нижней частью склонов бывшего холма. Образовавшаяся форма в плане имеет вид кольца или полукольца, в случае если глыба погребенного льда была смещена относительно вершины холма к его склону.

**Водно-ледниковые формы.** *Камы* — форма озерно-ледниковой аккумуляции, широко распространенная в пределах шита и также связанная с фазой омертвления ледника. Наиболее часто они встречаются в краевой зоне оледенения, где приурочены к понижениям доледниковой поверхности. Это разнообразные по форме и составу слагающих их отложений холмы и группы холмов, реже террасы на склонах возвышенностей. Среди них встречаются округлые, овальные холмы с куполовидными или уплощенными вершинами и склонами разной крутизны. На склонах и вершинах встречаются западины. Нередко склоны террасированы [29]. В межхолмных понижениях, плоскодонных или пологовогнутых, нередко заболоченных, иногда располагаются озера. Относительная высота камов — от 2—3 до 80, на Кольском полуострове — не выше 50 м. Крутизна склонов 10—45, чаще до 30—35°. Диаметр холмов — от нескольких до сотен метров.

Состав отложений, слагающих камы, их морфология и происхождение наиболее детально изучены в Карелии Г. С. Бискэ. Камы, по Г. С. Бискэ, сложены горизонтально- или облекающе-целостными песками различной зернистости, перемежающимися с супесями, суглинками, глинами. Нередко в прослоях неравномернозернистых песков заключены гравий, галька и валуны. Во многих случаях камы прикрыты абляционной моренной. То же разнообразие в составе отложений присуще и камам Мурманской области [8, 94]. Судя по особенностям состава отложений, слагающих камы, и их морфологии, они сформировались в условиях мертвого льда как в наледниковых, так и во внутриледниковых бассейнах, режимы которых неоднократно менялись (частая смена состава отложений). В отдельных случаях уже сформировавшиеся камы подвергались абразионной деятельности окружавших их приледниковых бассейнов (террасированность склонов камов). Нередко это были условия формирования камовых террас в проталинах ледника или на склонах ледникового контакта с выступами подледного ложа [112].

**Озы** представляют собой скульптурное изображение бывших русел водно-ледниковых потоков, реже их дельт, сохранившееся в современном рельефе в виде аккумулятивных гряд длиной до 60 км [29]. Высота озов 1—50 м. Ширина основания гряд 10—50, редко до 100 м, гребня — 1—3, иногда до 20—50 м. Крутизна склонов 40—45, иногда до 60—65°. По наблюдениям Н. Н. Арманд, наиболее крупные озы Мурманской области приурочены к современным речным долинам. В Карелии, по данным Г. С. Бискэ [29], детально изучавшей состав отложе-

ний, морфологию и происхождение озовых гряд, большинство гряд повторяет ориентировку форм подледного рельефа. По-видимому, сток талых вод шел по ледниковым трещинам, возникавшим в местах перегибов подледного ложа. Возможно также, что трещины в теле ледника явились естественным продолжением молодых активных разломов в подледном ложе.

Подавляющее большинство озовых гряд счита относится к типу радиальных озов. Их ориентировка отвечает направлению былых перемещений ледниковых потоков. Господствующими направлениями озов в Мурманской области являются северо-восточное к северу от Главного хребта, Хибинских и Ловозерских тундр и юго-восточное — к югу от них. Ориентировка озов Карелии главным образом юго-восточная. Если большинство озовых гряд Мурманской области лишено абляционной морены и характеризует надледный сток, то озы Карелии формировались в различных условиях и образовались в результате как надледного, так и подледного стока в условиях смерзания льда.

Весьма разнообразный литологический состав отложений, слагающих озы, — от валунных до хорошо отсортированных слоистых крупнозернистых, средне- и мелкозернистых песков — свидетельствует о различной несущей силе водотоков, формировавших гряды. Частая смена фациального состава озовых отложений по простиранию гряд указывает на неоднократное изменение условий, в которых вырабатывалось русло водотока с соответствующим изменением его режима.

Озы — наиболее распространенная водно-ледниковая форма, позволяющая зарегистрировать направление ледниковых потоков, так как в большинстве случаев они ориентированы согласно уклону поверхности подледного ложа.

*Золовые формы* рельефа встречаются в Карелии и в Мурманской области довольно редко. Они приурочены к морским, озерным, речным, реже водно-ледниковым песчаным отложениям и обусловлены процессами эоловой аккумуляции (дюны) и дефляции (котловины выдувания). Наибольшие площади эоловые формы занимают на песчаных берегах Кольского полуострова, Онежского и Ладожского озер. Дюны представляют собой холмы или гряды (грядовые дюны) высотой 2—15 м. Нередко форма дюн приближается к параболической. Склоны холмов асимметричны: наветренные склоны пологи (до 20°), подветренные — более круты (до 40—45°). Дефляционные воронки и котловины имеют размеры 20—200 м<sup>2</sup> и более.

Современные дюны и котловины выдувания продолжают развиваться в отличие от древних эоловых форм, закрепленных растительностью. В Карелии древние дюны известны на восточном и западном берегах Онежского и на восточном берегу Ладожского озера, по берегам Колвицкого озера, южном берегу Волозера и в других местах [29, 59]. В Мурманской

области древние дюны и котловины выдувания отмечены на морской террасе времени фолас на правом берегу р. Варзуга, южнее с. Варзуга, на морских террасах западнее р. Сальница и в других районах [94].

Биогенные формы. Болота широко распространены на территории Балтийского щита. По способу питания они подразделяются на низинные, верховые и переходные. Приблизительно половина болот Карелии относится к верховым, остальные — низинные и смешанного типа. Верховые болота располагаются главным образом в Южной и Центральной Карелии. На Кольском полуострове преобладают болота смешанного типа, состоящие преимущественно из низинных и переходных, в меньшей мере — верховых [1, 94]. Низинные болота приурочены к понижениям в рельефе: ложбинам, котловинам на водоразделах, долинам рек, берегам озер и морей. Верховые развиваются на плоских водоразделах, террасах разного происхождения, платообразных вершинах холмов и горных массивов. Переходные болота располагаются на пологих склонах холмов, возвышенностей и террас.

Конфигурация и размеры болот тесно связаны с рельефом [29]. Так, болота, развитые среди холмисто-моренного и камового рельефа, обычно имеют округлую форму и характеризуются небольшими размерами. Болота, занимающие речную пойму, вытянуты, повторяют очертания террасы и имеют незначительную ширину. Болота грядового рельефа прямолинейны в плане и характеризуются значительной длиной. По типу микрорельефа различают болота с ровной, кочковатой, грядово-мочажинной, мелко- и крупнобугристой поверхностью. Плоские, кочковатые и грядово-мочажинные болота располагаются главным образом на территории Карелии, грядово-мочажинные, мелко- и крупнобугристые — на Кольском полуострове. Бугристые болота известны к югу от границы многолетней мерзлоты, в районах ее спорадического распространения в северной и центральной частях Кольского полуострова.

Болотные кочки округлой или слегка вытянутой формы диаметром 0,5—2, высотой 0,2—0,5 м сложены торфом. Торфяные гряды высотой 0,3—1,2, шириной 1—10 м, длиной от первых метров до нескольких сотен метров, имеют в плане извилистые очертания. Разделяются они обычно узкими торфяными понижениями, часто топкими, обводненными, носящими название мочажин. Ширина мочажин 2—15, иногда до 50 м, длина измеряется десятками и сотнями метров. Общая ориентировка гряд перпендикулярна наклону поверхности болота.

Высота бугров от 0,5—2 (мелкие) до 3—5 м (крупные). Форма в плане округлая или слегка вытянутая. Склоны крутые. Вершины плоские, иногда слегка наклоненные к центру, с неровной поверхностью. Ширина основания 5—15, длина 5—50 м. Бугры сложены торфом, иногда в ядре — глиной, суглин-

ком, супесью или песком. Глубже 1—1,5 м в буграх постоянно сохраняется мерзлота. Бугры также разделены мочажинами. Образование торфяных бугров трактуется по-разному, но большинство исследователей связывает их с процессами морозного пучения. На территории Карелии торфяники начали формироваться в атлантический или суббореальный периоды [29, 137], а на Кольском полуострове — во вторую половину бореально-го и в начале атлантического [94].

**Мерзлотно-солифлюкционные формы.** *Курумы* и *каменные моря*. Каменные моря широко распространены на Кольском полуострове, особенно в его северной части: в междуречье Харловки и Рынды, по правому берегу р. Иоканьга, в районе оз. Енозеро. Они образуются в результате морозного выветривания на плоских водораздельных пространствах и платообразных вершинах горных массивов, где на поверхность выходят дочетвертичные образования. Сложены они главным образом крупнообломочным материалом остроугольной формы. Размеры обломков обычно от 0,2—0,5 до 1—2, в отдельных случаях до 3—4 м. Каменные моря занимают площадь, измеряемую иногда десятками километров.

Под влиянием морозных, солифлюкционных и гравитационных процессов крупнообломочный материал на склонах горных массивов начинает перемещаться вниз, образуя подвижные осыпи — курумы. Последние развиты в разных частях Кольского полуострова, особенно широко в Хибинах, в Ловозерской и Сальных тундрах. Чаще всего курумы развиваются на склонах малой и средней крутизны. Ширина курумов измеряется десятками метров, длина может достигать нескольких сотен метров. Поверхность курума обычно плоская. Иногда отмечаются невысокие уступы (высота 1—1,5 м), образование которых связывается с дифференцированным движением обломочного материала на участках развития щебня, сильно увлажненного мелкозема и по ледяным прослоям [38].

**Нагорные террасы** отмечаются на склонах наиболее крупных горных массивов Кольского полуострова — Хибин, Ловозерской тундры и Мончетундр. Они образовались в результате морозных, солифлюкционных и гравитационных процессов. Это скульптурные формы, выработанные в дочетвертичных образованиях, срезающие породы независимо от их возраста, структуры и состава. Они встречаются на склонах разной крутизны, чаще 10—25°. Обычно образуется несколько ступеней. Высота уступа террасы 5—20 м, ширина площадки — несколько десятков метров, длина измеряется сотнями метров. Уступ сложен крупными обломками пород, иногда в верхней части его на поверхность выходят дочетвертичные образования. Крутизна уступа нагорной террасы 30—40, реже 50—60°. Поверхность площадок ровная, слегка наклоненная по склону, покрыта разнообразным обломочным материалом.

*Солифлюкционные террасы* — хорошо изученные формы мезорельефа, широко развитые в зоне многолетней мерзлоты. Они отмечались на Кольском полуострове рядом исследователей [10, 94]. Эти террасы образовались в результате морозного и гравитационного перемещения насыщенного водой мелкообломочного материала, содержащего значительную примесь глинистых и песчаных частиц. Солифлюкционные террасы чаще всего образуются на склонах крутизной от 5 до 30°. В плане они имеют выпуклую, «языкообразную» форму и характеризуются небольшими размерами. Выпуклой, крутой частью терраса обращена вниз. Высота крутого склона террасы 0,8—1,5 м. Площадка террасы ровная, наклонена к подножию возвышенности. Терраса сложена обломочным слоистым материалом. На одном склоне может встречаться целый ряд террас, которые располагаются в разных его частях на различных высотах. Никаких четких уровней, к которым были бы привязаны эти образования, не отмечается.

## Глава VII. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История рельефа восточной части Балтийского щита сравнительно полно раскрывается в плейстоцене благодаря летописи палеогеографических событий по многочисленным органическим остаткам хорошей сохранности, заключенным в отложениях. Восстановлению условий формирования рельефа в это время немало способствует и свежесть форм плейстоценовой аккумуляции и денудации. Значительно труднее представить себе развитие поверхности щита в интервале многих миллионов лет, начиная от архея или протерозоя до плейстоцена. Можно лишь с уверенностью сказать, что на большей части территории щита на протяжении этого времени преобладал континентальный режим, обусловленный, по всей вероятности, положительными тектоническими движениями, скорее всего, эпейрогенического типа.

Субмеридиональные и субширотные геолого-геоморфологические разрезы щита демонстрируют почти полное выравнивание денудацией значительных его площадей независимо от состава и возраста слагающих их пород. Вместе с тем на определенных участках рельеф сильно расчленен и имеет характер горных массивов с абсолютными высотами более 500 м (низкие горы) и свыше 1000 м (средние горы) или возвышенностей с грядовой и холмисто-грядовой поверхностью с высотой над уровнем моря 200—500 м. Судя по тому что горные массивы, а нередко и возвышенности несут на своих вершинах и гребнях обрывки реликтовой выровненной поверхности, подобной той, что расположена на более низких уровнях на преобладающей части территории Карелии и восточной части Кольского полуострова, они имеют вторичное происхождение и сформировались после завершения последнего дочетвертичного цикла денудации. Никаких сведений об отложениях, коррелятных времени формирования этих денудационных и структурно-денудационных поверхностей, для рассматриваемой территории в литературе нет, за исключением данных Н. Н. Арманда и др. [16].

В значительной мере условно мы полагаем, что последний цикл денудации был завершен в палеогене \*. Это косвенно подтверждается данными об активизации тектонических движений на границе палеогена и неогена в разных частях Русской платформы [47], сменой морских палеогеновых диатомовых водорослей пресноводными в отложениях оз. Имандра, сведениями о находках нижнепалеогеновой коры выветривания [151, 154]. Вопрос о том, был ли этот цикл единым или состоял из нескольких этапов, которым соответствует целый ряд гипсометрических уровней, требует специального изучения. Дополнительные исследования нужны и для того, чтобы ответить на вопрос о возрасте циклов денудации, предшествовавших палеогеновому. Учитывая значительность временного интервала между протерозоем и плейстоценом или протерозоем и девонем (Хибинский и Ловозерский массивы), можно предполагать неоднократное чередование циклов денудации и эпох тектонических опусканий эпейрогенического и дизъюнктивного типов.

Пока с той или иной степенью определенности можно говорить лишь о последнем дочетвертичном цикле денудации и тектонической активности щита в кайозое. Формирование современного рельефа щита происходило в основном под воздействием регионального эпейрогенического поднятия, на фоне которого развивались локальные новейшие движения, сопровождавшиеся дизъюнктивными дислокациями. Влияние селективной денудации и локального эпейрогенеза, возможно связанного с гляциоизостатическим фактором, сказалось, вероятно, на формировании тех типов грядового и холмисто-грядового структурно-денудационного рельефа, которые обусловлены препарировкой денудационными процессами древних складчатых структур карельского комплекса. Активизация процессов новейшей дизъюнктивной тектоники способствовала формированию возвышенностей блокового типа, широко распространенных в Северной Карелии, западной части Мурманской области и на северном побережье Кольского полуострова.

Наибольшей энергии достигли неотектонические процессы в пределах распространения денудационно-тектонического горного рельефа, созданного главным образом эндогенными факторами. В связи с тем что значительные тектонические деформации поверхности, возникшие при завершении последнего предплейстоценового цикла денудации, происходили скорее всего на границе палеогена и неогена [47], по-видимому, именно в это время были заложены главные неровности поверхности щита. Субширотно ориентированная ось низко- и средне-

---

\* С завершением последнего дочетвертичного цикла денудации мы связываем денудационные равнины Кольского полуострова и плосковолнистую структурно-денудационную равнину всей восточной (советской) части Балтийского щита.

горных массивов Сальных, Туадаш, Ловна, Хибинских и Ловозерских тундр имеет в плане вид ломаной линии с коленообразными изгибами, столь характерными для линеаментов дизъюнктивного происхождения. Можно предполагать, что они приурочены к гигантскому расколу Кольского горста, по которому были «выдавлены» и подняты на значительную высоту интрузии, сформировавшие все наиболее значительные субширотно ориентированные горные массивы Мурманской области. Их восточным продолжением, также вписывающимся в этот субширотный тектонический шов, является возвышенность Кейвы. Горные массивы Главного хребта приурочены к субмеридиональному разлому, пересекающему под прямым углом субширотный.

Менее значительные дизъюнктивные дислокации, по-видимому, наблюдались на протяжении всего плейстоцена вплоть до голоцена. Их активизация могла быть вызвана эпейрогеническими движениями гляциоизостатического происхождения. В этом случае она была неоднократной и соответствовала количеству оледенений и межледниковий. Как медленное эпейрогеническое прогибание щита под тяжестью ледниковой нагрузки, так и его постепенное воздымание в межледниковья и межстадиалы должны были сопровождаться дизъюнктивными дислокациями.

В восточной части Балтийского щита и на прилегающих к нему территориях Русской плиты известны следы одного оледенения (окское) и одного межледниковья (беловежское?) в раннем плейстоцене, двух оледенений (днепровское, московское) и двух межледниковий (лихвинское, одинцовское) в среднем плейстоцене и, наконец, трех оледенений (калининское, осташковское, карельское) и трех межледниковий (микулинское, молодого-шекснинское, онегоозерское) в позднем плейстоцене [9]. Следовательно, активизация новейших дизъюнктивных деформаций поверхности щита происходила по крайней мере 6 раз на протяжении плейстоцена. То, что мы наблюдаем сейчас в голоцене, по-видимому, аналогично тому, что происходило в каждом межледниковье.

Не менее значительна роль глубинной тектоники в формировании региональных разломов, многие из которых выражены в современном рельефе (см. рис. 1, 2). Не меняя существенно облика рельефа, созданного в дочетвертичное время, ледники придавали ему своеобразную моделировку, местами усиливая ранее созданные неровности, местами нивелируя их. Так, на выступах подледного ложа, особенно у края ледников, формировались холмистый моренный рельеф, конечные морены, в фазу омертвления ледника — камы. Озами отмечены бывшие трещины в теле ледника, нередко совпадавшие с ослабленными зонами подледного ложа. Оставались также многочисленные следы ледниковой экзарации в виде трогов, бараньих лбов,

ледниковых шрамов и т. д. В эпохи позднеледниковой и межледниковой, когда в результате взаимодействия гляциоизостатического и эвстатического факторов территория заливалась водами обширных озерно-ледниковых бассейнов, озерных и морских трансгрессий, активно развивались процессы, нивелирующие рельеф шита, завершившиеся образованием значительных по площади озерно-ледниковых, озерных и морских равнин различного возраста, осложненных комплексом террас, береговых валов и эоловых форм. На поверхностях, созданных тектоническими и денудационными факторами, продолжали развиваться современное горное оледенение (кары, цирки и т. д.), мерзлотно-солифлюкционные процессы (курумы, каменные моря, нагорные и солифлюкционные террасы и т. д.), торфообразование, речная эрозия, морская абразия, аккумуляция и т. д., непрерывно изменявшие облик рельефа.

## Глава VIII. СООТНОШЕНИЕ РЕЛЬЕФА, СОСТАВА СЛАГАЮЩИХ ЕГО ПОРОД С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ И РАЗМЕЩЕНИЕМ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Многими исследователями отмечалась зависимость современного рельефа шита от его тектонического строения [88, 96, 105]. Большинство горных массивов и возвышенностей соответствует тектоническим структурам, имея с ними нередко обратные соотношения [52, 109]. Так, например, низкие горы Сариселян-тунтури, Сальных и Туадаш-тундр приурочены к Сальнотундровскому синклинорию, Печенгские тундры — к одноименному синклинорию. Возвышенность Кейвы совпадает с синклинорием Большие Кейвы, Манселья — с Таваярвинским синклинорием, Западно-Карельская возвышенность — преимущественно с Тулосозерским синклинорием и южной частью Лекскозерско-Куйтозерского прогиба. Низменности соответствуют как антиклинорным и блок-антиклинорным (Терскому и Вороньинскому антиклинориям, Умбозерскому и Авнепорожскому блок-антиклинориям и др.), так и синклинорным и блок-синклинорным структурам (Полмос-Тундровскому, Сосновско-Понойскому и другим синклинориям, Териберскому прогибу, части Войницкого блок-синклинория и др.).

Почти точное совпадение контура интрузии с орографическими границами отмечено для Панских тундр. Другие интрузивные массивы подняты (и, следовательно, орографически выражены) неотектоническими движениями не целиком или в поднятие вовлечены прилегающие или вмещающие породы (Хибины, Ловозерские тундры, Главный хребет). Несовпадение контуров гранулитового комплекса и возвышенностей фиксируется для Колвических тундр. Несоответствие геологических структур и орографических границ четко проявляется на площадях распространения древнейших пород (район р. Кица и оз. Чудзъявр, крайний юго-запад Мурманской области и др.), где размещение гор, возвышенностей и низменностей, развитых на разновозрастных и однотипных образованиях, подчинено в основном характеру неотектонических движений.

Крупные элементы рельефа региона характеризуются неоднозначными геофизическими полями. Гравитационные аномалии совмещаются с крупными возвышенностями и горными массивами, которые имеют однозначные положительные или отрица-

тельные показатели гравитационного поля. Это относится к Хибинским и Ловозерским тундрам, возвышенности Кейвы Западно-Карельской возвышенности, отрогам Манселькя и другим районам. Количественная зависимость абсолютных высот рельефа от гравитационного поля изображена графически (рис. 39) для районов Сальных тундр, отрогов Манселькя, Кейв, Западно-Карельской возвышенности. График отражает косвенную зависимость значений  $\Delta g$  от абсолютных высот рельефа. Наиболь-

шие значения средних высот и максимальные положительные значения  $\Delta g$  приходятся на район Сальных тундр. Согласно схеме неотектонического районирования этот район попадает в зону интенсивных положительных движений. В составе пород здесь преобладают метаморфические породы докембрия высокой плотности, преимущественно базитового состава, что соответствует гравитационным данным. Отроги Манселькя, сложенные породами аналогичного состава и располагающиеся в зоне значительных положительных новейших движений, также имеют положительную гравитационную характеристику.

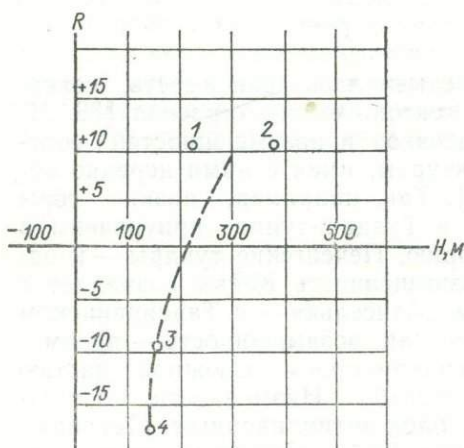


Рис. 39. График соотношения абсолютных высот гор и возвышенностей со значениями остаточных аномалий гравитационного поля.

1 — район Сальных тундр, 2 — отроги Манселькя, 3 — Западно-Карельская возвышенность, 4 — Кейвы.

Отрицательные гравитационные аномалии свойственны Кейвской, Западно-Карельской и другим возвышенностям, сложенным с поверхности главным образом легко разрушающимися гранито-гнейсами. Средняя высота их значительно ниже высот Сальных тундр и возвышенности Манселькя, но располагаются они тоже в зоне значительных положительных новейших движений. По-видимому, в данном случае последние уравниваются денудацией, которая проявляется интенсивнее в пределах распространения гранито-гнейсов.

Прямой зависимости между напряженностью и интенсивностью новейших движений и характером гравитационных аномалий повсеместно нет. Так, ряд районов интенсивных поднятий (Главный хребет, Хибинские и Ловозерские тундры и др.) характеризуется гравитационными аномалиями разных знаков и интенсивности. Вместе с тем большинство аномалий приурочено

к неотектоническим мобильным районам, четко выделяющимся по знаку и интенсивности движений.

Взаимосвязь гравитационных аномалий с основными тектоническими структурами Карело-Кольского региона иллюстрируется рис. 40, 41 и таблицей, где видно, что обычно положительные и отрицательные аномалии гравитационного поля сов-

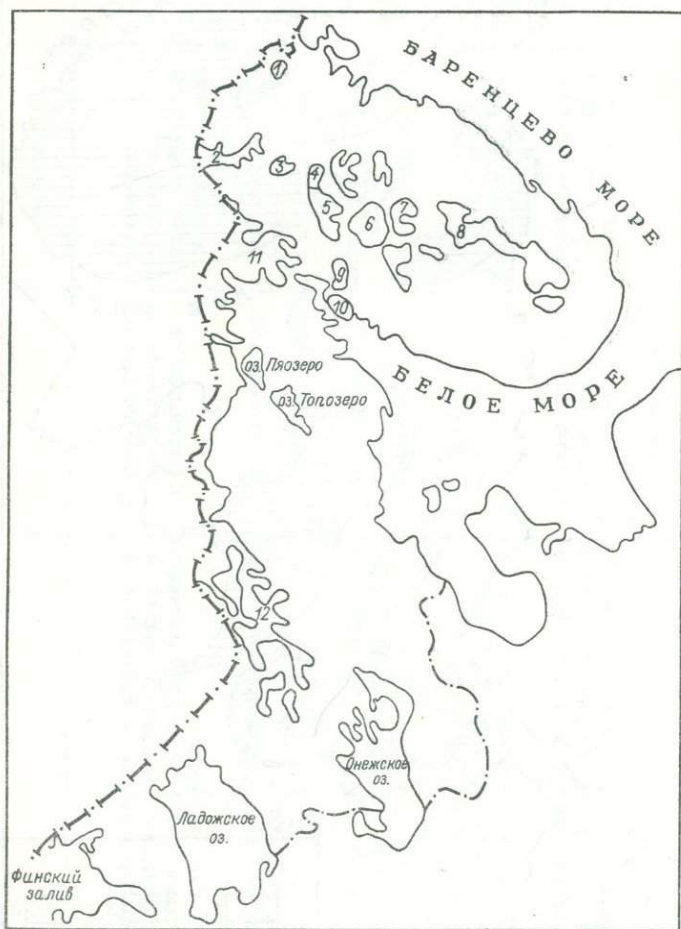


Рис. 40. Схематическая карта основных горных массивов и возвышенностей, отраженных в структурном плане территории.

1 — Печенгский горный массив, Печенгский синклиниорий, 2 — Сариселья-тунтури, 3 — Сальные тундры, Сальютундровский синклиниорий, 4 — Вольчьи тундры, 5 — Чуна, Мончетундры, Чунская антиклиналь и Лосе, Волче, Мончетундровский синклиниорий, 6 — Хибинские тундры, Хибинский массив, 7 — Ловозерские тундры, Ловозерский массив, 8 — возвышенность Кейвы, синклиниорий Большие Кейвы, 9 — Кандалакшские тундры, 10 — Колвицкие тундры, Нивская антиклиналь, 11 — возвышенность Манселья, Таваярвинский синклиниорий и южная часть Лексосерско-Куйтозерского прогиба, 12 — Западно-Карельская возвышенность, Тулосозерский синклиниорий и южная часть Лексосерско-Куйтозерского прогиба.

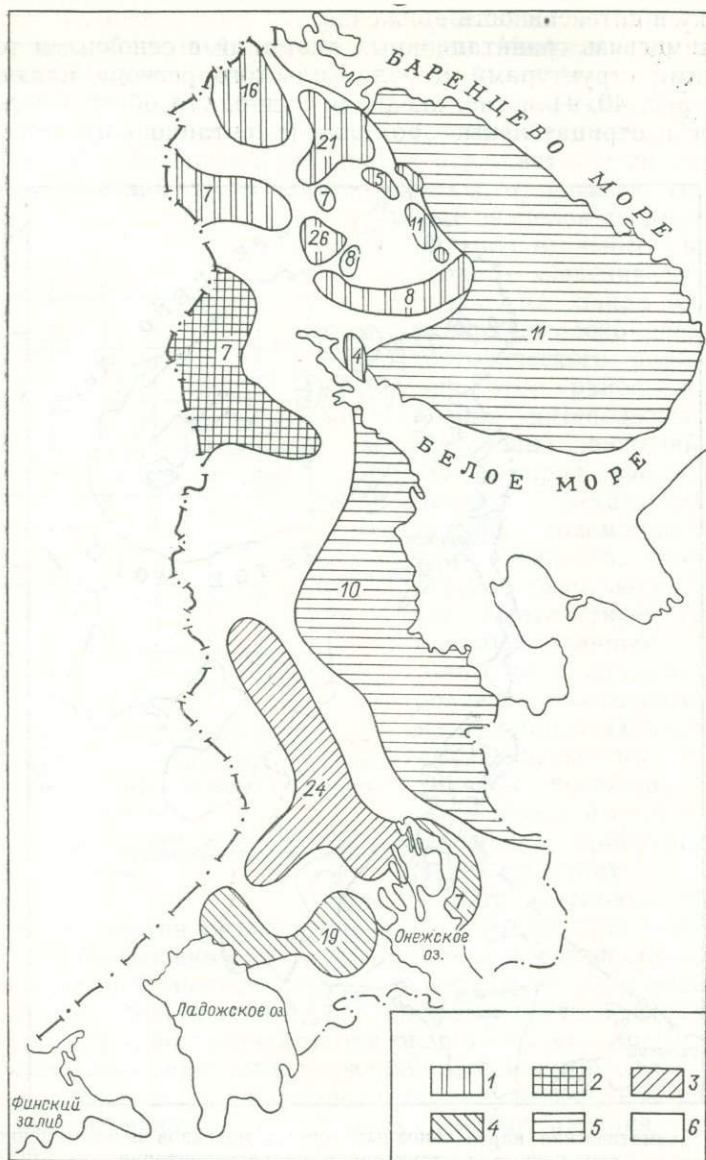


Рис. 41. Схематическая карта районирования восточной части Балтийского щита по совмещенным геолого-геофизическим и геоморфологическим показателям.

Цифрой обозначено количество месторождений и проявлений рудных полезных ископаемых в данном контуре.

Номер условного знака на рис. 41	Районирование по типам рельефа	Неотектонические поднятия	Характеристика геофизических полей	
			магнитного	гравитационного
1	Денудационно-тектонический и структурно-денудационный, с большим количеством месторождений и проявлений сульфидно-медно-никелевых руд, черных и редких металлов	Преимущественно интенсивные и значительные	В основном фоновое значение $\Delta T > 0$ , реже переменное и слабое отрицательное	Преимущественно положительные аномалии
2	То же, с редкими месторождениями и проявлениями черных металлов	Преимущественно умеренные и значительные	Большой частью фоновое значение $\Delta T > 0$ , реже слабое отрицательное	Положительные и отрицательные остаточные аномалии
3	Структурно-денудационный, со значительным количеством проявлений, реже месторождений черных, редких и цветных металлов	Преимущественно слабые, реже незначительные и умеренные	Фоновое значение $\Delta T > 0$ и слабое отрицательное	Положительные и отрицательные остаточные аномалии
4	Аккумулятивный, с различным количеством месторождений и проявлений черных, редких и цветных металлов и сульфидно-медно-никелевых руд	Слабые	Преимущественно фоновое значение $\Delta T > 0$	То же
5	Структурно-денудационный, денудационный и аккумулятивный, с редкими месторождениями и проявлениями черных, редких и цветных металлов	Незначительные и слабые, реже стабильные или с тенденцией к опусканию и умеренные	Фоновое значение $\Delta T < 0$ или слабое отрицательное	Положительные и отрицательные гравитационные аномалии
6	Все типы рельефа без выявленных месторождений рудных полезных ископаемых			

падают с основными структурами беломорского, саамского и карельского комплексов. В составе перечисленных комплексов присутствуют образования высокой плотности: в различной степени метаморфизованные лавы базито-гипербазитового состава и крупные интрузии основного ряда.

Повышенные значения магнитного поля отвечают интенсивно поднятым районам, сложенным преимущественно основными породами (Главный хребет, Панские, Колвицкие тундры и др.), реже — гранитоидного состава (Кейвы, Западно-Карельская возвышенность). Районы денудационного и аккумулятивного рельефа, субстратом которого являются архейские или нижепротерозойские образования, характеризуются главным образом отрицательными или близкими к общему фону значениями.

Л. А. Кириченко изучал для рассматриваемого региона результаты взаимодействия вертикальных движений и процессов денудации в палеозое. Анализ изменения глубины послепротерозойской денудации и ее влияния на сохранность метаморфических толщ позволил этому исследователю прийти к интересным выводам о том, что большинство рудных концентраций приурочено к участкам щита либо глубоко эродированным, либо слабо затронутым послепротерозойской эрозией. Средняя глубина среза является наименее благоприятной.

Сравнение геологической и геофизической информации о направлении основных тектонических зон с размещением месторождений и проявлений никеля, ильменит-перовскит-титаномагнетитовых руд, многих месторождений и проявлений редких металлов, по данным В. А. Перевозчиковой, И. В. Барканова, В. П. Зуевой и других, показало их тесную взаимосвязь. Рудоносные зоны тяготеют как к тектонически активным районам, зафиксированным геологическими маршрутами или выявленным при дешифрировании аэрофотоснимков, так и к глубинным тектоническим разломам, известным по линейным аномалиям магнитного поля  $\Delta T$ , а также по сейсмическим данным.

Системы разломов, связанных с рудоносными районами, обрамляют тектонические структуры, большинство из которых четко выражено в современном рельефе. Печенгский никеленосный район приурочен к Печенгской структуре карелид (в рельефе — низкие горы). Месторождения сульфидно-медно-никелевых руд расположены вдоль зон тектонических нарушений, обрамляющих с северо-запада, севера и северо-востока Печенгские тундры. Установленные сейсморазведкой наклонные глубинные разломы ( $H=40$  км) опережаются системой трещин. Судя по карте неотектонического районирования (см. рис. 2), Печенгский никеленосный район приурочен к району значительных молодых поднятий. Ловозерское месторождение никеля связано с Сальнотундровской структурой, сложенной породами гранулитового комплекса, четко выраженной в современном рельефе низкогорными массивами Сальных, Туа-

даш-тундр и др. Это область интенсивных поднятий, окаймленная тектонически активными зонами, совмещенными с вертикальными глубинным разломами.

Расположенный между двумя вышеназванными Лоттинский никеленосный район приурочен к району дизъюнктивных дислокаций, наиболее интенсивно развивающихся в пределах тектонических зон субширотного направления. Никеленосные массивы размещаются здесь в виде цепочек небольших возвышенностей. Общее направление тектонически активных поясов соответствует ориентировке зон разломов в пределах Сальютундровской структуры.

Расположенный восточнее Лоттинского Мончегорский никеленосный район приурочен к тектоническому поясу субмеридионального направления, выраженному в рельефе в виде гряды, сложенной габбро, высотой до 300 м, подчеркнутой линейной структурой комплекса саамид. Этот район также отвечает области весьма значительных положительных движений. Небольшие рудопроявления медно-никелевых руд Карелии (в районах Шимбозерского синклинория, Гайкольской синклинали), как правило, тяготеют к глубинным разломам в структурах карельского комплекса.

Железорудные месторождения титаномагнетитовой, ильменит-титаномагнетитовой, перовскит-титаномагнетитовой формаций приурочены к массивам, расположенным в региональных тектонических зонах различного простиранья. В Мурманской области они имеют нередко субширотную ориентировку в соответствии с направлением основных возвышенностей и горных массивов. В Карелии, по аналогии с никеленосными районами, они тяготеют к глубинным тектоническим зонам карелид. Структуры карелид выражены в виде гряд в современном рельефе в периферической части возвышенностей Манселькя и Западно-Карельской. Так же как и в Мурманской области, они размещены преимущественно в зонах более или менее интенсивных тектонических движений.

Железорудные месторождения типа железистых кварцитов приурочены к линейно вытянутым структурам северо-западного (Кольский п-ов) и субмеридионального (Карелия) простиранья. Местами они отмечены в современном рельефе цепями небольших возвышенностей абсолютной высотой до 350 м. Основная масса их сосредоточена в западной части Мурманской области. Многие из них, особенно в Карелии, расположены по периферии полей крупных магнитных аномалий регионального плана. Подавляющее большинство рудоносных кварцитов связано с областями, в различной степени мобильными.

Та же приуроченность к тектонически активным зонам характерна и для месторождений цветных и редких металлов. По отношению к современному рельефу они занимают различное положение. Тектонические зоны, с которыми связаны различ-

ные виды оруденений, чаще всего тяготеют к областям наиболее интенсивных новейших движений. В ориентированности зон рудоконтролирующих нарушений намечается определенное соответствие с направлением длинных осей структур карельского и саамского комплексов, выраженных в современном рельефе. Вместе с тем глубинные разломы и тектонические зоны, с которыми сопряжены многие месторождения медно-никелевых руд, обрамляют или пересекают горные массивы и возвышенности, соответствующие структурам карельского комплекса (Печенгский синклиорий, Палалахтинская синклинали). В сходных условиях находится Имандра-Варзугская зона синклиория, пересеченная по данным сейсморазведки [100, 101] сериями наклонных глубинных разломов ( $H=10$  км), а также поясами нарушений, контролирующими рудопроявления.

Часть крупных и средних месторождений медно-никелевых руд приурочена к зонам разрывных нарушений, тяготеющих к структурам саамского и беломорского комплексов. Так, на северо-западном продолжении Кохозерского синклиория располагаются тектонические пояса, контролирующие медно-никелевое оруденение. То же касается разломов, ориентированных в направлении Большелицевской антиклинали саамского комплекса. Субширотную направленность, аналогичную ориентировке Сальнотундровского синклиория саамид, имеют зоны дизъюнктивных нарушений, окаймляющие синклиорий с севера и юга. Юго-восточному отрогу синклиория отвечает ослабленная зона того же направления.

С Кохозерским синклиорием совмещена и приурочена к его юго-восточному продолжению зона дизъюнктивных нарушений, с которыми связаны месторождения и рудопроявления медно-никелевых руд, железистых кварцитов, редких металлов, руд титаномагнетитовой формации. К Чудзъяврскому синклиорию беломорского комплекса, его северо-западному продолжению, и Западно-Лицевской синклинали тяготеют месторождения и рудопроявления магнетитовых кварцитов.

Гигантские субширотные разломы, окаймляющие область наиболее интенсивных новейших движений в пределах Сальных, Туадаш-тундр, Хибинских и Ловозерских тундр, не связаны с древним структурным планом и обусловлены дизъюнктивной тектоникой. Они контролируют серию месторождений и рудопроявлений титаномагнетитовой формации.

В Карелии, на мобильной в неотектоническом отношении территории, в пределах отрогов возвышенностей Манселья и Западно-Карельской, на южной оконечности Сунозерской синклинали, в пределах Карельского срединного массива, иногда вдоль глубинных тектонических зон располагаются месторождения и многочисленные рудопроявления железистых кварцитов. С глубинными ослабленными зонами, приуроченными к юго-восточным склонам Карельского срединного массива, со-

пряжен целый ряд месторождений титано-магнетитовой формации. На юго-западном продолжении массива вдоль глубинных тектонических зон сосредоточены рудопроявления редких металлов (данные В. П. Зуевой, 1968 г.). Они встречаются северо-восточнее, в пределах Пяяварско-Панозерского антиклинория, и к востоку, в пределах Надвоицкой синклинали карельского структурного комплекса и на ее северном продолжении, где они также тяготеют к глубинным зонам нарушений. На восточных склонах и по южной окраине Карельского срединного массива, так же вдоль глубинных разломов сосредоточены рудопоявления полиметаллов.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Зоны наиболее интенсивных молодых движений охватывают участки с резко выраженным современным рельефом (низкие и средние горы и возвышенности — денудационно-тектонический и структурно-денудационный типы рельефа).

2. Наиболее перспективны для выявления крупных месторождений медно-никелевых руд тектонические пояса, тяготеющие главным образом к структурам карельского комплекса, которые располагаются в зонах интенсивных новейших движений и особенно резко выраженного современного рельефа (денудационно-тектонический рельеф).

3. Редкометалльное оруденение на преобладающей части территории Мурманской области связано с ослабленными зонами главным образом структурно-денудационного и денудационно-тектонического типов рельефа в пределах саамского структурного комплекса (северо-западная оконечность Имандра-Варзугской зоны синклинориев, юго-восточный конец Чудзьяврского синклинория, восточное крыло Ефимозерской синклинали, западное крыло Сальютундровского синклинория). В Карелии и на юго-западе Мурманской области они контролируются глубинными разломами, территориально связанными со структурами беломорского и карельского комплексов (северо-восточное окончание Лунагорской группы поднятий, юго-восточное — Керетьской антиклинали, Пяяварско-Панозерский антиклинорий, Ондомозерская блок-антиклиналь).

4. Глубинные разломы и крупные тектонические зоны субширотных и субмеридиональных направлений, с которыми связаны руды титаномагнетитовой, ильменит-титаномагнетитовой и перовскит-титаномагнетитовой формаций, приурочены к тектоническим структурам разных комплексов.

## Глава IX. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С АККУМУЛЯТИВНЫМ РЕЛЬЕФОМ

Восточная часть Балтийского щита богата полезными ископаемыми, генетически связанными с аккумулятивным рельефом. Это главным образом строительные материалы: песчано-гравийные отложения, глины, минеральные краски и т. д. Их распространение подчиняется определенным закономерностям.

*Валунный материал* встречается в отложениях, слагающих ледниковые, флювиогляциальные, озерно-ледниковые, морские, озерные и аллювиальные равнины; больше всего валунного материала в морских отложениях (14% объема породы), в камах — 13, в озлах — 12 (данные Е. К. Серова, П. А. Головченко, 1970 г.). Содержание валунов в четвертичных отложениях резко увеличивается в непосредственной близости от мест выхода на поверхность коренных пород, легко поддающихся разрушению. Концентрация крупнообломочного материала связана с целым рядом морфогенетических типов и форм рельефа.

В ледниковых отложениях, слагающих равнину, содержится до 30—40% крупнообломочного материала от объема породы, в верхах разреза — до 40—45%. В районах развития холмисто-моренных образований, в конечной и абляционной моренах, в моренах современного горно-долинного оледенения Хибин, в абрадированной морене содержание валунов увеличивается до 60—80%. Местами в абрадированной морене мелкозем почти полностью вымыт, и тогда наблюдается скопление валунного материала в виде полей и полос, прослеживающихся вдоль берегов морей, озер и древнего побережья, исчезнувших ныне, а некогда обширных озерно-ледниковых водоемов.

Во флювиогляциальных отложениях, слагающих озы, валунники встречаются обычно в верхних горизонтах, иногда в виде прослоев или линз. На Кольском полуострове, в бассейне р. Харловка, Н. И. Апухтиным отмечаются озы, почти целиком состоящие из валунного материала. В ложбинах стока талых ледниковых вод этот материал чаще всего приурочен к бортам ложбин. В зандрах крупнообломочный материал концентрируется в непосредственной близости от границы ледника. В камах валунный материал в виде маломощных линз и прослоев часто залегает с поверхности. Иногда встречаются камы, сло-

женные целиком валунами. В приледниковых отложениях крупнообломочный материал концентрируется в береговой зоне, где прослеживается в виде прослоев в разрезах террас, древних пляжей и береговых валов, состоящих из валунов. Последние встречаются по берегам Ладожского и Онежского озер, в северной части Карельского перешейка и в других районах, достигая высоты 2 м. Образование валов из валунника происходит при участии плавучего и донного льда.

Скопление грубообломочного материала отмечается также в прибрежной зоне озер и морей в виде прослоев в отложениях, слагающих пляжи, валы из валунника, на каменных банках и участках мелководий. В двух последних случаях аккумуляция валунника происходит при участии плавучих льдов. Крупные скопления валунного материала в виде порогов встречаются в руслах рек. Невысокие береговые валы (до 0,5 м) на крупных реках, образовавшиеся в период весеннего ледохода, также часто сложены валунами.

В настоящее время основная масса валунного материала получается при комплексной разработке отложений разного генезиса, особенно флювиогляциальных и морских. Наибольшей концентрации валунный материал достигает в абразированной морене (валунные поля) и на пляжах современного морского побережья. Однако из-за значительной удаленности от потребителя он не разрабатывается.

*Песчано-гравийный материал.* Основная масса песчано-гравийного материала на территории Балтийского щита генетически связана с зандрами, озерно-ледниковыми и морскими равнинами, озами, камами, холмисто-моренным ландшафтом. Количество гравия в отложениях одного и того же генезиса в зависимости от местоположения разреза относительно формы рельефа может варьировать в широких пределах — от 10—15 до 20—50%, иногда 70% объема породы. Изменяется содержание гравия и в пределах одного разреза как по вертикали, так и по простиранию залежи. Средние содержания гравия в озерно-ледниковых и морских отложениях, по наблюдениям Е. К. Серова, П. А. Головченко и других, обычно в пределах 30—32, во флювиогляциальных 35, аллювиальных не превышает 20%.

Основная масса песчано-гравийного материала приурочена к краевым зонам осташковского и карельского ледников — в южной части Балтийского щита и лендерской стадии — в Центральной Карелии. С ними связаны значительные площади камов и холмисто-моренных образований, конечные морены, зандровые поля, ложбины стока талых ледниковых вод и маргинальные озы. На Кольском полуострове крупные скопления песчано-гравийного материала расположены вдоль берега Белого моря и приурочены к краевым образованиям карельского ледника (камы, маргинальные озы, холмисто-моренные обра-

зования) и морским отложениям поздне-последнего ледникового возраста, слагающим террасы и береговые валы. Значительные площади развития песчано-гравийных отложений наблюдаются по берегам Ладожского и Онежского озер, а также по северному побережью Финского залива. Они образовались в результате аккумуляции в озерно-ледниковых, морских и озерных водоемах в поздне-последнего ледникового время. Крупные скопления песка и гравия отмечаются в северо-западной части Кольского полуострова. Обычно они приурочены к депрессиям в рельефе, по которым стекали талые ледниковые воды или ингрессировали морские. Здесь песчано-гравийный материал связан с морскими террасами, флювиогляциальными дельтами, озами, камами, а иногда с долинными зандрами. Значительные скопления песчано-гравийного материала наблюдаются в радиальных озах, повсеместно распространенных на территории Балтийского щита. Особенно часто они встречаются в Центральной Карелии и в северной части Карельского перешейка.

Камы, расположенные вне зоны краевых образований (в западной и юго-западной частях Кольского полуострова, в Северной и Центральной Карелии), наблюдаются в понижениях рельефа, камовые террасы — по краям возвышенностей. Песчано-гравийные отложения аллювиального происхождения мало развиты на территории Балтийского щита. Они отмечаются в разрезах речных террас, в нижних частях долин наиболее крупных рек, главным образом в южной части региона. Песчано-гравийный материал из ледниковых отложений не образует крупных промышленных залежей. Пески и гравий из современных морских и озерных осадков часто содержат значительные примеси глинистых частиц и потому бывают мало пригодны для строительства. Чистые, хорошо отсортированные золотые пески, слагающие дюны на Терском берегу Кольского полуострова, на побережье Финского залива, Ладожского и Онежского озер, невелики по запасам и, следовательно, мало перспективны для промышленной разработки.

*Глины кирпичные* восточной части Балтийского щита связаны с разновозрастными образованиями. Отложившиеся в межледниковые периоды глины обнаружены в разных частях региона, где занимают небольшие площади, залегают, как правило, на большой глубине и вскрываются в основном буровыми скважинами. В ряде мест они обнажаются по эрозионным линиям (например, на Кольском полуострове, в среднем течении р. Поной) и относятся к микулинскому межледниковью, на Терском берегу — к наиболее молодому, онегоозерскому [8]. В этом случае глины залегают в основании древних террас и перекрываются мореной или толщей песчаных осадков. Большая мощность вскрыши и удаленность от промышленных центров делают эти глины нерентабельными для промышленных разработок. В отдельных случаях межледниковые отложения,

там где они выходят на поверхность (у пос. Кирилловское на Карельском перешейке), разрабатываются.

Ледниковые отложения Балтийского щита имеют в основном песчано-супесчаный состав. Залегающая с поверхности морена последнего ледника только в отдельных пунктах сложена валунными глинами и суглинками. Из-за высокого содержания обломочного материала морена представляет сырье низкого качества, но все же в отдельных случаях разрабатывается (месторождения Петрозаводское и Голикова). Основную массу сырья для промышленных нужд дают глины, слагающие поздние и послеледниковые озерно-ледниковые, морские и озерные равнины.

Озерно-ледниковые глины распространены главным образом, в южной части региона, по берегам Онежского и Ладожского озер, на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках и в других местах, где занимают обширные площади, слагая плоские и волнистые, иногда слегка наклонные террасированные равнины. На Кольском полуострове озерно-ледниковые глины встречаются редко, главным образом в замкнутых котловинах по берегам современных озер (Енское месторождение). В разных морфогенетических типах рельефа глины приурочены к различным формам рельефа. Так, в районах развития сельгового рельефа (в северной части Карельского перешейка, на северо-западном берегу Онежского озера) они залегают в узких, значительной протяженности депрессиях, ориентированных в северо-западном — юго-восточном направлении. Там, где рельеф имеет более плавные очертания, глины располагаются в наиболее пониженных ложбинах и котловинах замкнутой формы или открытых в сторону современных озер и морского побережья. Степень расчлененности рельефа и характер подстилающей поверхности определяют конфигурацию залежи и ее мощность. В разных частях региона озерно-ледниковые глины залегают на различных высотах с поверхности или под более молодыми отложениями. В последнем случае они обычно вскрываются по эрозионным линиям и прослеживаются в эрозионно-скульптурных террасах. Средняя мощность озерно-ледниковых глин 3—4, максимальная — до 10 м. Озерно-ледниковые глины, главным образом ленточного типа, дают основную массу промышленного сырья в Карелии.

Морские глины поздние и послеледниковые возраста распространены главным образом на северо-западе Кольского полуострова, в меньшей мере в его юго-западной части, по побережью Белого моря, и в Северной Карелии. На Кольском полуострове эти глины залегают в глубоких депрессиях, открытых в сторону моря. Наиболее древние из них, образовавшиеся в значительной мере при участии талых ледниковых вод, слагают высокие террасы в долинах рек Кола, Пасвик, в Печенгском фиорде, Долгой губе и в других местах, залегая, как

правило, с поверхности. Глины, связываемые с трансгрессией Портландия, чаще всего отмечаются в основании древних морских террас под слоем песчаных отложений или же вскрываются в наиболее пониженных частях долин и в глубине фиордов (по рекам Лотта, Нота, Печенга, Териберка, в бухте Ваенга, Кольском и Печенгском фиордах). Глины, отложившиеся во время более молодых трансгрессий Фолас и Тапес, встречаются сравнительно редко. Они слагают низкие террасы в Кольском фиорде и в низовьях рек Большая Лавна, Тулома, Печенга [94, 120]. В Северной Карелии морские глины поздне-последледникового возраста, как и на Кольском полуострове, выстилают узкие ложбины, сообщающиеся с морем (по рекам Выг, Кемь, в Чупинском фиорде), иногда слагают низкие террасы по берегу Белого моря. Обычно ширина пласта глин измеряется несколькими сотнями метров, но в местах расширения ложбин они слагают обширные плоские заболоченные морские террасы. Мощность морских глин 4—5, максимальная — 15 м. Морские глины позднеледникового возраста являются основным поставщиком глинистого сырья для промышленности Кольского полуострова.

Озерные глины последледникового времени отмечаются в разных частях Балтийского щита. Наиболее широко они распространены в северной части Карельского перешейка и в Южной Карелии. Обычно эти глины занимают небольшие площади, прослеживаясь на дне современных озер или слагая низкие террасы по их берегам. Из-за небольших размеров залежей, малой мощности и сильной засоренности песчаным материалом эти глины не используются для промышленных нужд.

*Минеральные краски.* Месторождения природных минеральных красящих пигментов четвертичного возраста на территории Балтийского щита изучены крайне слабо, лучше всего — на Карельском перешейке и в Южной Карелии. Сформировались они в последледниковое время (данные А. Н. Морозова, П. Ф. Смирнова). Образование их связано в основном с высокоминерализованными железистыми водами. Различают следующие виды железистоокисных пигментов: охры, сиены, марсы, сурики, умбры, мумии. По В. М. Куленкап, месторождения железистых пигментов четвертичного возраста можно подразделить на три группы: 1) озерные и болотные руды, 2) «земляные краски», 3) пигментированные пески и супеси.

Месторождения красящих пигментов, представленные озерными и болотными рудами, обнаружены около г. Петрозаводска, в Сортавальском, Питкярантском, Олонецком и других районах Карелии. На Карельском перешейке они отмечаются вблизи г. Ленинграда (пос. Парголово), а также во Всеволожском и Приозерском районах. На территории Карелии этот тип месторождений приурочен к древним озерным террасам,

к сильнозаболоченным I и II речным террасам, к широким днищам древних долин, к обширным болотным массивам. На Карельском перешейке месторождения и проявления красящего пигмента, связанные с болотными и озерными рудами, обнаружены на заболоченных озерных и речных террасах, в узких, нетеррасированных долинах рек и ручьев, на дне озер (месторождение Пуннусское). На Кольском полуострове проявления красящих железистых скоплений отмечаются по долинам некоторых ручьев, вытекающих из обширных болот и впадающих в реки Поной и Варзуга. Мощность красящего пигмента этого типа месторождений 0,2—0,8, редко до 1 м.

Месторождения «земляных красок» представлены тонкодисперсными глинистыми и илистыми разностями железоокисных пигментов. Образовались они при выпадении окислов железа в осадок из сильножелезистых вод или при гидрохимическом разложении озерных и болотных руд. Месторождения этого типа располагаются в Карелии — в Олонецком, Пряжинском, Питкярантском и других районах, на Карельском перешейке — во Всеволожском, Приозерском и Рощинском районах.

В Карелии месторождения «земляных красок» приурочены к речным террасам и бортам долин при выходе на поверхность железистых источников, а также к сильнозаболоченным плоским озерным равнинам. На Карельском перешейке месторождения этого типа связаны с древними озерными террасами, с межкамовыми котловинами и пологими склонами конечноморенных гряд. На Кольском полуострове проявления «земляных красок» отмечаются в местах выхода на поверхность железистых источников по долинам рек Иоканьга, Пахта, Ростанийоки и др., а также по долинам ручьев, берущих начало в болотных массивах, главным образом в депрессии р. Поной. Мощность красящего пигмента месторождений «земляных красок» 0,2—1,5, максимальная — 4,4 м.

Месторождения пигментированных песков и супесей образовались в результате фильтрации через них сильноминерализованных железистых вод и выпадения из последних окислов железа. Этот тип месторождений встречается в Сортавальском, Олонецком и Медвежьегорском районах Карелии и в Приозерском и Всеволожском районах на Карельском перешейке. В Карелии месторождения пигментированных песков и супесей приурочены, как правило, к аллювиальным и флювиогляциальным террасам, на Карельском перешейке — к древним озерным террасам, к I надпойменной террасе, к межкамовым котловинам и ложбинам стока талых ледниковых вод. Мощность пигментированных песков и супесей от 0,2 до 2—3 м.

Наряду с перечисленными выше группами месторождений минеральных красок встречаются смешанные залежи, вклю-

чающие 2 или 3 описанных типа. Такие месторождения могут быть приурочены как к одной форме рельефа, так и к нескольким одновременно.

**Ракушняк.** Наиболее крупные залежи и проявления ракушняка расположены в северо-западной части Кольского полуострова (по берегам озер Ватскар-ярви и Клистерватн, у г. Полярного, в среднем течении р. Тулома, на южном побережье п-ова Рыбачьего, на островах Еретик и Шалим), по южному берегу (у ст. Княжая, в Пильской губе, по рекам Толванд-нова, Кузрека, Стрельна) и в его восточной части — в устье р. Поной. В Карелии проявления ракушняка обнаружены в районе Выгозера, между Маткозером и Водлозером, в нижнем течении р. Повенчанка, в окрестностях Тикшеозера, в районе Чупинской губы Белого моря, у ст. Кузема, г. Медвежьегорска, в г. Петрозаводке и в других местах. Образование залежей ракушняка происходило в разное время. На территории Карелии большая часть остатков фауны залегает в подморенных отложениях [137], относимых к онегоозерскому межледниковью [8]. В Карелии на побережье Белого моря ракушняк встречается в основном в поздне- и послеледниковых морских осадках. На Кольском полуострове в межледниковых отложениях морская ракушка отмечается в редких случаях в устье р. Поной, в низовьях рек Стрельна и Варзуга. Наибольшее число залежей и проявлений ракушняка Кольского полуострова связано с поздне- и послеледниковыми морскими образованиями [94, 121].

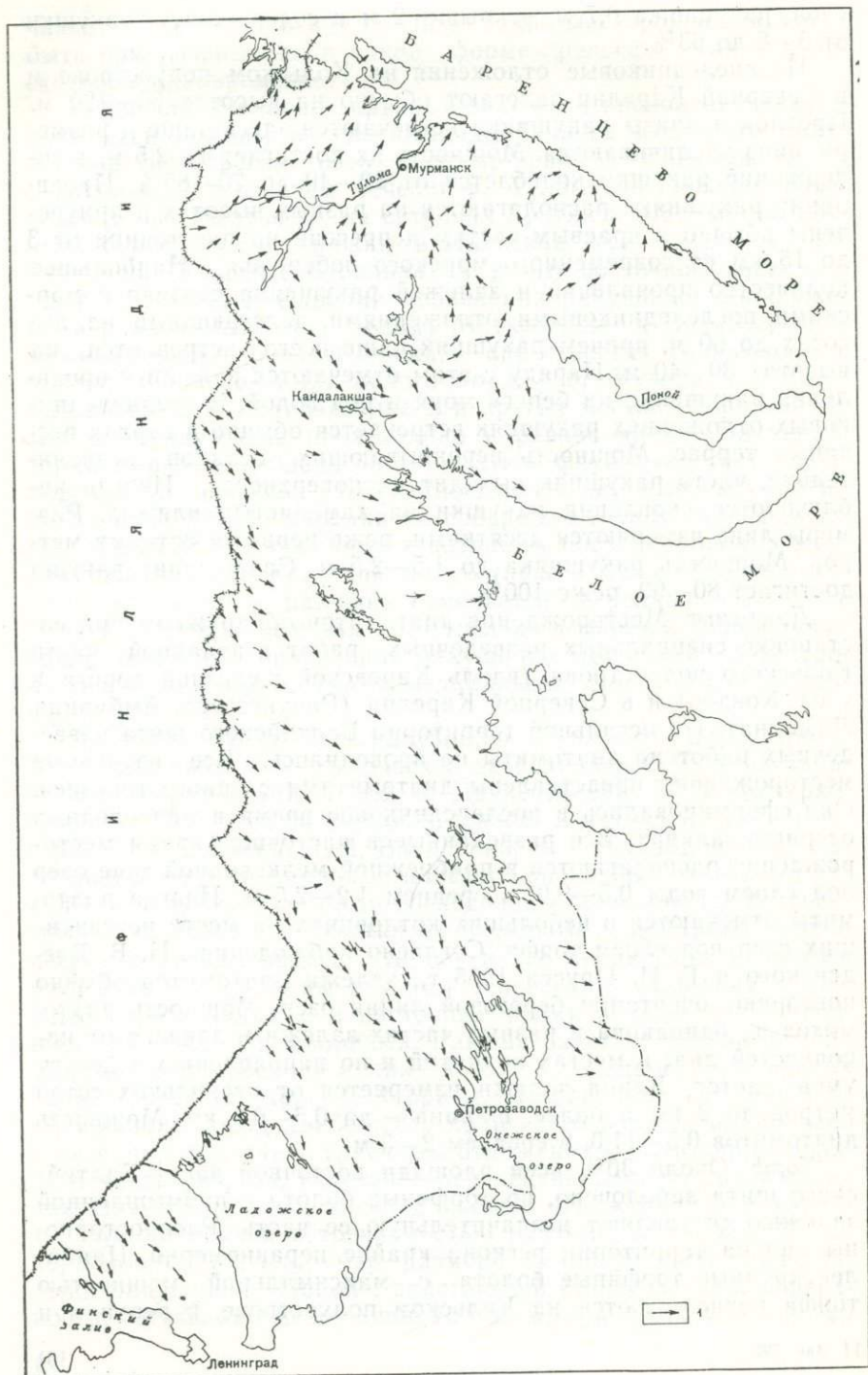
Лучше всего изучены ракушняки Кольского полуострова. Здесь Мурманской геологической экспедицией СЗТГУ на западе территории в 1970 г. (В. А. Двуреченский, З. И. Мазуркович) и в 1972 г. в юго-западной, южной и юго-восточной ее частях (Т. В. Беляева, Я. Я. Василенко, В. Г. Чувардинский) были поставлены специальные поисково-оценочные работы на ракушняк. В результате были обследованы все наиболее перспективные на ракушняк участки на Кольском полуострове. В процессе работ выяснилось, что почти все проявления и залежи ракушняка приурочены к узким депрессиям, открытым в сторону моря и занятым в настоящее время реками, озерно-речными системами и фиордами. Ракуша залегает обычно в виде маломощных прослоев и линз в толще осадков, слагающих разновозрастные морские террасы. Независимо от возраста вмещающих пород наибольшее количество ракуши приурочено к песчаным и песчано-галечным отложениям, слагающим верхнюю часть разреза. Наименее перспективными на содержание ракушняка оказались межледниковые отложения. Они характеризуются редкой встречаемостью ракуши, невысоким ее содержанием. Так, например, размеры самой крупной линзы залежи ракушняка «Поной», залегающей ближе всего к поверхности, составляют всего лишь  $70 \times 25$  м, при средней мощности

слоя ракушняка 0,7 м, вскрыше 2 м и содержанием ракушки от 5—8 до 63%.

Позднеледниковые отложения на Кольском полуострове и в Северной Карелии залегают обычно на высотах 60—120 м. Прослои и линзы ракушняка встречаются здесь чаще и размеры линз увеличиваются. Мощность их достигает 1—2,5 м, а содержание ракушки колеблется от 20—40 до 70—80%. Проявления ракушняка располагаются на разных высотах и приурочены обычно к краевым частям депрессий на расстоянии от 3 до 15 км от современного морского побережья. Наибольшее количество проявлений и залежей ракушняка связано с морскими послеледниковыми отложениями, залегающими на высотах до 60 м, причем ракушняк чаще всего встречается на высотах 30—40 м. Наряду с этим отмечаются залежи и проявления ракушняка на берегу моря и под водой. В позднеледниковых отложениях ракушняк встречается обычно в верхах песчаных террас. Мощность перекрывающих осадков незначительна, часто ракушняк выходит на поверхность. Иногда наблюдаются скопления ракушки на каменистых пляжах. Размеры линз измеряются десятками, реже первыми сотнями метров. Мощность ракушняка до 1,5—2,5 м. Содержание ракушки достигает 80—90, реже 100%.

*Диатомит.* Месторождения диатомитов обнаружены при постановке специальных разведочных работ в западной части Кольского полуострова (вдоль Кировской железной дороги и у оз. Ковдор) и в Северной Карелии (Ряпуксозеро, Амбарная Ламбина). На остальной территории Балтийского щита разведочных работ на диатомиты не проводилось. Все изученные месторождения представлены диатомитами озерного генезиса. Они сформировались в послеледниковое время в мелководных озерных заливах. Все разведанные в настоящее время месторождения располагаются в прибрежной мелководной зоне озер под слоем воды 0,3—9,0, в среднем 1,2—2,5 м. Иногда диатомиты отмечаются в небольших котловинах на месте исчезнувших озер под слоем торфа. Согласно наблюдениям Н. В. Введенского и Г. И. Прусса 1965 г., залежи диатомитов обычно повторяют очертания береговой линии озер. Мощность диатомитов не одинакова в разных частях залежи и зависит от неровностей дна: в местах поднятий и по направлению к берегу уменьшается. Длина залежи измеряется от нескольких сотен метров до 2 км и более, ширина — до 0,5—0,8 км. Мощность диатомитов 0,5—11,0, в среднем 2—3 м.

*Торф.* Около 30% всей площади восточной части Балтийского щита заболочено, но торфяные болота с промышленной залежью составляют незначительную ее часть. Распространены они на территории региона крайне неравномерно. Наиболее крупные торфяные болота с максимальной мощностью торфа располагаются на Кольском полуострове, в верхнем и



среднем течении р. Поной, на водоразделах рек Пана, Варзуга и Стрельна, на Имандра-Умбской равнине, на р. Кица и к северу от нижнего течения р. Поной. В Карелии наибольшую площадь занимают торфяники в Лоухском, Беломорском, Калевальском и Ругозерском районах.

На формирование торфяной залежи влияют особенности климата, гидрогеологии, геоморфологии, литологии подстилающих пород и т. д. При этом роль рельефа в образовании торфяников — одна из важнейших. Торфяники располагаются в пределах различных типов рельефа. Наибольшую площадь они занимают среди аккумулятивных озерно-ледниковых, озерных, морских и в меньшей мере ледниковых равнин. Так, например, заболоченность морских и озерно-ледниковых аккумулятивных равнин может достигать 50—70%, а в пределах распространения денудационно-тектонического рельефа всего лишь 5—10% всей площади. Торфяники располагаются на разнообразных дочетвертичных породах и отложениях четвертичного возраста в замкнутых и проточных котловинах, на плоских водоразделах, на плоской или наклонной поверхности морских, озерных, озерно-ледниковых террас, на пологих склонах возвышенностей и аккумулятивных террас, в речных долинах и т. д.

Значительную площадь занимают торфяники на площадках морских, озерно-ледниковых и озерных террас, а также на плоских водоразделах, сложенных моренной. Из-за сильно расчлененного рельефа торфяные залежи Балтийского щита отличаются мозаичностью и крайней изменчивостью по простиранию и мощности. Ограничены они естественными геоморфологическими границами. Мощность торфяников невелика, в среднем около 2 м в Карелии и 1,5—1,6 м на Кольском полуострове, максимальная — до 8 м.

*Рудные валуны.* Ориентированные аккумулятивные и экзарационные ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа позволяют наметить пути бывших ледниковых потоков, разносивших рудные и руководящие валуны (рис. 42). Восстановленные по ним направления перемещения рудных валунов позволяют определить коренное залегание рудоносных пород и выделить площади для проведения валунно-поисковых работ. В Мурманской области ледниковые потоки имели два резко различных направления: на северо- и юго-восток, — обусловленных рельефом доледникового ложа. Горные массивы западной части Кольского полуострова способствовали раздвоению ледника, наступавшего со стороны Финляндии, и движению

Рис. 42. Схематическая карта направлений ледниковых течений восточной (советской) части Балтийского щита.

1 — направление ледниковых течений.

одной его ветви в сторону Баренцева моря, другой — в сторону Белого. В Карелии, рельеф которой в целом отличается равнинностью, а основные возвышенности (Манселья и Западно-Карельская) — небольшими высотами, ледник двигался беспрепятственно на юго-восток, к Беломорской, Онежской и Ладожской впадинам.

Существенные отклонения от этих направлений, обнаруженные при поисках рудных валунов, позволяют предполагать кроме известных наличие иных месторождений, которые и могли служить источником рудных валунов. Так, веер валунов с молибденитом, указанный В. Ф. Ступицким и А. С. Кабановой в 1952—1953 гг. по результатам геологосъемочных работ в районе Юрийюкского месторождения молибдена, вытянут меридионально в направлении ледниковых потоков. Находки валунов с молибденитом известны и в 15—35 км северо-восточнее этого месторождения. Можно предполагать, что валуны связаны с другим источником, расположенным восточнее Юрийюкского месторождения. Не менее интересна находка Э. В. Муровой в 1958 г. в русле р. Шуонийоки: глыба оруденелого филлита размером до 1,5 м. Место находки глыбы находится юго-западнее известных месторождений и проявлений медно-никелевых руд Печенгского района. Вероятность связи глыбы с другим месторождением, находящимся в юго-западной оконечности Печенгской структуры, не исключена [97].

Как полагают А. Д. Арманд, Н. Н. Арманд и другие, наибольший интерес для поисков россыпных месторождений циркона, ильменита, титаномагнетита и т. д. представляют погребенные депрессии, речные долины (террасы, береговые валы, русла рек) и озерные котловины (террасы, береговые валы), в редких случаях камы. Целенаправленное изучение этих типов и форм аккумулятивного рельефа позволило бы уточнить площади, перспективные на поиски строительных материалов, россыпных рудных месторождений и других видов полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями.

Анализ результатов геоморфологических исследований в пределах восточной (советской) части Балтийского щита позволяет сделать следующие основные выводы.

Несмотря на то что регион неоднократно перекрывался ледниковыми покровами, в частности самым молодым — карельским, основные черты рельефа щита обусловлены доледниковыми процессами. Основными рельефообразующими факторами явились тектонические и денудационные процессы. Именно тектоническим режимом региона или отдельных его частей в первую очередь определялись роль и направление развития денудационных агентов, а также весьма разнообразных по генезису процессов аккумуляции.

Восточная часть Балтийского щита пережила сложную историю развития: континентальные условия сменялись морскими трансгрессиями в кембрии, ордовике, силуре, девоне и карбоне. В течение континентального режима, установившегося здесь с конца палеозоя, неоднократно осуществлялось денудационное выравнивание рельефа с препарировкой структур щита на все более глубоком срезе. Последняя эпоха выравнивания имела место в палеогене-неогене. При этом складчатые структурные формы, созданные в архее и протерозое, частично нашли отражение в современном рельефе в зависимости от интенсивности денудационных процессов и различной устойчивости пород к выветриванию.

В размещении длинных осей горных массивов и основных возвышенностей щита обнаруживается тесная связь с ориентированностью осей геологических структур, хотя рельеф по отношению к ним нередко носит инверсионный характер. Наряду с локальными и региональными прямолинейными разломами в современном рельефе нашли отражение кольцевые, овальные и полукольцевые зоны тектонических нарушений, природа которых требует специального изучения. Можно предполагать, что они связаны с процессами глубинной тектоники или наиболее древними тектоническими структурами, в зонах ограничения которых проявились унаследованные молодые движения. Более значительную роль в формировании современного

рельефа сыграли молодые тектонические движения, проявившиеся в форме разрывных нарушений эпейрогенеза и гляциоизостазии.

Роль процессов плейстоценовой аккумуляции и денудации значительно скромнее. Она состояла главным образом в моделировке рельефа (следы ледниковой экзарации, ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и т. д.), а также в формировании во впадинах дочетвертичной поверхности обширных озерных, озерно-ледниковых, морских и озерно-аллювиальных равнин.

По имеющимся для территории восточной части Балтийского щита данным о возрасте рельефа сравнительно четко датируются лишь аккумулятивные поверхности, сложенные плейстоценовыми отложениями разного генезиса. Возраст древних поверхностей определен весьма относительно по косвенным данным. Для уточнения возраста субгоризонтальных и наклонных поверхностей щита различного происхождения, особенно на площадях, перспективных на поиски рудных полезных ископаемых, следует поставить специальные работы по изучению кор выветривания и поверхностей выравнивания Балтийского щита. Неменьший интерес представляет проблема изучения разновозрастных зон тектонических нарушений, особенно рудоконтролирующих, их происхождения и времени формирования. В этой связи изучение зон не линейных, а округлых очертаний представляется особенно интересным, так как может внести коррективы в прогнозные металлогенические карты.

Проявление древних геологических структур в современном рельефе	Неотектонические районы и характеристика движений	Генезис, состав и возраст пород субстрата	Генезис, морфология и возраст основных элементов рельефа
Преимущественно инверсионный характер проявления	Интенсивные глобовые поднятия, сопровождающиеся дизъюнктивными дислокациями	Метаморфические и магматические породы архея и протерозоя	<p>Наклонные поверхности, созданные главным образом интенсивными новейшими движениями с разрывными дислокациями в зонах ограничения синклинорий саамского, реже карельского и беломорского комплексов</p> <p>Денудационно-тектонический рельеф</p> <p>Горы</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Низкие горы, ориентированные субширотно, с плоскими вершинами и гребнями, сформированные под воздействием дизъюнктивных дислокаций в зонах ограничения Сальютундровского синклинория. Длительность формирования палеоген — голоцен (P — Q<sub>IV</sub>)</li> <li>2. Низкие горы с округлыми вершинами и крутыми склонами, глубоко расчлененными эрозией, ориентированные преимущественно в северо-западном направлении, отвечающем ориентировке длинных осей складчатых структур карелид. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</li> <li>3. Низкие горы с платообразными гребнями и вершинами, образовавшиеся под влиянием новейших поднятий в пределах Печенгского синклинория. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</li> <li>4—6. Средние и низкие горы с субмеридиональной ориентированностью хребтов, нередко с островерхими гребнями и крутыми склонами, возникшие вследствие интенсивных новейших дизъюнктивных движений. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</li> </ol>
	Магматические породы палеозоя		<ol style="list-style-type: none"> <li>7. Низкие горы с плоскими вершинами и ступенчатыми склонами, сформированные под влиянием новейших дизъюнктивных дислокаций в пределах Пинозерской и Западно-Ковлицкой синклиналей саамского структурного комплекса. Длительность формирования палеоген — голоцен (P — Q<sub>IV</sub>)</li> </ol>

Проявление древних геологических структур в современном рельефе	Неотектонические районы и характеристика движений	Генезис, состав и возраст пород субстрата	Генезис, морфология и возраст основных элементов рельефа
Преимущественно инверсионный характер проявления	Интенсивные глыбовые поднятия, сопровождающиеся дисъюнктивными дислокациями	Магматические породы палеозоя	<p>8. Средние и низкие горы с платообразными вершинами, осложненными скалистыми гребнями, образовавшиеся в результате препарировки палеозойских интрузивных тел под влиянием интенсивных новейших поднятий в зонах ограничения структур Хибинского и Ловозерского массивов. Длительность формирования палеоген — голоцен (P—Q<sub>IV</sub>)</p> <p>9. Низкие горы с сильно сглаженными гребнями хребтов (до увалопоподобных форм), возникшие на щелочных породах палеозоя в пределах склонов структур Хибинского и Ловозерского массивов. Время формирования неоген — голоцен (N—Q<sub>IV</sub>)</p>
степени	глыбовые дислокациями	и вулканогенно-осадочные породы протерозоя	<p>Субгоризонтальные поверхности, созданные в процессе препарировки денудацией преимущественно синклинальных структур карельского и саамского комплексов</p> <p>Структурно-денудационный рельеф</p> <p>Равнины</p> <p>10. Плоскостные, местами ступенчатые или всхолмленные равнины, сформированные в результате препарировки денудацией складчатых структур главным образом беломорского комплекса. Длительность формирования палеоген — голоцен (P—Q<sub>IV</sub>)</p> <p>11. Грядовые и грядово-увалистые равнины, образовавшиеся вследствие препарировки складчатых структур карельского комплекса под влиянием новейших движений и селективной денудации. Простираются в соответствии с ориентировкой карелид. Длительность формирования неоген — голоцен (N—Q<sub>IV</sub>)</p> <p>12. Грядовые равнины, гряды с уплощенными гребнями и крутыми склонами возникли в результате дифференцированного неотектонического поднятия складчатых структур саамского комплекса. Длительность формирования палеоген — голоцен (P—Q<sub>IV</sub>)</p>

Проявляются в различной

Умеренные или сравнительно незначительные поднятия, сопровождающиеся дизъюнктивными

Магматические, метаморфические архей и	<p>13. Холмистые равнины, сформированные дизъюнктивными дислокациями складчатых структур беломорского комплекса. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</p> <p>14. Холмисто-грядовые равнины с участками выровненной поверхности, созданные в процессе частичной препарировки складчатых структур карельского комплекса, разорванных новейшими дизъюнктивными дислокациями. Длительность формирования палеоген — голоцен (P — Q<sub>IV</sub>)</p> <p>15. Холмисто-грядовые равнины, сформировавшиеся главным образом под влиянием дизъюнктивных дислокаций, умеренно расчлененные эрозией. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</p> <p>16. Грядово-холмистые равнины с „блоковой“ поверхностью, сильно расчлененные эрозией, созданные новейшими разрывными дислокациями. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</p> <p>17. Мелкогрядово-холмистые равнины, возникшие под влиянием дизъюнктивных дислокаций, осложненные селективной денудацией. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</p>
Осадочные породы протерозоя	<p>18. Холмисто-увалистые равнины на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих пластах осадочных пород протерозоя. Длительность формирования неоген — голоцен (N — Q<sub>IV</sub>)</p> <p>19. Плосковолнистые равнины (плато), на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих породах протерозоя, глубоко расчлененные эрозией. Длительность формирования палеозой — голоцен (PZ — Q<sub>IV</sub>)</p> <p>20. Плосковолнистые равнины на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих пластах осадочных пород протерозоя, слабо расчлененные эрозией. Длительность формирования палеозой — голоцен (PZ — Q<sub>IV</sub>)</p>
Осадочные породы палеозоя	<p>21. Плосковолнистые равнины на пологомоноклинально залегающих осадочных породах палеозоя. Длительность формирования мезозой — голоцен (MZ — Q<sub>IV</sub>)</p>

Проявление древних геологических структур в современном рельефе	Неотектонические районы и характеристика движений	Генезис, состав и возраст пород субстрата	Генезис, морфология и возраст основных элементов рельефа
Не проявляются или проявляются крайне слабо	Относительно слабые поднятия	Магматические и метаморфические породы архея и протерозоя	<p>Субгоризонтальные поверхности, созданные в результате выравнивания денудацией антиклинальных, реже синклинальных структур беломорского и саамского комплексов</p> <p>Денудационный рельеф</p> <p>Равнины</p> <p>22. Плоские равнины, созданные комплексной денудацией складчатых структур архея и протерозоя, палеогенового возраста (P ?)</p> <p>23. Плосковолнистые равнины, созданные комплексной денудацией, срезавшей складчатые структуры архея, палеогенового возраста (P ?)</p> <p>24. Пологоволнистые равнины, созданные процессами длительной денудации, главным образом, складчатых структур протерозоя, палеогенового возраста (P ?)</p>
жены	к опусканию	и метаморфические и палеозоя	<p>Субгоризонтальные поверхности, образовавшиеся при погребении синклинальных, реже антиклинальных структур беломорского, саамского и карельского комплексов процессами четвертичной аккумуляции</p> <p>Аккумулятивный рельеф</p> <p>Равнины</p> <p>25. Плоские морские равнины современные (Q<sub>IV</sub>)</p> <p>26. Плоские морские равнины позднеледниковые (Q<sub>III</sub>)</p> <p>27. Плоские озерные равнины современные (Q<sub>IV</sub>)</p>

Не выра

Стабильные районы с тенденцией

Осадочные, реже магматические породы протерозоя

28. Плосковолнистые равнины анцилового озера ( $Q_{IVap}$ )
29. Плосковолнистые или всхолмленные ледниковые равнины карельского оледенения ( $Q_{IIIkr}$ )
30. Плосковолнистые или всхолмленные ледниковые равнины осташковского оледенения ( $Q_{IIIos}$ )
31. Волнистые флювиогляциальные равнины карельского оледенения ( $Q_{IIIkr}$ )
32. Плосковолнистые озерно-ледниковые равнины второго балтийского ледникового озера ( $Q_{IIIb_2}$ )
33. Плосковолнистые озерно-ледниковые равнины первого и второго балтийских ледниковых озер ( $Q_{IIIb_{1+2}}$ )
34. Плосковолнистые озерно-ледниковые равнины первого балтийского ледникового озера ( $Q_{IIIb_1}$ )
35. Плосковолнистые озерно-ледниковые равнины карельского оледенения ( $Q_{IIIkr}$ )
36. Плосковолнистые озерно-ледниковые равнины осташковского оледенения ( $Q_{IIIos}$ )

#### Формы, группы форм и другие наложенные элементы рельефа

Аккумулятивные ледниковые: холмисто-грядовый моренный рельеф, конечные морены, филигранный ландшафт мертвого льда; *водно-ледниковые*: камы, озы; *морские*: береговые валы; *озерные*: береговые валы; *золотые*: дюны; *мерзлотно-солифлюкционные*: курумы и каменные моря, нагорные террасы, солифлюкционные террасы и напльвы, бугры пучения.

Денудационные ледниковые: бараны лбы, трюги, друмлины, ледниковые шрамы, цирки и кары; *водно-ледниковые*: ложбины стока; *морские*: террасы, абразионные уступы; *озерные*: террасы, абразионные уступы; *речные*: эрозионные уступы, речные долины с комплексом террас, древние долины; *золотые*: дефляционные воронки и котловины; *скульптурные*: денудационные останцы.

Тектоногенные: локальные и региональные разломы, выраженные в рельефе в виде ложбин (занятых современными речными долинами и озерно-речной системой), четко выраженных уступов, спрямленных и округлых участков берегов озер, морей, речных долин.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ануфриев Г. И. О болотах Кольского полуострова. Пгр., 1922. 80 с.
2. Апухтин Н. И. Геоморфологический облик центральной части Западной Карелии. Петрозаводск, 1953, с. 101—122.
3. Апухтин Н. И. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. — Матер. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, нов. сер., 1956, вып. 17, с. 44—51.
4. Апухтин Н. И. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1, Мурманская обл. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 632—652.
5. Апухтин Н. И. История геологического развития. Кайнозой. — В кн.: Геология СССР, т. XXXVII, ч. 1, Карельская АССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 663—667.
6. Апухтин Н. И. Четвертичные отложения Мурманской области. М., Изд-во АН СССР, с. 17—23.
7. Апухтин Н. И., Экман И. М., Яковлева С. В. Новые доказательства существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского пролива на Онежско-Ладожском перешейке. — «Балтика», 1965, № 2, с. 99—114.
8. Апухтин Н. И., Экман И. М. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей. — В кн.: Геол. четверт. отлож. сев.-зап. европ. части СССР. Л., «Недра», 1967, с. 48—110.
9. Апухтин Н. И., Краснов И. И. Корреляция опорных стратиграфических разрезов и сводная стратиграфическая схема четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР. Там же, с. 295—317.
10. Арманд А. Д. Некоторые особенности строения морены на Кольском полуострове в связи с явлениями течения. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1958, № 3, с. 36—42.
11. Арманд А. Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. — В кн.: Вопр. геоморфол. и геол. осадоч. покрова Кольского п-ова, вып. 1. Апатиты, 1960, с. 32—84.
12. Арманд А. Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины. Апатиты, 1964. 238 с.
13. Арманд А. Д. Рельеф Кольского полуострова. — В кн.: Природа Мурманск. обл. Мурманск, 1964, с. 38—46.
14. Арманд А. Д., Дорфман М. Д. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского щелочного массива. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1959, № 1, с. 59—66.
15. Арманд А. Д., Арманд Н. Н., Егорова И. А. Палеогеография Верхнепонойской котловины в верхнем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Формирование рельефа и четверт. отлож. Кольского п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 40—68.
16. Арманд А. Д., Гунова В. С., Лебедева Р. М. Стадия Сальпаусселька и позднеледниковые морские проливы на юго-западе Мурманской области. — В кн.: Основные проблемы геоморфол. и стратиграфии антропогена Кольск. п-ова. Л., «Наука», 1969, с. 86—95.

17. Арманд А. Д., Самсонова Л. Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалякши. Там же, с. 96—111.
18. Арманд А. Д., Граве М. К., Кудлаева А. Л. Поверхности выравнивания и коры выветривания Мурманской области. Там же, с. 112—123.
19. Арманд Н. Н. Краевые образования малоактивного ледникового щита и зона его сочленения со скандинавским покровом. — В кн.: Краевые образования материк. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965, с. 45—50.
20. Астахов В. И., Ероменко В. Я. Геологическая информативность телевизионных космических снимков закрытых районов (на примере Приенисейской Сибири). — В кн.: Исслед. природной среды косм. средствами. Геол. и геоморфол., т. II. М., 1974, с. 72—76.
21. Афанасьев А. П. Итоги и перспективы изучения доледниковой коры выветривания на Колском п-ове. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносн. Колского п-ова. Апатиты, 1968, с. 207—213.
22. Афанасьев Н. Ф., Можаяев Б. Н., Толчельников Ю. С. Опыт сравнительного анализа радиолокационных и аэрофотографических изображений природных объектов лесной зоны. — В кн.: Новые методы получения информации различными дистанционными приемниками и ее обработки для решения геол. задач. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ, 1972, с. 42—44.
23. Барканов И. В. Четвертичный покров восточной (советской) части Балтийского кристаллического щита и его поисковое значение. — В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. сев.-зап. РСФСР, вып. 7. Л., «Недра», 1967, с. 138—164.
24. Башилова И. И. Использование телевизионных снимков, полученных с метеорологических спутников, для изучения геологического строения Земли. — В кн.: Космич. иконика. М., «Недра», 1973, с. 158—161.
25. Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. Исследование космических телевизионных снимков — средство тектонического районирования. — «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1973, № 7, с. 19—33.
26. Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. Космические телевизионные снимки как средство тектонического районирования крупных территорий и прогнозирования полезных ископаемых (на примере Западно-Сибирской плиты и прилегающих районов). — В кн.: Исслед. природной среды косм. средствами. Геол. и геоморфол., т. I. М., 1973, с. 102—110.
27. Бельков И. В. Киаинитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
28. Бискэ Г. С. Озы Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955. 31 с.
29. Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
30. Бискэ Г. С. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т. XXXVII, ч. I, Карельская АССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 631—646.
31. Бискэ Г. С. Карельская АССР. — В кн.: Последний ледниковый покров на сев.-зап. европ. части СССР. М., 1969, с. 245—255.
32. Бискэ Г. С., Казакова О. Н., Кратц К. О. Опыт анализа взаимосвязи между тектоникой, рельефом и урочищами Карельской АССР. — «Учен. зап. Латв. ун-та. Геогр. науки», т. 37, 1961, вып. 4, с. 407—413.
33. Бискэ Г. С., Горюнова Н. Н. Дочетвертичный рельеф Карелии. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, 1966, с. 20—21.
34. Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. История развития Онежского озера. — В кн.: Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР. Тез. докл. Мянск, 1967. 16 с.
35. Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. Геолого-геоморфологическое строение побережья Онежского озера. — В кн.: Предварит. результаты работ компл. экспедиции по исслед. Онежского оз., вып. 3. Петрозаводск, 1968, с. 11—15.
36. Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 73 с.
37. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным, М., «Недра», 1967, с. 84—91.

38. Боч С. Г. Наблюдения над формами микро- и мезорельефа в четвертичных отложениях, связанными с мерзлотными процессами. — В кн.: Метод. руководство по изуч. и геол. съемке четверт. отлож., ч. II. М., Госнаучтехиздат, 1955, с. 298—345.
39. Буссен И. В., Сахаров А. С. Цирки Луявурта. — В кн.: Рельеф и геол. строение осадоч. покрова Кольского п-ова. М.—Л., «Недра», 1964, с. 63—67.
40. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л., «Наука», 1967. 125 с.
41. Введенский Л. А. Рельеф южной части Кольского полуострова. — «Изв. Гос. геогр. о-ва», т. 66, 1934, вып. 6, с. 845—863.
42. Венус Б. Г., Линьков А. Г., Тырин А. К. Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования. — «Вестн. Ленингр. ун-та, сер. геол. и геогр.», 1966, вып. 4, № 24, с. 110—116.
43. Галдобина Л. П. Предпалеозойская поверхность выравнивания территории Балтийского щита. — В кн.: Вспр. регион. палеогеоморфол. Уфа, 1966, с. 28—29.
44. Гарифулин Л. Л. Курумы Вороньих тундр и их значение при геологической съемке. — В кн.: Четверт. отлож. и грунт. воды Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1964, с. 106—111.
45. Геологическое строение СССР, т. III. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 13—60.
46. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
47. Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 19—27.
48. Гинзбург И. В. К вопросу о формировании рельефа северо-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы Севера, вып. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 116—128.
49. Граве Л. М. О проявлении разрывных дислокаций в рельефе центральной части Мурманского блока (по материалам аэрофотосъемки). — В кн.: Формирование рельефа и четверт. отлож. Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 90—100.
50. Граве М. К., Евзеров В. Я. Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр. — В кн.: Четверт. отлож. и грунт. воды Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1964, с. 12—29.
51. Граве М. К., Евзеров В. Я., Лихачев А. С. Новые данные о рыхлых отложениях и формировании рельефа Сейдозерского района (Ловозерские тундры). — В кн.: Рельеф и геол. строение осадоч. покрова Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1964, с. 5—47.
52. Граве М. К., Макиевский С. И. Взаимоотношение основных элементов рельефа и крупных тектонических структур в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Формирование рельефа и четверт. отлож. Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 16—39.
53. Григорьев А. А. Геоморфология Кольского полуострова по новейшим исследованиям. — В кн.: Докл. делегации на Междунар. геогр. конгр. в Варшаве. Изд. Науч.-исслед. ин-та Больш. сов. Атласа мира. 1934, 10 с.
54. Гусев Н. А. Тектоническое строение центральной части восточного вулканического района Камчатки по данным дешифрирования радиолокационных аэроснимков. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ», 1973, № 8, с. 23—27.
55. Дьяконова-Савельева Е. Н. О древних береговых линиях Онежского озера. Л., 1925, с. 42—53.
56. Дьяконова-Савельева Е. Н., Земляков Б. Ф. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. — «Труды Ленингр. о-ва естествоиспыт.», 1929, т. 59, вып. 4, с. 11—26.
57. Елисеев Н. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозерских тундр. — В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1, Мурманск. обл. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 479—499.

58. Земляков Б. Ф. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка. — «Труды Комис. четверт. АН СССР», 1933, т. 3, с. 47—66.

59. Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936, с. 3—102.

60. Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. — «Труды сов. секц. междунар. ассоц. изуч. четверт. периода», 1939, вып. IV, с. 53—56.

61. Знаменская О. М., Романова В. П. Геоморфологическое районирование Северного Приладожья и Карельского перешейка. — В кн.: Сев. зап. европ. части СССР, вып. 5, Л., Изд-во ЛГУ, 1966, с. 87—103.

62. Знаменская О. М., Соколова В. Б., Хомутова В. И. Сравнительный анализ палеогеографических условий развития южного и западного берегов Ладожского озера. — В кн.: История озер. Вильнюс, 1970, с. 113—121.

63. Ильин В. А. Особенности строения водно-ледниковых комплексов в северной части Онежского озера. — В кн.: Четверт. геол. и геоморфол. вост. части Балт. щита. Л., «Наука», 1972, с. 32—34.

64. Использование материалов радиолокационной аэросъемки для изучения тектоно-магматических кольцевых структур (на примере Кураминского хребта). — «Экспресс-информация ОНТИ Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ», 1974, вып. 8—9, с. 6—16. Авт.: С. Н. Задорина, В. Г. Можаява, М. М. Набоков, В. А. Старостин.

65. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. I. М., 1973, с. 8—127.

66. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. II. М., 1974, с. 7—111.

67. Карпов Н. Н. Следы послеледниковых тектонических разломов в Хибинских горах. — «Вестн. Моск. ун-та, сер. V (география)», 1960, № 4, 61 с.

68. Квасов Д. Д. О позднеледниковой истории Онежского озера. — В кн.: Предварит. результаты работ компл. экспедиции по исслед. Онежского оз., вып. 4, Петрозаводск, 1969, с. 10—17.

69. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., «Недра», 1970. 110 с.

70. Киселев И. И. Продукты выветривания и некоторые вопросы палеогеографии района Панских тундр в позднечетвертичное время. — В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2, 4. 2. Апатиты, 1971, с. 75—81.

71. Киселев И. И. О чем свидетельствуют данные палинологических анализов образцов из морены на Кольском полуострове? — В кн.: Природ. обстановка и фауны прошлого, вып. 7. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 103—109.

72. Киселев И. И., Чувардинский В. Г. Об отсутствии материковых оледенений Кольского полуострова. — В кн.: Природ. обстановка и фауны прошлого, вып. 5. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 146—160.

73. Козлов М. Т. Пространственная унаследованность в развитии тектонических движений в центральной и юго-восточной частях Кольского полуострова. — В кн.: Геофиз. и тектон. Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 50—60.

74. Коломыц Э. Г. Новые данные о позднеледниковой истории развития внутренних районов Кольского полуострова. — «Зап. Забайкальск. отд.-ния Всесоюз. геогр. о-ва», 1963, вып. 26, с. 71—82.

75. Комаров В. Б., Нявро Б. П. Методика радиолокационной аэросъемки системой бокового обзора «Торос» для геологических исследований. — В кн.: Новые методы получения информ. различными дистанционными приемниками и ее обработки для решения геол. задач. «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ», 1972, № 6, с. 27—29.

76. Комаров В. Б., Старостин В. А., Нявро Б. П. Радиолокационная аэросъемка и ее значение в комплексе аэро- и космических методов

геологических исследований. — В кн.: Исслед. природной среды косм. средствами. Геология и геоморфология, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 111—119.

77. Комаров В. Б., Старостин В. А. Опыт применения радиолокационных съемок при геологических исследованиях. — В кн.: Пути повышения эффективности геологосъемочных и поисковых работ. «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ», 1974, вып. 3, с. 1—9.

78. Комов А. А. Рельеф и полезные ископаемые вдоль Мурманской железной дороги, в Южной Карелии. — «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1932, т. 64, вып. 4—5, с. 390—406.

79. Кошечкин Б. И. Роль эндогенного фактора в формировании рельефа западной части Кольского полуострова (бассейны рек Ноты и Лотты). — В кн.: Аэрометоды при поисках полезн. ископ. и геол. картирования. М.—Л., «Наука», 1964, с. 43—55.

80. Кошечкин Б. И. Проявление новейших тектонических движений в Нотозерской депрессии. — Там же, с. 67—69.

81. Кошечкин Б. И. Кольско-Карельская область. Кольский полуостров. — В кн.: Дешифрирование четверт. отлож. Русск. равнины. М.—Л., «Наука», 1966, с. 106—110.

82. Кошечкин Б. И. Основные закономерности развития доледникового рельефа северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Вопр. регион. палеогеоморфологии. Уфа, 1966, с. 40—42.

83. Кошечкин Б. И. Генетическое обоснование морфографических этапов планового строения гидрографической сети в различных геологических условиях. — В кн.: Аэрофотогр. эталонирование и экстраполяция. Л., «Наука», 1967, с. 57—64.

84. Кошечкин Б. И. Голоценовые тектонические движения Кольского полуострова. — В кн.: Соврем. движения земн. коры. Л., 1968, № 4, с. 39—47.

85. Кошечкин Б. И. Дифференцированные новейшие тектонические движения верхнеплейстоценового и голоценового времени в Северо-Восточной Фенноскандии. — В кн.: Соврем. движения и глубинное строение Кольского п-ова. М.—Л., «Наука», 1969, с. 124—140.

86. Кошечкин Б. И. Рельеф Кольского п-ова. Л., 1969, 26 с.

87. Кошечкин Б. И. Элементы древнего структурного плана в рельефе Кольского полуострова. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольск. п-ова. Л., «Наука», 1969, с. 124—140.

88. Кошечкин Б. И., Панасенко С. Д., Стрелков С. А. Сейсмические зоны северо-востока Балтийского щита. «Матер. X сес. Генер. ассамб. Европ. секц. Междунар. сейсм. союза». М.—Л., «Наука», 1970, с. 189—204.

89. Кошечкин Б. И., Подольский Ю. В., Семенова М. А. Роль структурно-литологического фактора в формировании рельефа восточной части Кольского полуострова (среднее течение р. Поноя). — В кн.: Формирование рельефа и четверт. отлож. Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 101—111.

90. Кошечкин Б. И., Стрелков С. А. Проявления новейшей тектоники на северо-востоке Балтийского щита. — В кн.: Новейш. и соврем. движения земн. коры вост. части Балт. щита. Петрозаводск, 1974, с. 16—21.

91. Кратц К. О., Бискэ Г. С., Робонен В. И. Очерк геологии и полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1961, 67 с.

92. Куплетский Б. М. Геоморфология и геология Кольского полуострова. — В кн.: Полезн. ископ. Ленингр. обл. и КАССР, ч. 1. Л., 1933, с. 333—341.

93. Лаврова М. А. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1947, т. 79, вып. 1, с. 21—38.

94. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1960, 234 с.

95. Лаврова М. А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. — В кн.: Неоген. и четверт. отлож. Зап. Сибири. М., «Наука», 1968, с. 161—163.

96. Лак Г. Ц. Геоморфологический облик структур карелид юго-восточной окраины Балтийского щита. — В кн.: Новейш. и соврем. движения земн. коры вост. части Балт. щита. Петрозаводск, 1974, с. 30—34.
97. Легкова В. Г. Направление движения материкового льда в западной части Мурманской области и его связь с рельефом ледникового ложа. — В кн.: Вопр. геоморфологии и геологии антропогена севера европ. части СССР. (Тез. докл. совещ. в Петрозаводске 21—23 ноября 1972 г.). Апатиты, 1972, с. 1—4.
98. Легкова В. Г., Сущенко Н. А. Условия распространения карельского ледника в северо-восточной части Онежско-Ладожского перешейка. — В кн.: Природа и хоз-во Севера, 1970, вып. 2, ч. 1, с. 12—14.
99. Легкова В. Г., Щукин Л. А. Основные черты геоморфологии. — В кн.: Геология четверт. отлож. северо-зап. европ. части СССР. Л., «Недра», 1967, с. 33—47.
100. Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. М., 1965, с. 70—74.
101. Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение вост. части Балтийск. щита. Л., «Наука», 1968, с. 185—190.
102. Литвиненко И. В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. — Там же, с. 90—95.
103. Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — В кн.: Глубинное сейсм. зондирование земн. коры в СССР. Л., 1962, с. 187—206.
104. Лихачев А. С., Афанасьев А. П. Новая находка доледниковых каолиновых глин на Кольском полуострове. — «Сов. геология», 1969, № 9, с. 116—120.
105. Лукашов А. Д. Основные черты неотектоники Карелии. — В кн.: Новейш. и соврем. движения земн. коры вост. части Балт. щита. Петрозаводск, 1974, с. 5—15.
106. Лукашов А. Д., Ильин В. А. Озы и тектонические нарушения. Там же, с. 43—46.
107. Макарова А. А. Опыт применения дешифрирования аэрофотоснимков при выявлении дизъюнктивных нарушений. — В кн.: Сборник матер. по геологии цветн., редк. и благород. металлов, вып. 3. Л., 1958, с. 88—93.
108. Макиевский С. И., Николаева К. А. Геосинклинальные формации докембрия северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы изуч. геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с. 127—134.
109. Макиевский С. И., Никонов А. А. О рельефе, геологической структуре и их взаимоотношениях в западной части Кольского полуострова. — В кн.: Четверт. отлож. и грунтовые воды Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1964, с. 30—42.
110. Малаховский Д. Б., Марков К. К. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР. Л., «Наука», 1969. 252 с.
111. Малясова Е. С. Палеоботаническая характеристика голоценовых отложений Карельского перешейка. — В кн.: Сборник по палеогеографии и стратиграфии четверт. отлож. Л., 1959, с. 30—53.
112. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — «Труды Гл. геол. развед. упр.», 1931, вып. 117. 256 с.
113. Мирошниченко В. П., Можяев Б. Н. Анализ ландшафтов по аэроснимкам. — В кн.: Матер. V съезда Геогр. о-ва Союза ССР. Дополнительный выпуск. Л., 1970, с. 55—59.
114. Можяев Б. Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. Л., «Недра», 1973. 231 с.
115. Можяева В. Г. Геоморфологическое картирование при почвенно-мелиоративных исследованиях с использованием материалов аэрофотосъем-

ки. — В кн.: Опыт картирования растительности и почв по аэроснимкам. Л., «Наука», 1964, с. 132—147.

116. Никонов А. А. Стратиграфия осадков и палеогеография позднеледниковых морских бассейнов Лоттинской депрессии. — В кн.: Вопр. геоморфологии и геологии осадоч. покрова Кольск. п-ова, вып. 1. Апатиты, 1960, с. 85—120.

117. Никонов А. А. О водно-ледниковых образованиях и ходе сокращения материкового оледенения на северо-востоке Фенноскандии. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 1, с. 150—153.

118. Никонов А. А. Геоморфологические признаки позднечетвертичных движений земной коры на западе Кольского п-ова. — В кн.: Четверт. отлож. и грунтовые воды Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1964, с. 96—105.

119. Никонов А. А. Стратиграфия и палеогеография верхнего плейстоцена Кольского полуострова. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол.», 1964, т. 39, № 6, с. 150—151.

120. Никонов А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964, 183 с.

121. Никонов А. А. Краевые образования Северной Фенноскандии и их соотношение с краевыми образованиями остальной Фенноскандии. — В кн.: Краев. образования матер. оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965, с. 33—44.

122. Никонов А. А. Стратиграфия плейстоцена Кольского полуострова. — «Сов. геология», 1966, № 8, с. 26—37.

123. Никонов А. А. Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Тектон. движения и новейш. структуры земн. коры. М., «Недра», 1967, с. 191—197.

124. Никонов А. А. Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение. — «Бюл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол.», 1968, т. 43, № 5, с. 108—118.

125. Никонов А. А. О коре выветривания Кольского полуострова. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1969, № 2, с. 101—107.

126. Никонов А. А., Лебедева Р. М. К истории позднеледниковых ландшафтов материковой части Кольского полуострова. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 1, с. 148—151.

127. Никонов А. А., Панасенко Г. Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии. — В кн.: Соврем. движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 193—201.

128. Онохин Ф. М. Радиальные разломы Хибинского массива и их поисковое значение. — «Сов. геология», 1970, № 6, с. 129—135.

129. Опыт дешифрирования аэрофотоснимков при изучении тектонических нарушений. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1968, № 6, с. 99—105. Авт.: В. Н. Богданов, Ю. Д. Ходотов, А. А. Кудлаева, И. И. Сорокина.

130. Палицын Н. Д., Доливо-Добровольский А. В., Кошечкин Б. И. Опыт комплексного использования геологического дешифрирования материалов аэрофотосъемки и аэромагнитометрии для выявления разрывной тектоники в условиях Балтийского щита. — «Бюл. науч.-техн. информ. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ», 1962, № 9, с. 11—14.

131. Палицын Н. Д., Кошечкин Б. И. Проявление разрывной тектоники в центральной части Кольского полуострова и возможности ее изучения на основе аэрометодов. — В кн.: Разработка и применение аэрометодов в геол.-геофиз. исследованиях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

132. Панасенко Г. Д. Землетрясение в северо-восточной части Балтийского щита. — «Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР», 1959, № 2, с. 52—59.

133. Панасенко Г. Д. Сейсмические особенности северо-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Сейсм. исследования, № 6. М., «Наука», 1965, с. 5—22.

134. Панов Д. Г. Геоморфологический обзор побережий Баренцева моря. — «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1937, т. 69, вып. 6, с. 876—894.

135. Перевозчикова В. А., Беляев К. Д., Булин Н. К. Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974, с. 272—279.

136. Петров А. И. О тектонической трещиноватости архейских пород Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадоч. вулканог. и метаморф. комплексы Кольск. п-ова. М.—Л., «Недра», 1966, с. 107—118.

137. Покровская И. М., Шарков В. В. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 273—290.

138. Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского п-ова. Л.—М., 1937, с. 63—80.

139. Применение материалов радиолокационной аэро съемки при изучении тектонического строения закрытых территорий (на примере южной части Ташкентского сейсмополигона). — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та экономики и планиров. минер. сырья и геол. развед. работ», 1973, № 8, с. 16—22. Авт.: В. А. Старостин, М. М. Набоков, В. Г. Можаяева, Я. М. Хейфиц.

140. Рихтер Г. Д. Орографические районы Кольского полуострова. — «Труды Ин-та физ. географии АН СССР», 1936, вып. 19, с. 5—46.

141. Рихтер Г. Д. Физико-географический очерк. — В кн.: Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 18—35.

142. Рихтер Г. Д., Каманин Л. Г. Сравнительная характеристика щитов европейской части СССР. — В кн.: Вопр. географии. М.—Л., 1956, с. 80—89.

143. Рубинраут Г. С. Послепалеогеновое тектоническое развитие восточной части Кольского полуострова в свете данных о распространении и возрасте элювиальных отложений. — В кн.: Вопр. геоморфологии и геологии антропогена севера европ. части СССР. Тезисы докл. Апатиты, 1972, с. 41—42.

144. Рубинраут Г. С. Молодые и современные движения земной коры в Верхнепаноянской депрессии и их связь с тектоническим развитием Кейвской подзоны карелид. — В кн.: Новейш. и соврем. движения земн. коры вост. части Балт. щита. Петрозаводск, 1974, с. 22—27.

145. Рубинраут Г. С. О возрасте рельефа Кольского полуострова и роли новейшей тектоники в его формировании. — В кн.: Регион. геология, металлогения и геофизика. Апатиты, 1974, с. 258—268.

146. Рубинраут Г. С., Гаскельберг В. Г. Характер взаимосвязи современного рельефа Кольского полуострова с докембрийскими складчатыми структурами. — В кн.: Природа и хоз-во Севера, 1971, вып. 2, ч. 2, с. 86—95.

147. Семенова Н. Н., Можаяева В. Г. Опыт применения радиолокационной аэро съемки в картографии почв. — «Почвоведение», 1973, № 10, с. 137—144.

148. Серебряный Л. Р. Новые труды шведских и норвежских ученых о происхождении доледникового рельефа Финляндии. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1958, № 2, с. 135—139.

149. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958. 108 с.

150. Сидоренко А. В. О доледниковом (дочетвертичном) континентальном этапе развития Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита. — В кн.: Регион. палеогеография. М., 1960, с. 164—170.

151. Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Блоковое строение складчатого фундамента европейской части СССР. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 37—54.

152. Скуфьин П. К. О глубинном долгоживущем разломе докембрийского возраста на северо-западе Кольского п-ова. — В кн.: Геофизика и тектоника Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 83—85.

153. Стратиграфия Четвертичных отложений Северо-Запада СССР. — В кн.: Хронология и климаты четверт. периода. Докл. сов. геологов на XXI сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 4. М., 1960, с. 67—74. Авт.: Н. И. Апухтин, И. М. Покровская, В. В. Шарков, С. В. Яковлева.

154. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. М., 1962. 549 с.

155. Стрелков С. А. Морфоструктуры северо-западной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. — В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольск. п-ова. Л., «Наука», 1973, с. 5—80.
156. Стрельников С. И. Некоторые вопросы методики использования материалов радиолокационной аэросъемки. — «Сов. геология», 1972, № 3, с. 73—85.
157. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии. — В кн.: Полезн. ископ. Ленингр. обл. и КАССР. Ч. 2. КАССР. Л.—М., 1933, с. 3—16.
158. Тихомиров И. К. Подземные толчки в Хибинском массиве. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1949, т. 81, вып. 2, с. 251, 252.
159. Токарев В. А. Схема разломов Кольского полуострова и рациональное направление дальнейших поисковых работ. — В кн.: Вопр. геологии, минералогии и геохимии изверж. и метаморф. комплексов Кольск. п-ова. Апатиты, 1967, с. 24—33.
160. Токарев В. А. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. — В кн.: Геол. строение, развитие и рудоносность Кольск. п-ова. Апатиты, 1968, с. 37—46.
161. Усольцева К. И. Основные этапы формирования рельефа и покрова рыхлых отложений Кольского полуострова. — «Учен. зап. Курск. пед. ин-та», вып. 4, 1957.
162. Цирульников М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение вост. части Балт. щита. М.—Л., 1968, с. 78—89.
163. Шарков В. В. Балтийский кристаллический щит. — В кн.: Геоморфол. районирование СССР, т. 2, вып. 1. Л.—М., 1947, с. 19—24.
164. Шарков В. В. Роль тектонических движений в формировании морских берегов. — В кн.: Опыт геол.-геоморфол. и гидробиол. исслед. береговой зоны моря. Л., «Наука», 1967, с. 5—27.
165. Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. — «Сов. геология», 1966, № 5, с. 47—57.
166. Щукин И. С. Общая геоморфология, т. II. М., Изд-во МГУ, 1964. 563 с.
167. Экман И. М. Плейстоценовые отложения и некоторые особенности развития рельефа в районе г. Петрозаводска. — В кн.: Вопр. геол. и закономерности размещения полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 383—392.
168. Экман И. М. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладжского перешейка. — Автореф. канд. дис. Л., 1968. 36 с.
169. Эпштейн С. В. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря в Северной Карелии. — «Труды сов. секции INGUÅ», т. V, 1941, с. 181—201.
170. Яковлева С. В. Некоторые литологические особенности разновозрастных морен. — В кн.: Геол. четверт. отлож. сев.-зап. европ. части СССР. Л., «Недра», 1967, с. 272—294.
171. Яковлева С. В. К истории возникновения и развития валунопоискового метода. — В кн.: Вопр. геоморфол. и геол. антропогена севера европ. части СССР. (Тезисы докл. совещ. Петрозаводск, 21—23 ноября 1972 г.). Апатиты, 1972, с. 5—7.
172. Berghell H. Beobachtungen über den Bau und die Configuration der Randmoränen in Ostlichen Finland. — «Fennia», 1893, Bd. 8, № 5, S. 1—4.
173. Flint R. F. Glacial geology and the Pleistocene epoch. Ld., 1947, 589 p.
174. Нуурпää В. On structure of the first Salpausselkä. — „Geologi“, 1951, № 2—3, p. 17—29.
175. Leiviskä J. Der Salpausselkä. — „Fennia“, XLI. Helsingfors, 1920, Bd. 41, S. 1—388.

176. Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. — „Fennia“, 1898, Bd. 16, № 1, S. 1—151.
177. Ramsay W. Über die Uferlinien im südlichen Finland. — „Fennia“, 1921, Bd. 42, № 5, S. 1—10.
178. Sauramo M. Zur Frage des inneren Baues des Salpausselkä in Finland. — Leitch. Gletscherkunde, 1931, Bd. 19, S. 7—15.
179. Sederholm J. Om istident bildningar i get inre af Finland. — „Fennia“, 1889, Bd. 1, № 7, p. 1—52.
180. Sederholm J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonders Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. — „Bull. de la Comm. geol. de Finl.“, 1913, № 37, S. 31—42.
181. Tanner V. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. — „Bull. de la Comm. geol. de Finl.“, 1930, № 8, p. 538—583.
182. Week F. J. Öfversikt of Finlands geologiska förhallanden Akademisk afhandling. Helsingfors, 1876.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	(В. Г. Легкова)	3
Глава I.	Состояние изученности геоморфологии восточной части Балтийского щита (В. Н. Бонбенков)	5
Глава II.	Особенности методики изучения и принципы классификации рельефа (В. Г. Легкова)	8
Глава III.	Опыт применения дистанционных методов при изучении рельефа советской части Балтийского щита	12
	Современные дистанционные методы (Б. Н. Можжев)	—
	Примеры применения материалов аэрофотосъемки	15
	Преимущества метода комплексного дешифрирования (В. Б. Соколова)	—
	Использование материалов аэрофотосъемки при геоморфологических исследованиях с целью выделения участков, перспективных для поисков полезных ископаемых (Г. В. Матвеева)	16
	К методике изучения рельефа Балтийского щита, обусловленного разрывной тектоникой, по материалам аэрофотосъемки (В. Г. Можжева)	24
	Пример применения материалов телевизионной съемки (Б. Н. Можжев, В. Г. Можжева, Т. Н. Симоненко)	32
	Примеры применения материалов радиолокационной аэросъемки (В. Г. Можжева)	43
Глава IV.	Геологическое строение восточной части Балтийского щита и его роль в формировании рельефа (В. Н. Бонбенков, В. Г. Легкова, Л. А. Щукин)	66
Глава V.	Основные генетические категории и морфоструктурный анализ строения поверхности Карелии и Кольского полуострова (В. Г. Легкова, В. Н. Бонбенков, Л. А. Щукин)	80
Глава VI.	Наложённые элементы рельефа (В. Г. Легкова, Л. А. Щукин)	129
	Денудационные формы	—
	Аккумулятивные формы	133

Глава VII. История развития рельефа (В. Г. Легкова) . . . . .	141
Глава VIII. Соотношение рельефа, состава слагающих его пород с тектоническими структурами и размещением рудных полезных ископаемых (В. Г. Легкова, В. Н. Бонбенков, М. С. Сипакова) . . . . .	145
Глава IX. Основные особенности размещения полезных ископаемых, связанных с аккумулятивным рельефом (Л. А. Шукин, В. Г. Легкова) . . . . .	154
Заключение (В. Г. Легкова) . . . . .	165
Приложение . . . . .	167
Список литературы . . . . .	172

ИБ № 1537

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ  
КАРЕЛИИ  
И КОЛЬСКОГО  
ПОЛУОСТРОВА**

Редактор издательства *З. Г. Сегаль*  
Обложка художника *Д. Р. Стевановича*  
Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*  
Корректор *М. И. Витис*

Сдано в набор 15/XI 1976 г. Подписано в печать 20/IV 1977 г.  
М-24963. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1 и мелов.  
Печ. л. 11<sup>1</sup>/<sub>2</sub>+1 вкл. Усл. л. 12,25. Уч.-изд. л. 12,86.  
Тираж 1000 экз. Заказ № 792. Цена 2 р. 11 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171,  
Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика  
объединения «Аэрогеология»

2р.11к.

2293

·НЕДРА·

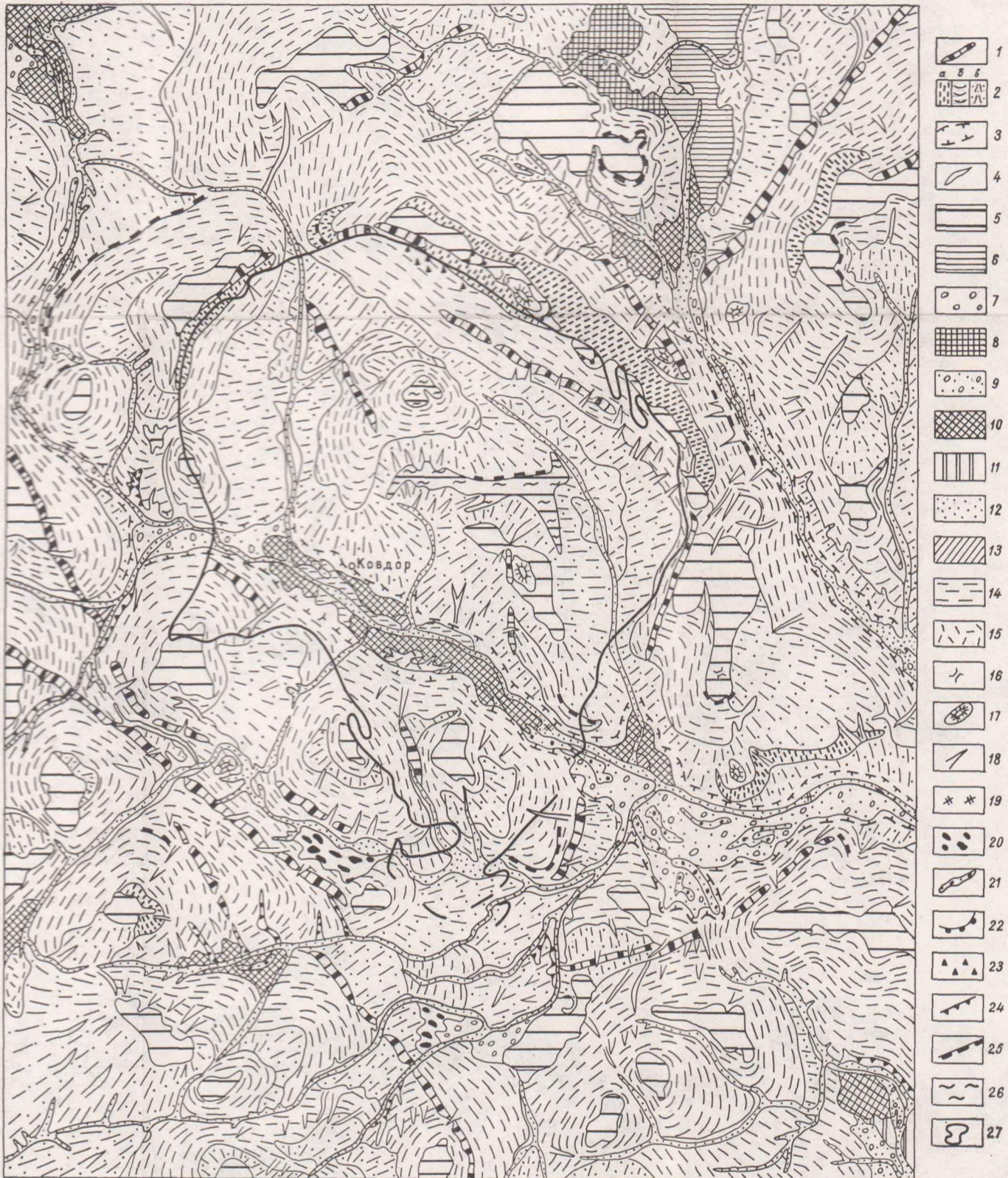


Рис. 4. Геоморфологическая схема района Ковдорского массива. Составили Г. В. Матвеева, В. А. Ядуга.

**Генетические категории рельефа.** Поверхности рельефа: тектоногенные, перекрытые маломощным разорванным покровом нерасчлененных отложений ранне- и позднекарельского оледенения: 1 — склоны, предопределенные разрывными нарушениями, длительность формирования плиоцен — голоцен ( $N_1 - Q_{IV}$ ). Выработанные поверхности рельефа, перекрытые маломощным разорванным покровом нерасчлененных отложений ранне- и позднекарельского оледенения; структурно-денудационные: 2 — склоны возвышенностей, созданные денудационной препарировкой (а — крутые, б — средней крутизны, в — пологие), длительность формирования палеоген — голоцен ( $P - Q_{IV}$ ); эрозийные: 3 — склоны ложбин стока талых ледниковых вод позднекарельского оледенения ( $Q_{III}k_2$ ); денудационно-эрозийные: 4 — склоны речных долин, длительность формирования позднеледниковье — голоцен ( $Q_{III} - Q_{IV}$ ); денудационные: 5 — плосковолнистая поверхность выравнивания палеогенового возраста ( $P$ ), 6 — пологонаклонная поверхность педимента плиоценового возраста ( $N_2$ ); аккумулятивные, созданные ледниковой аккумуляцией: 7 — моренная равнина времени ранне- и позднекарельского оледенения ( $Q_{III}k_{1-2}$ ), 8 — холмисто-моренный ландшафт времени ранне- и позднекарельского оледенения ( $Q_{III}k_{1-2}$ );

созданные водно-ледниковой аккумуляцией: 9 — задровая равнина позднекарельского оледенения ( $Q_{III}k_2$ ); 10 — мелкохолмистый камовый ландшафт позднекарельского оледенения ( $Q_{III}k_2$ ); 11 — камовое плато позднекарельского оледенения ( $Q_{III}k_2$ ); созданные речной аккумуляцией: 12 — пойма высотой до 2,5 м голоценового возраста ( $Q_{IV}$ ), 13 — I надпойменная терраса высотой до 5 м позднечетвертичного — голоценового возраста ( $Q_{III} - Q_{IV}$ ); созданные озерной аккумуляцией: 14 — озерная терраса высотой до 2 м голоценового возраста ( $Q_{IV}$ ); созданные биогенной аккумуляцией: 15 — болотная равнина голоценового возраста ( $Q_{IV}$ ).

**Формы рельефа.** Тектоногенные: 16 — тектонически предопределенные седловины; денудационные: 17 — останец; 18 — эрозийные ложбины и распадки, 19 — пороги; ледниковые: 20 — друмлины; водно-ледниковые: 21 — озы; мерзотно-солифлюкционные: 22 — нагорные террасы; мерзлотные: 23 — курумы. Прочие знаки: 24 — эрозийный уступ, 25 — денудационный уступ, 26 — доледниковая сунгулитовая (кольскитовая) кора выветривания, 27 — контур интрузивного массива по данным геологической съемки.

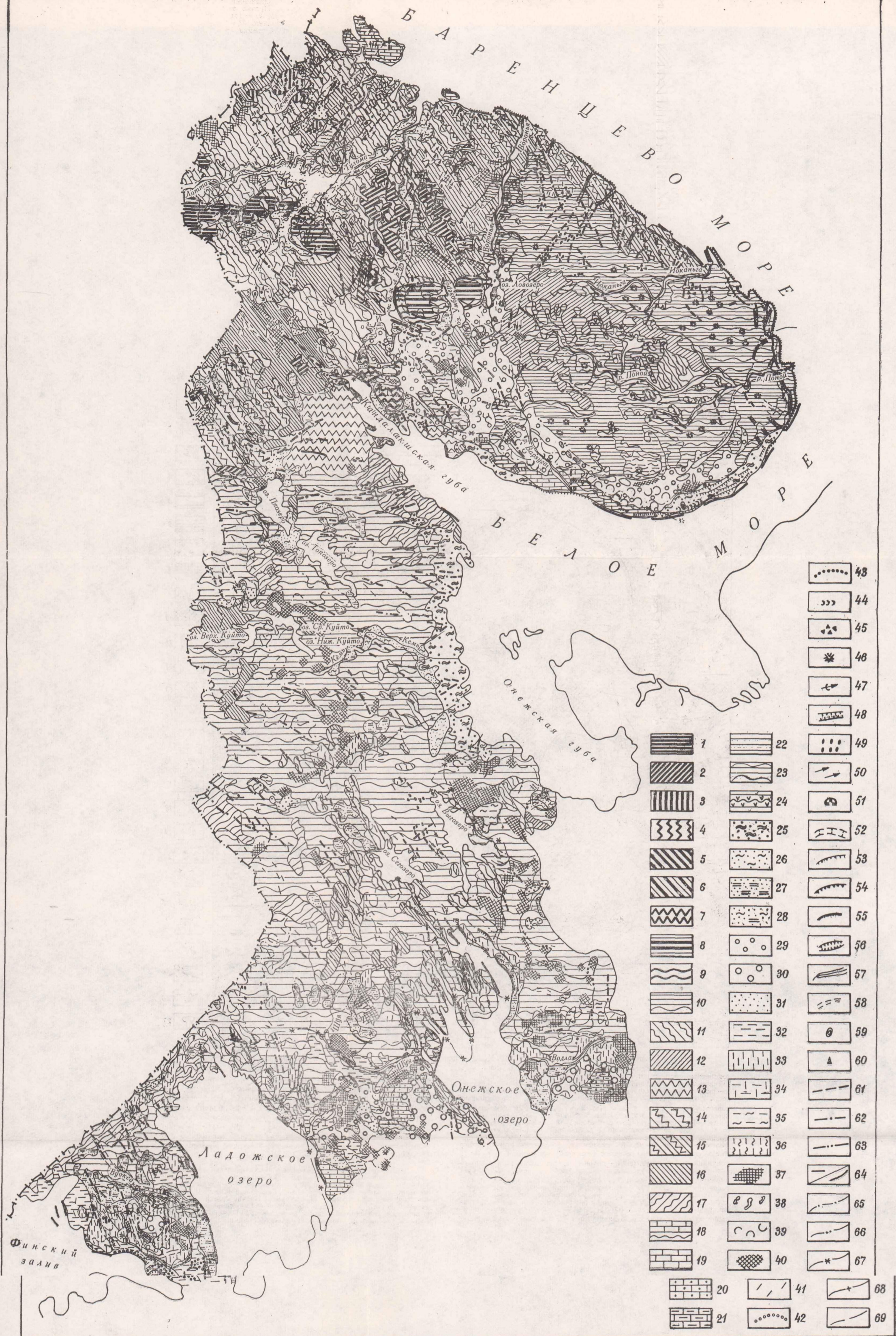


Рис. 1. Схематическая геоморфологическая карта советской части Балтийского щита.

Генезис, морфология и возраст рельефа.

**Денудационно-тектонический рельеф на докембрийских магматических и метаморфических породах:** 1 — низкие (500–1000 м) субширотно ориентированные глыбовые горы с плоскими вершинами и гребнями в пределах Салютундровского синклиория (P-Q<sub>IV</sub>); 2 — низкие горы с округлыми вершинами и крутыми склонами, ориентированные по направлению складчатых структур карелид (N-Q<sub>IV</sub>); 3 — низкие глыбовые горы с платообразными гребнями и вершинами, приуроченные к Печенгскому синклиорию (N-Q<sub>IV</sub>); 4 — склоны гор; 5 — средние (>1000 м) и 6 — низкие субмеридионально ориентированные глыбовые горы с островными гребнями и крутыми склонами, развившиеся на саамидях — свекофенидах (N-Q<sub>IV</sub>); на палеозойских магматических породах: 7 — низкие глыбовые горы с плоскими вершинами и ступенчатыми склонами в пределах Пинозерской и Западно-Кольцевой синклиорий (P-Q<sub>IV</sub>); 8 — средние и низкие горы с платообразными вершинами, осложненными скалистыми гребнями, — отпрепарированные палеозойские интрузии Хибинского и Ловозерского массивов (P-Q<sub>IV</sub>); 9 — низкие горы со сглаженными ледником уало-подобными гребнями в пределах склонов Хибинского и Ловозерского массивов (N-Q<sub>IV</sub>). **Структурно-денудационный рельеф на магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных породах архея и протерозоя:** 10 — плосковолистые или всхолмленные равнины с частично сохранившимися в рельефе отпрепарированными складчатыми структурами беломорского комплекса (P-Q<sub>IV</sub>); 11 — грядовые и грядово-увалистые равнины, образовались вследствие слабой отпрепарировки складчатых структур карельского комплекса (N-Q<sub>IV</sub>); 12 — грядовые равнины, созданные дифференцированным неотектоническим поднятием складчатых структур саамского комплекса (P-Q<sub>IV</sub>); 13 — холмистые равнины, сформированные дизъюнктивными дислокациями слабо отпрепарированных складчатых структур беломорского комплекса (N-Q<sub>IV</sub>); 14 — холмисто-грядовые равнины с участками выровненной поверхности, созданные частичной отпрепарировкой складчатых структур карельского комплекса (P-Q<sub>IV</sub>); 15 — холмисто-грядовые равнины, сформировавшиеся под влиянием селективной денудации и дизъюнктивных дислокаций фундамента (N-Q<sub>IV</sub>); 16 — грядово-холмистые равнины с «блоковой» поверхностью фундамента (N-Q<sub>IV</sub>); на осадочных породах протерозоя: 17 — мелкогрядово-холмистые равнины, возникшие под влиянием мелких газрывных дислокаций фундамента, осложненные селективной денудацией (N-Q<sub>IV</sub>); 18 — холмисто-увалистые равнины на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих пластах осадочных пород протерозоя (N-Q<sub>IV</sub>); 19 — плосковолистые равнины (плато) на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих осадочных породах протерозоя, глубоко расчлененные эрозией (PZ-Q<sub>IV</sub>); 20 — плосковолистые равнины на горизонтально- или пологомоноклинально залегающих

щих пластах осадочных пород протерозоя, слабо расчлененные эрозией (PZ-Q<sub>IV</sub>); на осадочных породах палеозоя: 21 — плосковолистые равнины на пологомоноклинально залегающих осадочных породах палеозоя (MZ-Q<sub>IV</sub>). **Денудационный рельеф на магматических и метаморфических породах архея и протерозоя:** 22 — плоские равнины, созданные комплексной денудацией складчатых структур архея и протерозоя (P); 23 — плосковолистые равнины, созданные комплексной денудацией, срезавшей складчатые структуры архея (P); 24 — пологоволистые равнины, созданные процессами длительной денудации главным образом складчатых структур протерозоя (P). **Аккумулятивный рельеф на четвертичных отложениях:** 25 — плоские морские равнины современные; 26 — то же, позднеледниковые; 27 — плоские озерные равнины современные; 28 — плосковолистые равнины, сформированные отложениями анцилового озера; 29 — плосковолистые или всхолмленные ледниковые равнины карельского оледенения; 30 — то же, остатков оледенения; 31 — волнистые флювиогляциальные равнины карельского оледенения; 32 — плосковолистые озерно-ледниковые равнины второго балтийского ледникового озера; 33 — то же, первого балтийского ледникового озера; 34 — то же, первого и второго балтийского ледниковых озер; 35 — плосковолистые озерно-ледниковые равнины карельского оледенения (лужской стадии); 36 — то же, остатков оледенения. **Формы, группы формы и наложенные элементы рельефа.** **Аккумулятивные формы.** Ледниковые: 37 — холмисто-грядовый моренный рельеф, 38 — конечные морены, 39 — филигранный ландшафт мертвого льда; водноледниковые: 40 — камы, 41 — озы; морские: 42 — береговые валы; озерные: 43 — береговые валы; золовые: 44 — дюны; мерлотно-солифлюкционные: 45 — курумы и каменные моря, 46 — булги пучения. **Денудационные формы.** Ледниковые: 47 — бараны лбы, 48 — трюги, 49 — друмлинны, 50 — ледниковые шрамы, 51 — цирки и кары; водно-ледниковые: 52 — ложбины стока; морские: 53 — террасы, 54 — абразионные уступы; озерные: 55 — террасы; речные: 56 — эрозионные уступы, 57 — речные долины с комплексом террас, 58 — древние долины; золовые: 59 — дефляционные воронки и котловины. **Скульптурные формы:** 60 — денудационные останцы. **Тектоногенные формы.** Локальные и региональные разломы, выраженные в рельефе в виде ложбин, занятых: 61 — современными речными долинами, 62 — озерно-речной системой, 63 — четко выраженных уступов, 64 — спрямленных и округлых участков берегов озер, морского побережья, речных долин. **Границы распространения:** 65 — максимальной позднеледниковой трансгрессии, а также покровных оледенений и их крупных стадий; 66 — карельского оледенения (лужской стадии), 67 — 2-й карельской (кунской) стадий, 68 — лендерской стадии, 69 — стадии Салпаусселькя.