

**ХИБИНСКИЙ
ШЕЛОЧНОЙ
МАССИВ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ТЕМАТИЧЕСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

552. 32./33.

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ
ИСКОПАЕМЫМ СЕВЕРО-ЗАПАДА РСФСР

ХИБИНСКИЙ
ЩЕЛОЧНОЙ
МАССИВ

44/6



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1972

Хибинский щелочной массив. Л., «Недра», 1972. 176 с. (Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР).

Авт.: С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков, А. Л. Арманд, А. С. Михеичев, И. А. Петерсилье.

Монография «Хибинский щелочной массив» посвящена характеристике крупнейшей интрузии щелочных пород и связанных с ней уникальных месторождений апатита. При составлении ее авторами широко использован обширный материал предыдущих исследований, а также данные детальных тематических, геологосъемочных, геологопоисковых и разведочных работ последних лет.

В книге достаточно детально разобраны вопросы внутреннего строения массива и последовательного хода формирования его. Несколько меньшее внимание удалено петрографии и химизму разновозрастных интрузивных комплексов щелочных пород, широко освещенных в ряде специальных работ. Отдельные главы посвящены трещинной тектонике массива, геоморфологии его, характеристике месторождений апатита, природных газов и битумов, генетически связанных с комплексом щелочных пород.

Принятая авторами в целом схема последовательного хода развития Хибинского массива, разработанная в тридцатых годах Н. А. Елисеевым, значительно детализирована и дополнена в соответствии с новым фактическим материалом. Из выдвигаемых авторами новых положений наибольший интерес представляют: попарное объединение кольцевых и конических интрузий в три периода, выделение четвертого, постмагматического, периода, характеризующегося широким развитием наложенных метасоматических процессов, расчленение комплекса ийолит-уритов на три субфазы и установление генетической связи апатито-нефелинового оруденения с производными второй субфазы, выделение Эвеслогчорской зоны смятия и некоторые другие.

Монография представляет научный и практический интерес и будет весьма полезна для широкого круга геологов, занимающихся изучением щелочных пород и комплекса связанных с ними полезных ископаемых.

Таблиц 15, иллюстраций 24, список литературы — 87 названий.

Научный редактор — канд. геол.-минер. наук **Н. А. Волотовская**

Редакционная коллегия: *И. В. Барканов* (зам. главного редактора), *С. А. Голубев* (главный редактор), *М. С. Зискинд* (зам. главного редактора), *П. И. Иванов*, *Ю. А. Козырева*, *А. Н. Петров*, *С. Д. Покровский*, *А. П. Саломон*.



ВВЕДЕНИЕ

Хибинский массив расположен в центральной части Кольского полуострова, в пределах Кировского района Мурманской области, в экономике которой он имеет важнейшее значение. В юго-западной части Хибинских тундр на базе уникальных по запасам апатито-нефелиновых месторождений создан крупный горно-обогатительный комбинат. В районе г. Кировска и у подножия горы Тахтарвумчорр расположены обогатительные фабрики, перерабатывающие до 24 млн. т руды в год (1968 г.). Рудничные поселки выросли на месторождениях Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк. Апатитовый концентрат отправляется как на внутренний рынок, так и во многие зарубежные страны.

Хибинский щелочной массив представляет собой среднегорную возвышенность с относительными превышениями над окружающей равниной в 300—900 м. Наиболее изрезан рельеф западной части массива, расчлененный серией платообразных гор: Рисчорр, Ляво-чорр, Тахтарвумчорр и др. Отдельные хребты разделены ущельями, цирками и долинами рек. В восточной части тундр рельеф менее расчленен, возвышенности приобретают здесь плавные, мягкие очертания, относительные превышения уменьшаются до 200—300 м. Важнейшей особенностью ландшафта является столовый тип рельефа с многочисленными плоскими плато.

Обнаженность Хибинского массива сравнительно хорошая. В его северной, западной и южной частях, отличающихся резко расчлененным рельефом, отдельные выходы коренных пород занимают площадь более 10 000 м², полностью обнажены обрывы и крутые склоны. В восточной части района выходы коренных пород часто приурочены к долинам рек и ручьев.

Первые сведения о геологии Хибинского массива относятся к XIX в. В 1835 г. капитан Широкшин установил здесь наличие бескварцевых гранит-сиенитов. В 1845 г. академик А. Миддендорф обнаружил в них содалит и арфведсонит.

В 1880 г. Н. Кудрявцев отмечал, что данный массив сложен крупнозернистой роговообманковой породой, в которой преобладающими составными частями являются роговая обманка и матово-зеленый ортоклаз.

С 1887 по 1892 г. Хибинский массив посещал финский геолог В. Рамсей, который в 1897 г. совместно с В. Гакманом составил

геологическую карту данного района с подробным географическим описанием окрестностей интрузии и краткой характеристикой встреченных здесь пород.

Систематическое изучение Хибинского массива началось после Великой Октябрьской революции. В 1920—1929 гг. исследование его велось геологическими отрядами Академии наук СССР под руководством А. Е. Ферсмана (Б. М. Куплетский, Е. Е. Костылева, Э. М. Бондштедт, Н. П. Гуткова, А. Н. Лабунцов и др.). В 1922 г. А. Е. Ферсман выдвинул гипотезу о концентрическом строении данного интрузивного тела и дуговом расположении рудопоявлений внутри него.

В 1923—1927 гг. А. Н. Лабунцовым были открыты апатитовые месторождения плато Расвумчорр, Апатитовый цирк, Кукисумчорр и Поачумчорр.

В 1928—1930 гг. В. И. Владавцем, М. П. Фивегом и Л. Б. Антоновым в результате разведки Кукисумчоррского месторождения были выявлены крупнейшие запасы апатито-нефелиновых руд.

В 1929—1930 гг. Б. М. Куплетский и В. И. Владавец провели среднемасштабную геологическую съемку центральной части Хибинского массива. В процессе работ ими была установлена связь апатитовых руд с ийолит-уртитами. Относительно последовательности внедрения слагающих массив разновозрастных интрузивных комплексов у обоих авторов сложились противоречивые представления. По Б. М. Куплетскому, * в первую фазу интрутировали фойяиты и хибиниты, во вторую — эгириновые и слюдяные нефелиновые сиениты (рисчорриты), в третью — ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые руды и в четвертую — дайковая формация лампрофиров. Согласно В. И. Владавцу (1935), наиболее ранние породы представлены фойяитами, позже образовались ийолит-уртиты, вслед за которыми внедрились хибиниты. Схему Б. М. Куплетского, впоследствии отвергнутую большинством исследователей, в послевоенное время поддерживали Ю. С. Слепнев и Л. С. Бородин.

В 1931—1932 гг. К. В. Боголеповым, С. А. Ступаковым, Г. С. Пронченко, М. П. Фивегом, Л. Б. Антоновым и В. Н. Годовиковым проводилась разведка апатитовых месторождений Расвумчорр, Юкспор, Кукисумчорр и Куэльпор.

В 1930—1933 гг. Е. А. Салье, М. С. Афанасьевым, Н. Н. Гутковой, А. Н. Лабунзовым и другими были открыты и предварительно разведаны ловчорритовые и молибденовые рудопоявления на горах Эвеслогчорр, Вудъярчорр и в других пунктах. В этот же период А. Н. Лабунцов, В. Н. Годовиков, П. М. Мурзаев и Д. Н. Михалев разрабатывали расположенные в зоне контакта массива пирротиновые месторождения, В. Н. Крылов занимался исследованием комплекса ийолит-уртитов, а А. В. Пэк изучал трещинную тектонику интрузий.

* Схема Б. М. Куплетского в окончательном виде была сформулирована в 1937 г.

С 1930 по 1933 гг. в различных частях Хибинского массива проводилась среднемасштабная геологическая съемка с петрографо-минералогическим уклоном. Внутренняя структура интрузивных комплексов и их возрастные взаимоотношения остались невыясненными (А. С. Амеландов, Е. И. Денисова, П. М. Мурзаев, О. А. Воробьева, П. И. Прокофьев, Е. Н. Володин). К концу 1933 г. была заснята значительная часть plutона, в связи с чем возникла необходимость сведения разрозненных планшетов в единую карту. С этой целью коллектив геологов Ленгеолтреста и ЦНИГРИ под руководством Н. А. Елисеева в 1934—1937 гг. завершил геологическую среднемасштабную съемку массива (Е. Н. Володин, И. С. Ожинский, Е. Н. Егорова, К. К. Судиславлев, Н. А. Волотовская, В. Н. Нумерова и В. И. Намоюшко). В этот же период Е. Н. Володин увязал ранее изученные планшеты. На основании этих исследований Е. Н. Володиным и И. С. Ожинским под редакцией Н. А. Елисеева в 1939 г. была составлена и опубликована сводная геологическая и структурная карта массива.

Исследования данного периода впервые проводились на основе методов структурной петрологии, сопровождаясь подробным изучением внутренней структуры plutона. Применение новой для того времени методики наряду с детальным изучением петрографических и геологических особенностей позволило сделать следующие выводы. Хибинский массив является сложной асимметричной интрузией центрального типа. Среди слагающих его щелочных пород в возрастной последовательности от древних к молодым выделяются шесть интрузивных комплексов: щелочные и нефелиновые сиениты, массивные хибиниты, трахитоидные хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты и фойяиты. Более поздние интрузивные комплексы сменяют ранние при движении с запада на восток и от периферии к центру массива. В плане разновозрастные интрузии имеют подковообразные очертания, опоясывая центральное ядро массива, сложенное фойяитами.

Для объяснения механизма становления Хибинского plutона Н. А. Елисеев привлек гипотезу Е. Андерсона, разработанную на примере классического района развития интрузий центрального типа в Северной Шотландии. Согласно Е. Андерсону (1936), формирование интрузий центрального типа связано с заполнением магмой кольцевых и конических разломов. Кольцевые разломы, характеризующиеся вертикальным или направленным от центра падением, возникают вследствие избыточного давления кровли над магматическим резервуаром и сопровождаются опусканием центрального блока. Конические разломы появляются в связи с пре-вышением давления магмы в очаге над давлением вышележащих пород, что приводит к поднятию участка кровли.

Н. А. Елисеев, анализируя внутреннюю структуру интрузивных комплексов Хибинского массива, пришел к заключению, что тела массивных хибинитов и рисчорритов следует рассматривать как кольцевые, а трахитоидных хибинитов, ийолит-уртитов и фойяи-

тов — как конические интрузии. Подковообразная форма отдельных тел и смена ранних интрузий поздними при движении с запада на восток объясняются последовательным перемещением центров периодически возникавших кольцевых и конических разломов к востоку.

В период с 1930 по 1937 г. опубликовано 14 сборников статей «Хибинские апатиты» и «Материалы по петрографии и минералогии Кольского полуострова», в которых содержатся многочисленные работы, посвященные геологии, петрографии, геохимии, минералогии и полезным ископаемым Хибинского массива. В 1937 г. вышла в свет написанная коллективом авторов под редакцией Б. М. Куплетского книга «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр».

В 1940 г. в докладах Академии наук СССР появилось сообщение Л. В. Комлева, который, изучая лопарит, гелиевым методом определил абсолютный возраст Хибинской интрузии в 300 млн. лет. По его мнению, «формирование Хибинского массива закончилось еще в верхнедевонское время, и во всяком случае, не позднее самых низов карбона».

В 1945 г. изучением минералогии Кукисумчоррского месторождения занимались Л. Л. Соловьевникова, А. Н. Никулина, Ю. В. Никитин и Е. М. Семенов под общим руководством С. М. Курбатова. Согласно представлениям последнего, апатито-нефелиновые руды возникли в результате метасоматического замещения ийолит-урититов фосфатоносными растворами.

В 1947—1950 гг. М. Д. Дорфман опубликовал ряд статей, освещавших вопросы минералогии и петрологии комплекса ийолит-урититов.

В 1950 г. Б. Н. Мелентьев закончил начатое в 1938 г. исследование апатито-нефелиновых руд Кукисумчоррского месторождения, базирующееся на широком применении количественно-минералогических, химико-аналитических и фазовых методов. Он считает, что проблема генезиса руд практически не решена, наиболее вероятна ликвационная гипотеза их происхождения.

А. В. Галахов в 1947—1953 гг. проводил изучение комплекса рисчорритов, впервые расчененного им на ряд петрографических разновидностей, слагающих последовательно внедрившиеся интрузии кольцевого и неполнокольцевого типа.

В 1950—1953 гг. И. В. Сумин, обследовавший юго-западную часть хр. Рассумчорр, выделил в интрузии ийолит-урититы две субфазы: собственно ийолит-урититы и их жильную фацию. По мнению автора, в процессе дифференциации щелочной магмы происходило накопление железо-магнезиальных компонентов в лежачем боку и апатито-нефелиновых руд в висячем боку интрузивного тела.

С 1950 по 1963 г. исследованиями апатито-нефелиновых месторождений занималась Т. Н. Иванова. В обобщающей работе 1963 г. она приходит к заключению о справедливости схемы Н. А. Елисеева относительно последовательности внедрения интру-

зивных комплексов. По ее мнению, питание интрузий происходило из двух глубинных магматических очагов: западного и восточного, каждый из которых характеризовался аналогичной направленностью дифференциации от нефелиновых сиенитов через ийолит-уриты к апатито-нефелиновым породам.

В комплексе ийолит-уритов Т. Н. Иванова выделила пять субфаз от древних к молодым: трахитоидные ийолиты; мелкозернистые ийолиты; массивные среднезернистые ийолиты и урриты, подстилающие апатито-нефелиновые руды; трахитоидные полевошпатовые ийолиты гор Ньюрпахка и Суолуайва; массивные ювиты горы Коашва. Апатито-нефелиновые руды она рассматривает как продукт кристаллизации богатого летучими силикатно-фосфатного расплава, пульсационно поступающего в конический разлом.

В 1950—1955 гг. изучением редких элементов и пегматитов Хибинского массива занимался коллектив Кольской экспедиции Академии наук СССР. В состав ее входили Л. С. Бородин, исследовавший распространение ниобия в щелочных породах и пегматитах, Ю. С. Слепnev, изучавший ринколитовые пегматиты, и И. П. Тихоненков, занимавшийся исследованием нефелиновых сиенитов и пегматитов северо-восточной части plutона. И. П. Тихоненков рисчорриты и ийолит-уриты считает метасоматическими образованиями.

В 1954—1957 гг. продолжалась разведка месторождений Юксфор, плато Расвумчорр и Апатитовый цирк (И. И. Перекрест, В. И. Буланый). В 1955—1956 гг. У Ли-женъ изучал структуру центральной части Хибинского массива.

В 1957—1960 гг. Хибинская партия Севзапгеолупраления провела среднемасштабную геологическую съемку всего массива с целью поисков месторождений апатита и обеспечения производственных и научных организаций современными картами (Зак С. И., Абрамов Н. М., Александров А. И., Колесников Г. П., Минаков Ф. В., Коновалова А. И., Каменев Е. А., Калинкин М. М., Болышева В. Н., Рудаков В. М.). В результате этих работ были составлены геологическая и структурная карты, карты четвертичных отложений и полезных ископаемых. Проведенные исследования подтвердили основные положения схемы Н. А. Елисеева. Вместе с тем были получены и новые данные 1) выделены девонские ромбен-порфиры; 2) комплекс ийолит-уритов расченен на три субфазы; 3) среднезернистые нефелиновые сиениты (лявочорриты) отнесены кциальному интрузивному комплексу; 4) выявлена крупная Эвеслогчоррская зона смятия; 5) объединены в три периода интрузивные комплексы, в каждом периоде сочетаются кольцевая и коническая интрузии; 6) выделен четвертый постмагматический период становления массива.

С 1958 по 1969 г. Западным геофизическим трестом проводились гравиметрические и сейсмические работы, имевшие целью установить формы массива и осуществить поиски апатитовых руд (Г. Н. Шаблинский и др.). Проведенными исследованиями установлены следующие физические свойства развитых в районе кри-

сталических пород: гнейсы и гранито-гнейсы архея имеют плотность и скорость прохождения волн $2,75 \text{ г}/\text{см}^3$ и $5650 \pm 100 \text{ м}/\text{сек}$; осадочно-эффузивные образования протерозоя — соответственно $2,95 \text{ г}/\text{см}^3$ и $5880 \pm 150 \text{ м}/\text{сек}$; хибиниты, фойяиты, рисчорриты — $2,64 \text{ г}/\text{см}^3$ и $5600 \text{ м}/\text{сек}$; ийолит-уртиты имеют плотность $2,85 \text{ г}/\text{см}^3$.

Г. Н. Шаблинский [82] считает, что Хибинский массив имеет форму лополита с пологим залеганием ийолит-уртитов, рисчорритов и лявохорритов. По его данным, северный контакт массива до глубины 6—8 км имеет крутое падение, западный и южный контакты до глубины 2—3 км наклонены к центру массива под углом $70\text{--}80^\circ$, затем выполняются, падая до глубины 6 км под углом $50\text{--}60^\circ$, а на глубине 7—8 км имеют субгоризонтальное залегание.

В 1960 г. в районе Хибинского массива проведена аэромагнитная съемка. В этом же году М. Д. Дорфман закончил работу о закономерностях процессов выветривания нефелиновых сиенитов на примере горы Юкспор. В 1958—1961 гг. А. Д. Арманд занимался изучением четвертичных отложений и геоморфологии Хибинского района. В 1960—1964 гг. И. А. Петерсилье опубликовал ряд статей, посвященных вопросам газоносности щелочных пород Хибинского массива.

В период с 1959 по 1963 г. Хибиногорской партией СЗТГУ проведены детальная съемка и поиски на площади развития ийолит-уртитовых пород. В процессе этих работ в районе горы Коашва открыто новое крупное месторождение апатита, а также обнаружена в долине р. Куниок 5-километровая зона бедных апатито-нефелиновых руд.

В 1965—1966 гг. выполнен пересчет запасов апатито-нефелиновых руд эксплуатируемых месторождений (И. И. Перекрест, А. С. Михеичев).

В 1967 г. закончена детальная разведка Коашвинского апатито-нефелинового месторождения (Е. А. Каменев, А. С. Михеичев). Продолжаются разведочные работы на других месторождениях (А. С. Михеичев, И. И. Перекрест, Е. А. Каменев). Государственный научно-исследовательский институт горно-химического сырья (ГИГХС) и Севзапгеолуправление проводят изучение структуры апатитовых месторождений. Сотрудники Кольского филиала АН СССР Т. Н. Иванова, А. В. Галахов, О. Б. Дудкин, В. Н. Горстка занимаются изучением различных интрузивных комплексов и контактовых зон plutona.

В вышеприведенном обширном списке перечислены далеко не все исследователи, участвовавшие в изучении Хибинского plutона. В нем отмечены лишь наиболее важные работы, посвященные общей геологии массива и его полезным ископаемым.

В основу прилагаемой к работе схемы геологического строения Хибинского массива положена карта Е. Н. Володина и И. С. Ожинского, опубликованная в 1939 г., а также карта, составленная С. И. Заком с соавторами в 1957—1960 гг. При подготовке ее проведены редакционно-увязочные маршруты. Собранный при этом дополнительный материал позволил уточнить ряд неясных и

спорных вопросов, касающихся природы щелочных и нефелиновых сиенитов, взаимоотношений лявоchorритов, рисчорритов и фойяитов, границ зон смятия и т. д. На схеме полностью учтены данные съемки ийолит-уртитовой дуги.

Важнейшими задачами дальнейших геологических исследований Хибинского массива являются:

- 1) изучение формы массива и его внутреннего строения с помощью геофизических работ и проходки структурных скважин глубиной 2—3 км;
- 2) выяснение закономерностей становления продуктивной интрузии ийолит-уртитов;
- 3) изучение структуры и генезиса апатито-нефелиновых залежей;
- 4) исследование геохимии, минералогии и петрологии постмагматических образований.

Прилагаемая геологическая схема, составленная С. И. Заком, Е. А. Каменевым и Ф. В. Минаковым, дополнена новыми данными А. В. Галахова и В. Н. Горстки, которым за предоставленную возможность использования материалов авторы выражают признательность.

Глава I

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие докембрийские и палеозойские кристаллические образования, перекрытые плащом рыхлых четвертичных отложений. Причем 90% его территории занято щелочными породами крупнейшего в мире Хибинского массива. Возраст этой интрузии, по радиогеологическим данным Л. В. Комлева [49] и А. А. Полканова [66], определяется как постдевонский (290 ± 10 млн. лет). С севера массив обрамляется архейскими гнейсами и мигматитами, прорванными диоритами и гнейсо-диоритами. С запада и юга он граничит со среднепротерозойскими осадочно-вулканогенными отложениями рижгубской и сейдореченской свит имандра-варзугской серии. Протерозойские интрузивные породы представлены габбро-диабазами и метапериidotитами.

Последовательность формирования кристаллических образований описываемого района (от молодых к древним) приведена в табл. 1.

Таблица 1

Последовательность формирования кристаллических образований Хибинского щелочного массива

Возраст	Осадочно-эфузивные образования	Интрузивные образо- вания
Палеозой (девонская си- стема)	Ромбен-порфиры	Дайки лампрофиров Щелочные породы
Протерозой средний (имандра-варзугская серия)	Туфобрекции, шаровые ла- вы, метадиабазы, углисто- глинистые сланцы (сейдо- реченская свита) Метадиабазы, глинисто- кремнистые и туфогенные сланцы, кварциты (риж- губская свита)	Серпентизированные ме- тапериодиты, габбро- диабазы
Архей (кольская серия, нижняя толща)	Биотитовые гнейсы и миг- матиты по ним	Кварцевые диориты, гнейсо-диориты

Ниже даем более подробную характеристику выделяемых стратиграфических подразделений.

АРХЕЙ

КОЛЬСКАЯ СЕРИЯ (AkI₁)

К нижней толще кольской серии архея относятся биотитовые гнейсы и мигматиты, развитые вдоль северной границы Хибинского массива и у его юго-восточного контакта. В районе Оленегорска они переслаиваются с железистыми кварцитами, силлиманитами и гранато-биотитовыми гнейсами, считающимися типичными для разрезов кольской серии. Принадлежность гнейсов к нижней толще данной серии определяется условно, по однообразию состава и отсутствию устойчивых горизонтов, обогащенных силлиманитом и гранатом. Простирание гнейсовидности в них меняется от СЗ 340° до СВ 20°. У подножия горы Лявочорр преобладает падение на юго-запад и запад под углами 20—80°, а западнее горы Валепахк направление падения гнейсовидности сменяется на восточное под углами 30—80°. Таким образом, биотитовые гнейсы, распространенные у северной границы Хибинского массива, слагают крупную антиклинальную складку меридионального простирания, ось которой проходит в районе горы Валепахк. Антиклинальная структура осложнена многочисленными складками более низких порядков, вплоть до плоек. Биотитовые гнейсы развитые у юго-восточного контакта массива, имеют простирание СЗ 320—340° при постоянном падении на юго-запад под углами 40—70°.

Субмеридиональные структуры гнейсов почти под прямым углом срезаются плоскостью внешнего контакта Хибинской интрузии. Данное несогласие, вполне очевидное, не всегда удается обнаружить при описании непосредственных контактов.

Биотитовые гнейсы представляют собой мелкозернистые, сравнительно однородные породы, состоящие из олигоклаза (30—50%), кварца (30—50%), биотита (5—20%). Из второстепенных минералов в них отмечаются обыкновенная роговая обманка, хлорит, серицит, мусковит, апатит, гранат, в единичных случаях силлиманит и микроклин. Структура гнейсов гранобластовая и гетеробластовая; средняя величина зерен 0,3—0,7 мм. Олигоклаз, содержащий 22—32% анортита, нередко серицитизирован. Кварц образует неправильные зерна. Биотит встречается как в виде прихотливых по форме чешуек, так и в виде параллельно ориентированных пластинок. Количество его в породе непостоянно. Севернее горы Лявочорр преобладают лейкократовые биотитовые гнейсы с содержанием 5—10% слюды. Нередко в гнейсах отмечаются пластовые тела амфиболитов мощностью 0,5—3 м. В состав их помимо обыкновенной роговой обманки и плагиоклаза входит кварц, иногда гранат. Большинством исследователей Кольского полуострова (П. Я. Харитонов, 1958) биотитовые гнейсы рассматриваются как первично осадочные терригенно-глинистые отложения, претерпевшие глубокий метаморфизм и гранитизацию.

Толща биотитовых гнейсов считается и мигматизируется олигоклазовыми гранитами. Зоны распространения мигматитов уста-

новлены севернее хребтов Лявочорра и Валепахка и в районе горы Лестивара. Господствуют послойные мигматиты. Мощность прослоев гнейсов и пластовых тел гранитов варьирует в широких пределах. Объем гранитного материала колеблется от 5—10 до 60—70% общей массы породы. В урочище Лестивары известны выходы гранитов площадью $100 \times 100\text{ m}^2$. Помимо послойного чередования в мигматитах нередко наблюдаются секущие разветвляющиеся прожилки гранита. «Инъецирующий» гранит обычно беден цветными минералами (5—10% биотита). Среди гнейсов часто наблюдаются значительные по площади участки и жилы пегматоидного гранита с пятнистой текстурой. В гранитах отмечены ксенолиты биотитовых гнейсов. В толще гнейсов и мигматитов встречены пегматитовые жилы мощностью до 3—5 м. Пегматиты кварцево-олигоклазовые, недифференцированные.

У границ Хибинского массива биотитовые гнейсы и мигматиты вследствие воздействия щелочной магмы подвергаются фенитизации.

ПРОТЕРОЗОЙ СРЕДНИЙ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКАЯ СЕРИЯ

Протерозойские образования района принадлежат к рижгубской и сейдореченской свите.

Рижгубская свита (Pt₂rg)

Осадочно-вулканогенные свиты, слагающие нижнюю часть разреза имандра-варзугской серии, развиты у ст. Имандра и к югу от возвышенности Китчепахк. В районе Имандры они подстилаются кварцевыми диоритами, у горы Китчепахк — гнейсами кольской серии архея.

Господствующее простижение образований рижгубской свиты СЗ 290—310°, падение на юго-запад под углами 40—60°. Судя по отношениям к структурам архейских пород, имеющим преимущественно субмеридиональную ориентировку, они залегают с явно видимым угловым несогласием. Непосредственные контакты рижгубской свиты с гнейсами и диоритами архея скрыты под наносами и почти не изучены. К западу от границ района на участке Мончеполуострова контакт рижгубских диабазов с архейскими диоритами тектонический. Зона милонитизации, проходящая вдоль их границы, имеет мощность 10—20 м.

Граница образований рижгубской свиты с перекрывающими ее флюзивами сейдореченской свиты устанавливается условно по верхнему осадочному горизонту, подобно тому как это принято для изученных лучше разрезов западного побережья оз. Имандра.

Непосредственно у ст. Имандра разрез рижгубской свиты (снизу вверх) представляется в следующем виде *:

* Мощности определены ориентировочно.

Метадиабазы	300 м
Кварциты и кварцito-песчаники	100 м
Метадиабазы	200 м
Туфогенные сланцы	250 м

В районе подножия горы Китчепахк в разрезе этой свиты известны рассланцованные и массивные метадиабазы и кварциты, мощность которых не установлена.

Метадиабазы рижгубской свиты представляют собой темно-зеленые, реже темно-серые, мелко- и среднезернистые массивные или слаборассланцованные породы, иногда секущиеся кварцевыми прожилками. Главные породообразующие минералы их — актинолит и альбит-олигоклаз (Ap_{5-20}), образующий идиоморфные таблитчатые кристаллы размером от 0,2 до 2—3 мм. В подчиненном количестве встречаются биотит, хлорит, цоизит, эпидот и апатит. Структура метадиабазов бластоофитовая, в рассланцовых разновидностях фибробластовая. Судя по правильным очертаниям зерен актинолитовой роговой обманки, она образует полные псевдоморфозы по пироксену.

Кварциты и кварцito-песчаники рижгубской свиты обнажаются в 4 км к СЗ от ст. Имандра. Непосредственно по выходам они прослежены по простиранию на 150 м. Нижнюю часть горизонта слагают тонкослоистые кварциты, выше сменяющиеся кварцito-песчаниками. Основная масса породы состоит из округлых и неправильных зерен кварца. В кварцito-песчаниках в небольшом количестве присутствует нацело серицитизированный полевой шпат, иногда отмечаются зерна актинолита, хлорита, биотита. Кварциты и кварцito-песчаники переслаиваются с туфогенными сланцами, состоящими из обломков альбит-олигоклаза и подчиненных актинолита, хлорита, эпидота и сфена. Количество прослоев туфогенных сланцев при движении к кровле горизонта увеличивается. Прослеженный по единичным выходам второй осадочный горизонт рижгубской свиты сложен туфогенными сланцами, переслаивающимися с маломощными пачками актинолитовых сланцев.

К породам рижгубской свиты отнесены и ороговикованные кварциты крупного ксенолита, залегающего в щелочных породах Хибинского массива на склонах горы Китчепахк. Протяженность ксенолита около 2 км при ширине 300 м. Слагающие ксенолит кварциты отличаются от кварцитов, развитых у ст. Имандра, своей тонкозернистостью и серо-желтыми тонами окраски. Судя по пространственному положению слоистости, имеющей простирание СЗ 275° с падением на северо-восток под углом 60°, ксенолит повернут относительно первоначального залегания.

Сейдореченская свита (Pt₂sd)

Образования свиты, представленные диабазами, шаровыми лавами, туфобрекчиями, углистыми, глинистыми и другими сланцами, распространены у западного и южного контактов Хибинского массива. Преобладающее простирание их СЗ 290—320°, на от-

дельных участках меридиональное и широтное. Общее падение, судя по редким замерам слоистости и сланцеватости, преимущественно в южных румбах под углами 40—60°. В районе ст. Хибины наблюдаются обратные падения сланцеватости, дающие основание предполагать существование здесь складчатости второго порядка.

Наличие подобных складок и плохая обнаженность докембрийских пород, вмещающих Хибинский массив, не позволяют достаточно точно определить стратиграфическую последовательность и мощность слагающих свиту горизонтов. С учетом господствующего падения на юг, стратиграфическая последовательность может быть представлена в следующем виде. В основании свиты залегают метадиабазы, выше по разрезу сменяющиеся шаровыми лавами, переходящими в туфобрекции. Последние перекрыты метадиабазами, преобразованными вследствие регионального метаморфизма в зеленые сланцы. К северо-востоку от ст. Апатиты среди них залегают пачки углистых и глинистых сланцев мощностью 100—150 м. Истинная мощность свиты и отдельных ее горизонтов ввиду сложного характера складчатости не установлена. К востоку от Хибин на р. Пане мощность ее оценивается в 1200 м. Следует, однако, отметить, что на р. Пане в разрезе отсутствуют шаровые лавы и туфобрекции.

Как видно из табл. 1, сейдореченская свита венчает разрез кристаллических образований докембра. Перекрывающие ее седиментогенные сланцы титанской свиты распространены южнее.

По внешнему облику и текстурам метадиабазы сейдореченской свиты тождественны соответствующим породам рижгубской свиты. Необходимо лишь указать на присутствие в них участков с миндалинами кварца, альбита и кальцита размером от 2—8 мм до 4,5 см.

Шаровые лавы и туфобрекции развиты у разъезда Нефелиновые Пески в зоне шириной 4 км. По данным Е. Н. Егоровой [28] и И. С. Ожинского [61], лавы состоят из афанитовых шаровых обособлений, сцепментированных туфогенным материалом. Размер шаровых тел варьирует от 0,3 до 1 м в длину при ширине 0,2—0,7 м. Длинные оси их вытянуты в северо-западном направлении, параллельно общему простираннию толщи. Шаровые обособления занимают от 40 до 70—80% объема породы. Внешняя оторочка шаровых тел скорлуповатая, с миндалекаменной и вариолитовой структурами. Вариоли и миндалины заполнены эпидотом, цоизитом, актинолитом. В центральной части «шаров» преобладают агрегаты бледно-зеленого актинолита с примесью цоизита, альбита, хлорита. Здесь же отмечаются участки с микросферолитовой структурой. Цемент лав образован туфами и туфосланцами, сланцеватость которых обтекает шаровые обособления. Цементирующая масса состоит из обломков альбита, кварца, чешуек хлорита и вытянутых иголочек актинолита. По направлению к югу от разъезда Нефелиновые Пески количество шаровых обособлений в лавах постепенно уменьшается. В 2 км от указанного разъезда цемент

занимает 70—80% общего объема породы. Еще южнее шаровые тела вообще исчезают.

Вулканогенные отложения представлены туфобрекчиями, в цементе которых заключены остроугольные и полуокатанные обломки афанитового порфирита. Е. Н. Егоровой [28] в этом районе описано переслаивание шаровых лав и туфобрекций. Содержание обломков в брекции обычно составляет 15—30%, иногда достигая 50—60%; размер их колеблется от 3 до 60 см. Они сложены роговообманково-актинолито-хлоритовыми диабазами с вкрапленниками альбита. В единичных случаях присутствуют обломки мусковитовых кварцитов. Туфобрекции насыщены кварцевыми прожилками.

К югу от туфобрекций широко распространены зеленые сланцы, возникшие в результате регионального метаморфизма метадиабазов. Степень изменения пород, объединенных в данную группу, неоднородна. Наряду с разлинованными разновидностями с бластическими структурами среди них присутствуют слаборассланцованные метадиабазы с отчетливыми реликтами офитовых структур. Западнее горы Тахтарвумчорр описаны постепенные переходы «зеленых» сланцев в массивные диабазы. Рассланцеванию подвергаются также шаровые лавы и туфобрекции. В поле преобладающего распространения зеленых сланцев наблюдаются линзовидные тела нетектонизированных диабазов, ориентированные согласно общим структурам; протяженность их достигает 700 м при видимой мощности до 400 м. Простирание сланцеватости непостоянное, меняющееся от субмеридионального до СЗ 310—320°, падение преимущественно на юг и юго-запад под углами 30—60°.

«Зеленые» сланцы состоят главным образом из актинолита, хлорита, альбита и эпидота. В виде спорадических зерен и редких маломощных прожилков в них отмечаются кальцит и кварц. Нередко наблюдается рассеянная вкрапленность пирита, пирротина, сфена и магнетита. К западу от горы Тахтарвумчорр и южнее хребтов Айкуайвенчорр и Ловчорр эти породы перемежаются с пачками филлитовидных углистых и углисто-глинистых сланцев с подчиненными кварцево-слюдистыми и известково-доломитовыми прослоями. Мощность отдельных осадочных горизонтов 100—140 м. Простирание сланцеватости и слоистости меняется от широтного до СЗ 310° с падением на юг и юго-запад под углами 30—60°. Филлитовидные глинистые и углисто-глинистые сланцы — это плотные, часто слоистые породы, образованные тонкозернистым агрегатом биотита, хлорита, полевого шпата и кварца. В меньшем количестве отмечается непросвечивающее углистое вещество. Слоистость обусловлена концентрацией в отдельных полосках шириной до 1—2 см биотита, хлорита и углистого вещества. Величина зерен менее 0,05 мм. Сланцы пересекаются прожилками кварца. Нередко в них наблюдается вкрапленность пирита и пирротина, содержание которых колеблется от 2—5 до 40—50%.

В сейдореченской свите осадочные породы, видимо, распространены шире, чем это показано на геологической карте. Однако в силу легкой разрушаемости горизонты их приурочены к закрытым четвертичными отложениями депрессиям.

В зоне контакта с Хибинским массивом метадиабазы сейдореченской свиты пересекаются многочисленными жилами нефелиновых и щелочных сиенитов. У подножия гор Ловчорр, Айкуайвенчорр, Юмечорр и Часночорр в хибинитах встречены ксенолиты диабазов размером до десятков метров.

ДЕВОН ВЕРХНИЙ

Ловозерская свита ($D_3 Iv$)

К этой свите нами отнесены ромбен-порфиры и биотито-полевошпатовые роговники, залегающие внутри Хибинского массива. Девонский возраст данных пород определяется условно, на основании их сходства по облику, составу и условиям залегания с ромбен-порфирами и ороговикованными сланцами Ловозерского массива, в которых сохранились датируемые остатки флоры.

Ромбен-порфиры. Прослеживаются от р. Часнойок на севере через гору Юмечорр до р. Мал. Белая на юге, слагают узкое меридиональное тело длиной около 10 км и шириной 150—750 м. Выходы их сосредоточены преимущественно на относительно больших высотах. Западный контакт ромбен-порфиров со сиеновыми сиенитами I фазы сравнительно прямолинейный, падающий на восток под углами 70—85°. Сильно извилистый восточный контакт с трахитоидными хибинитами также падает на восток под углами 30—45°. За пределами данного участка ромбен-порфиры встречены лишь среди фойяитов горы Коашкар, где они образуют ксенолит размером 12×17 м. Для этих пород характерна отчетливо выраженная порфировая структура, обусловленная наличием ромбовидных, квадратных и призматических вкрапленников ортоклаза, нефелина, эгирина-авгита и амфибола в мелкозернистой основной массе. Размер вкрапленников варьирует от 0,3 до 1 см, общее содержание от 1—2 до 10—15%. Параллельная ориентировка таблитчатых кристаллов ортоклаза иногда придает породе флюидальную текстуру. Порфировые вкрапленники, часто переполненные пойкилитовыми включениями ортоклаза, нефелина и эгирина, имеют неровные «рваные» края.

Основная масса ромбен-порфиров состоит из тонких удлиненных лейст ортоклаза, ксеноморфных зерен эгирина-авгита, баркевикита, нефелина, магнетита, сфена и апатита, размер зерен которых колеблется от 0,05 до 0,2 мм. В отдельных случаях кристаллы полевого шпата образуют радиально-лучистые сферолитовые агрегаты.

По данным Е. Н. Егоровой [28], химический состав ромбен-порфиров Часночорра следующий, %: SiO_2 — 57,3; TiO_2 — 1,37; Al_2O_3 — 19,42; Fe_2O_3 — 2; FeO — 2,53; MnO — 0,23; CaO — 1,3; MgO — 1,12; Na_2O — 7,48; K_2O — 6,87.

Необходимо отметить, что И. С. Ожинский [61] и Е. Н. Егорова [28] породы, называемые нами ромбен-порфирами, именовали сиенит-порфирами и рассматривали как производные интрузии трахитоидных хибинитов Хибинского массива. Ими описаны секущие жилы ромбен-порфиров (сиенит-порфиров) в хибинитах, ксенолиты последних в ромбен-порфирах, флюидальность и уменьшение зернистости ромбен-порфира на контакте с сиенитами. Вместе с тем И. С. Ожинский подчеркивал, что выделенные им сиенит-порфирсы удивительно сходны с ромбовыми порфирами Норвегии, где последние считаются не интрузивными, а излившимися аналогами лаурвикитов.

Авторами в районе гор Часночорр, Юмечорр и Коашкар установлены обратные соотношения ромбен-порфиров с хибинитами и краевыми нефелиновыми сиенитами.

Так, в районе горы Юмечорр сfenовые нефелиновые сиениты краевой зоны хибинитов цементируют многочисленные ксенолиты ромбен-порфиров поперечником от 0,5 до 2—3 м, проникают в них в виде апофиз (см. рис. 1, B). На юго-западном склоне горы Юдычвумчорр флюидальная текстура ромбен-порфиров срезается под прямым углом более поздними сfenовыми нефелиновыми сиенитами.

В одном из обнажений на хр. Часночорр авторами описан непосредственный контакт ромбен-порфиров с трахитоидными хибинитами, падающими на восток под углом 15°. Ромбен-порфирсы в результате перекристаллизации у контакта приобретают роговиковую структуру, обусловленную изометричным развитием зерен полевого шпата, эгирина и нефелина и исчезновением порфировых вкрапленников. Трахитоидные хибиниты в краевой зоне шириной 10—15 м имеют отчетливую полосчатость, обтекающую неровности контактной поверхности. На расстоянии 1—1,5 м от контакта в трахитоидных хибинитах обнаружены остроугольные ксенолиты ромбен-порфиров размером 0,3—0,5 м. В русле правого притока р. Мал. Белая среди трахитоидных хибинитов залегает угловатый ксенолит ромбен-порфира ($1 \times 1,5$ м). На горе Коашкар встречен ксенолит ромбен-порфиров в фойяитах. Тело ромбен-порфиров на хребтах Часночорр и Юмечорр с обеих сторон окаймлено нефелиновыми сиенитами, возникшими, по нашему мнению, у краевых частей интрузии вследствие быстрой консолидации расплавов.

Приведенные факты не вызывают сомнения в более молодом возрасте хибинитов и сиенитов относительно ромбен-порфиров. Несоответствие наших данных с наблюдениями И. С. Ожинского [61], по-видимому, объясняется тем, что он объединял в один комплекс широко развитые в нефелиновых сиенитах шлиры сиенит-порфирсы и ромбен-порфирсы.

Ромбен-порфирсы Хибин по химическому и минералогическому составам, по облику и текстуре практически неотличимы от переслаивающихся с осадками ромбовых порфиров Ловозерского массива и Норвегии, которые, как установлено Н. А. Елисеевым [32], имеют эфузивное происхождение. Так же как и ромбен-порфирсы

Ловозера, они прорываются интрузиями нефелиновых сиенитов. В связи с этим ромбен-порфиры Хибин, по нашему мнению, должны рассматриваться как эфузивные аналоги глубинных интрузий нефелиновых сиенитов, сохранившиеся как останцы в кровле массива.

Биотит-полевошпатовые роговики. Условно к ловозерской свите нами отнесены биотит-полевошпатовые роговики, залегающие в виде ксенолитов в хибинитах, рисчорритах и фойяитах Хибинского массива. Ксенолиты этих пород в изобилии распространены на горе Эвслогчорр, Саамском перевале и вблизи ромбен-порфиров Часnochорра и Юмечорра. Форма ксенолитов пластообразная, округлая, линзовидная и прямоугольная; размер их меняется от 0,2 до 20—30 м. Пластообразные ксенолиты ориентированы согласно текстурам течения окружающих пород. На Саамском перевале нами описаны шарообразные ксенолиты различного диаметра, напоминающие по форме гальки и валуны.

В долине оз. Мал. Вудъяр структурно-поисковыми скважинами вскрыто тело роговиков мощностью более 600 м, залегающее на контакже между трахитоидными хибинитами и рисчорритами.

Описываемые роговики представляют собой тонкозернистые, иногда отчетливо слоистые породы серого и черного цвета. Важнейшими пордообразующими минералами их являются ортоклаз, альбит (40—60%) и биотит (5—30%). Из второстепенных минералов обычно присутствуют гиперстен, баркевикит, кордиерит, сфеен, апатит, циркон, магнетит, корунд, шпинель, в единичных случаях пирит, сфалерит и молибденит. Микроструктуры их типично роговиковые, обусловленные изометрическими зернами ортоклаза и биотита размером 0,05 мм и менее. Нередко наблюдаются порфиробласты биотита и гиперстена размером 0,2—0,3 мм, усеянные пойкилитовыми включениями.

На Саамском перевале в ксенолитах черных биотит-полевошпатовых роговиков содержится до 40% органического вещества. На горе Рисчорр в роговиках обнаружены андалузит и кордиерит. Биотит-полевошпатовые минеральные ассоциации с кордиеритом, андалузитом, силлиманитом и органическим веществом свидетельствуют о том, что роговики возникли в результате kontaktового метаморфизма глинистых и углисто-глинистых сланцев.

Ксенолиты ороговиковых глинистых сланцев Н. А. Елисеевым с соавторами [35] считались отторженцами вмещающих Хибинский массив протерозойских осадочных пород. Вместе с тем ороговиковые глинистые сланцы Хибин по внешнему облику и составу неотличимы от девонских сланцев, залегающих совместно с ромбен-порфирами в кровле Ловозерского plutона [8]. Вследствие интенсивной перекристаллизации и щелочного метасоматоза роговики полностью утеряли первичные особенности состава и текстур, позволяющие установить их принадлежность к протерозойским или палеозойским образованиям. Однако учитывая, что ксенолиты ороговиковых сланцев расположены обычно на тех же абсолютных отметках, что и ромбен-порфиры, и иногда про-

странственно связаны с ними, предпочтительнее рассматривать их как останцы континентальных девонских отложений, когда-то служивших кровлей Хибинской интрузии.

КАЙНОЗОЙ (ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА)

Пересеченный рельеф и сложная геологическая история Хибин в ледниковую эпоху обусловили большую пестроту четвертичных отложений. Несмотря на сравнительно хорошую обнаженность гор, большая часть их поверхности скрыта под рыхлым покровом, а в крупных долинах выходы коренных пород отсутствуют полностью.

Наиболее древним типом рыхлых отложений является линейная кора выветривания. Она представляет собой глинистые продукты выветривания ийолит-уритов, рисchorритов, апатито-нефелиновой и других пород с обломками неразрушенных, но обычно шпреутейнизированных нефелиновых сиенитов. В отличие от площадной коры выветривания линейная образует тела, по условиям залегания напоминающие жильные образования в монолитных породах. Линейное выветривание развивается по тектонически разрушенным зонам. Мощность таких «жил» достигает 25 м; более обычны зоны шириной в несколько сантиметров. В Юкспорском туннеле глубина проникновения гипергенных изменений достигает 500 м от поверхности.

Линейная кора выветривания в основном изучалась по горным выработкам в районе Кукисумчоррского, Юкспорского и Расвумчоррского рудников. В других местах (ущелье Рисchorра, Бол. Юкспор) она обнаружена с поверхности.

Доледниковый возраст линейной коры выветривания был установлен при изучении разреза с помощью ряда скважин в долине р. Саамской. Здесь выветрелая зона размещается по оси долины и покрыта делювиальным обломочным материалом. Делювий заполняет ущелье в коренном дне долины. Выше залегает 50-метровая толща ледниковых отложений. Доледниковый возраст коры выветривания подтверждается, таким образом, ее залеганием под ледниковыми отложениями, а также отсутствием в подморенном делювии эрратических нехибинских валунов.

Все сказанное не исключает того, что химическое выветривание по разрушенным зонам в благоприятных условиях может продолжаться и сейчас.

Грубообломочные элювиально-делювиальные отложения представляют собой несортированную смесь супеси или пылеватого песка с угловатыми обломками, составляющими до 80% объема породы. Вниз по разрезу отложения могут переходить в так называемую разборную коренную породу (элювий), а вверх по разрезу — в ледниковые отложения. Нередко щебенисто-песчаная масса сцементирована, по данным А. В. Сидоренко и А. В. Галахова [72] глинисто-опаловым цементом. Элювиально-делювиальные доледниковые отложения встречены на дне ряда долин. По мнению

нию В. В. Шаркова, отмеченные отложения имеют межледниковый возраст. Однако отсутствие в делювии эрратической гальки и валунов делает более вероятным их доледниковый возраст.

Песчаные отложения, залегающие между коренными породами и нижней мореной, охарактеризованы по опорному разрезу, вскрытому скв. 15-г на берегу оз. Бол. Вудъяvr. Нижний подмуренный песок (интервал 134,4—155,0 м) пылеватый, местами переходящий в супесь, имеет зеленовато-серый цвет. В нем изредка встречаются зерна гравия и отдельные гальки хибинских пород. Механический анализ песка (табл. 2, анал. 1) по методу Сабанина позволяет относить отложения к озерным или речным с небольшим путем переноса.

Залегание песков под толщей рыхлых пород, относимых к последнему оледенению, свидетельствует о межледниковом или более древнем возрасте горизонта. В других разрезах аналогичных отложений не встречено.

Нижняя морена горного ледника встречена в карьере у пос. Расвумчорр. Здесь обнаружены две морены, разделенные 25-сантиметровым слоем озерно-ледниковых суглинков. Нижняя морена отличается от верхней значительно большим содержанием валунов (70 против 20% в верхнем горизонте) и резким преобладанием хибинских пород над эрратическими; 92% от всего количества валунов нижней морены составляют местные породы; в покрывающем моренном слое к хибинским принадлежат лишь 27%. Таким образом, если отложения верхнего горизонта являются широко распространенной в Хибинах мореной покровного ледника, то нижний валунный слой, очевидно, оставлен предшествовавшим ему горным ледником. Эрратические валуны в этот слой, вероятно, попали из отложений более раннего оледенения. В скв. 15-г с мореной горного ледника сопоставляется горизонт 123,4—134,4 м (флювиогляциальные отложения) как по залеганию ниже отложений материкового льда, так и по составу валунов, среди которых резко преобладают местные породы.

Этим отложениям, возможно, соответствует нижний из четырех моренных горизонтов, пройденных скважинами в долине р. Саамской.

Нижний межморенный песок, пройденный скв. 15-г в интервале 107,1—123,4 м отличается серым цветом, преобладанием мелко- и тонкозернистой фракций, иногда с пылью. Местами в нем встречаются гравий, галька, валуны и прослои суглинка. Генезис отложений установить трудно, возможно, это флювиогляциальные и озерно-ледниковые слои, образовавшиеся при наступлении покровного ледника (вышележащие отложения) у его края. Достоверных аналогов этим пескам в других разрезах мы не имеем.

Залегающая выше, на глубине 85,6—107,1 м скв. 15-г, нижняя морена покровного оледенения представляет собой зеленовато-серый слабоперемытый пылеватый разнозернистый песок с гравием, галькой и валунами. Механический анализ его, проведенный

Таблица 2

Гранулометрический состав четвертичных отложений, %

Номера анализов	Типы отложений	Фракции							
		>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
1	Подморенный песок	0,47	20,65	70,15	3,50	5,25	—	—	
2	Песчаная часть нижней морены покровного оледенения	0,60	37,00	48,50	6,70	7,20	—	—	
3	Озерно-ледниковый алеврит	—	0,16	1,02	21,74	30,28	27,24	17,96	1,60
4	То же	—	0,02	0,09	16,61	49,80	23,72	9,20	0,56
5	Песчаная часть верхней морены покровного оледенения	25,0	16,50	14,60	13,30	30,55	—	—	
6	Флювиогляциальные отложения . .	22,31	10,94	7,35	39,93	11,60	10,87	—	
7	То же	—	0,08	—	41,86	44,94	8,02	—	
8	Озерно-ледниковые отложения								
	песок	0,88	11,69	72,80	10,81	3,77	—	—	
	галечник	54,51	15,64	18,92	6,48	4,45	—	—	
10	Песчаная часть горного ледника . .	23,40	15,17	42,30	9,15	9,38	—	—	
11	Аллювиальный песок	26,74	21,68	19,19	29,89	1,61	0,89	—	

Примечание. Место взятия образца: 1 — Бол. Вудъярв, глуб. 134,4—155,0 м; 2 — там же, глуб. 94,7—95,8 м; 3 — там же, глуб. 37,8—39,5 м; 4 — там же, глуб. 65,0—67,0 м; 5 — пос. Расвумчорр, глуб. 15—25 м; 6 — устье р. Гакмана (зандровый конус); 7 — Ботанический сад (флювиогляциальная дельта); 8 — терраса оз. Имандра; 9 — терраса у 25-го километра; 10 — цирк Тахтарвумчорра; 11 — Юкспориок.

Г. И. Ивановой, приведен в табл. 2 (анал. 2). В морене встречен крупный прослой тонкозернистого озерно-ледникового песка.

Из морены, а также из залегающих непосредственно на ней флювиогляциальных отложений извлечены 123 гальки, среди которых только 33 (27%) — хибинские. Остальные принадлежат породам имандра-варзугской серии, архейским гнейсам и др. Очевидно, увеличение эратического материала по сравнению с нижней мореной нельзя объяснить иначе, как наступлением покровного ледника, который и отложил морену с нехибинским, главным образом, материалом.

По-видимому, аналогичная морена проицена буровыми скважинами в долине Юкспориок под слоем межморенных отложений и покрывающей их верхней морены.

Поверх среднего валунного горизонта, судя по керну из скв. 15-г, залегает толща светло-голубых межстадиальных озерно-ледниковых алевритов (в интервале 37,8—71,5 м). Алеврит содержит некоторое количество мелко- и тонкозернистого песка (табл. 2, анал. 3 и 4), местами переходит в суглинок; кверху отсортированность осадка уменьшается. В интервале 33,0—37,3 м озерные отложения представлены мелко- и тонкозернистым песком.

Сходные по всем характеристикам ленточные алевриты обнажаются в районе г. Кировска у городской больницы, у Дома культуры и в нескольких местах по трассе хвостопровода. Карьером у городской больницы вскрыты эти отложения мощностью более 11 м, содержащие не менее 950 годовых лент. Анализы Е. С. Маяковской показали отсутствие ископаемой пыльцы и спор в алевритовой толще.

Тонко- и мелкозернистые озерно-ледниковые пески типа ленточных обнажаются под мореной в долинах рек Тулиок, к востоку от устья руч. Перевального, и Куниок, близ устья р. Расвумиок. Их положение в разрезе позволяет сопоставлять эти пески с алевритами у оз. Бол. Будъявр. Пыльцевой анализ отложений, проведенный Р. М. Лебедевой, выявил наличие бедного комплекса древесной пыльцы, характерного для интерстадиала: ель, береза, сосна (с преобладанием последней). Озерно-ледниковые в целом горизонтальнослоистые пески часто смяты в пологие складки, разбиты микросбросами и дислоцированы мерзлотными явлениями типа ледяных клиньев.

Межморенные флювиогляциальные отложения долин рек Тулиок и Куниок представлены разнозернистым песком с галькой или галечником, иногда с крупными косыми слоями. В низовых долины р. Юкспориок между двумя моренами залегает толща супеси с галькой, галечников и песков. Пыльцевой анализ этих отложений, проведенный И. М. Покровской, обнаружил бедный комплекс березы, ели и сосны, сходный с тем, что мы имеем в долине р. Тулиок. По мнению В. В. Шаркова, эти отложения следует относить к межстадиальным.

В районе г. Кировска верхняя морена у обогатительной фабрики и у цементного завода подстилается песчано-галечными от-

ложениими, имеющими дельтовый характер слоистости. В галечниках встречаются валуны размером до 1 м и более. Песок в составе отложений разнозернистый, перемытый, с гравием. Мощность (видимая) галечника у фабрики 10 м. Падение слоев в ряде обнажений на проксимальном конце кировской конечной морены — к северу, т. е. к оз. Бол. Вудъяр. Это обстоятельство, как и состав гальки (88% нехивинских пород), заставляет считать, что дельта образована потоком, стекавшим в озеро с края ледникового покрова. В скв. 15-г этим галечникам, вероятно, соответствует песок (в интервале 33,0—37,8 м), покрывающий алевриты.

Одновозрастным с флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями являются, по-видимому межморенный пролювий (коллювий). Он представляет собой щебень и угловатые обломки местных пород размером до $0,6 \times 0,8$ м с плохо окатанным гравием и почти без песчаных фракций. Этот тип отложений встречен по склонам долины ручья, разделяющего горы Суолуй и Коашкар. Мощность пролювия достигает 2 м.

Верхняя морена материкового оледенения принадлежит ко II стадии оледенения. Она представлена несортированной смесью гальки и валунов (15—50%) с зеленовато-серой супесью или песком — пылеватым, разнозернистым, при заметном преобладании мелко- и тонкозернистого (табл. 2, анал. 5).

Среди валунов преобладают гнейсы, гнейсо-граниты, зеленокаменные породы, габбро и в значительно меньшем количестве (обычно не более 20%) нефелиновые сиениты Хибин.

Иногда морена несколько неоднородна в текстурном отношении: обогащены галькой отдельные горизонты, имеются неясные слои, которые возникли в процессе солифлюкционного течения отложений.

Морена материкового оледенения почти повсеместно распространена вокруг Хибин, покрывает нижние части склонов гор и занимает низовья большинства долин в Хибинском массиве. Нередко морена прикрыта серией более молодых отложений озерных, речных и болотных. Максимальная мощность ее 11 м, обычно 2—4 м.

Флювиогляциальные отложения позднеледникового возраста широко распространены в Хибинах и образуют различные формы рельефа. Ими сложены зандровые поля, высокие речные террасы (долинные зандры), озы, дельты, приледниковые террасы и, отчасти, конечные морены. Состав отложений довольно разнообразен: от галечника и даже валунника с небольшим количеством гравия и песка до хорошо отсортированного песка с отдельными гальками. В песке обычно наблюдается косая и перекрестная слоистость; в грубых галечниках слоистости может не быть. Степень перемытости мелкозема также различна; это бывает и пылеватый разнозернистый песок, мало отличающийся от морены, и хорошо сортированный сыпучий песок.

В табл. 2 (анал. 6 и 7) приведены два примера гранулометрического состава флювиогляциальных отложений, заимствованные

у М. А. Лавровой [55] и В. В. Шаркова. В первом случае анализировались отложения зандрового конуса в устье р. Гакмана, во втором — песок из флювиогляциальной дельты у Ботанического сада.

Мощности отложений сильно колеблются, превышая местами 15 м (у пос. Кукисвумчорр). Петрографический состав гальки во флювиогляциальных образованиях обычно мало отличается от состава гальки в морене в данном пункте.

Озерно-ледниковые отложения позднеледникового возраста также весьма разнообразны по составу и образуемым ими формам рельефа. Можно выделить два типа отложений: тонкослоистые суглинки и алевриты ленточного типа и грубозернистые пески с большим количеством гальки и валунами, обычно лучше окатанными, чем в морене. Между ними существует ряд переходных разновидностей.

В табл. 2 приведен гранулометрический состав озерно-ледникового песка из 8-метровой террасы оз. Имандра в 1 км к югу от ст. Хибины (анал. 8 [27]) и галечника из озерно-ледниковой террасы у 25-го километра (анал. 9).

Кроме террас приледниковых озер, озерно-ледниковыми осадками сложены камы и древнеозерные равнины. В этих случаях материал также может быть самый различный. Тонкий и мелкий хорошо сортированный горизонтальнослоистый песок вскрыт в камах на р. Расвумиок, а в районе ГРЭС камовый холм образован галечником с крупными косыми слоями, характерными для дельт. Мощность отложений (видимая) достигает 12 м; в каме у ГРЭС вскрыто 25 м песков. Озерно-ледниковые отложения залегают обычно поверх морены II стадии покровного оледенения и иногда покрыты торфом.

Стратиграфически выше отложений покровного оледенения располагается морена горных ледников, которые сохранились в цирках и после полного исчезновения материковых льдов. Локальная морена представляет собой несортированную смесь супеси или пылеватого песка с большим количеством (до 70—80%) слабоокатанных валунов и глыб. Преобладают валуны из пород, подстилающих морену или расположенных выше по долине. Но, как и во всех более молодых отложениях, в горной морене встречаются отдельные нехбинские эрратические валуны. Иногда в цирках морена состоит преимущественно из глыб размером 5×7 м и больше. Данные анал. 10 (табл. 2) характеризуют состав мелкозема морены из Тахтарвумчоррского цикла.

Морена горного ледника, залегающая на водоразделах, во многом очень похожа на делювий, который и являлся исходным материалом, переотложенным ледником. Критериями для разделения этих отложений являются сложенные ими формы рельефа (моренные холмы), некоторая окатанность обломков и присутствие валунов из других частей Хибин. Локальная морена нередко cementирована. В наблюдавшихся нами разрезах мощность морены достигает 7 м. Горная морена занимает цирки, верховья долин

бассейна оз. Бол. Вудъярв, большую часть ряда долин (реки Расвумиок, Мал. Белая, Гольцовка, Калиок) и распространяется за пределы Хибин у выхода на равнину р. Куниок. Налегание морены горного ледника на морену покровного нигде не наблюдалось; они переходят друг в друга по горизонтали, иногда резко, на расстоянии 200—400 м, иногда же на протяжении километров. В последнем случае образуются переходные разности.

Из послеледниковых образований наиболее широко развиты залегающие на плато элювиально-делювиальные отложения, делювий и коллювий склонов. Эти типы рыхлых пород близки между собой генетически и по составу. Они представлены угловатыми и очень слабо окатанными обломками местных пород с пылеватым песком, переходящим в супесь. Количество обломков колеблется в пределах 50—80%, а осыпи под крутыми скалистыми склонами могут совсем не содержать мелкозема. Характерной составной частью элювия рисчорритов, хибинитов и в особенности фойяитов является угловатый щебень размером 0,5—1 см, представляющий собой освобожденные при выветривании кристаллы полевого шпата и других минералов. Продукты выветривания ийолит-уритов содержат меньше щебня, но больше пылевато-глинистых частиц. Наблюдавшаяся мощность делювия 6,6 м у подножия склона.

Пролювий по составу очень сходен с элювиально-делювиальными отложениями и образован глыбами размером до 1×1, 5×2 м и щебнем с супесью. В крупных конусах выноса иногда наблюдается уменьшение размера обломков в направлении вниз по течению потока — обратный порядок сортировки по сравнению с осыпями. В образовании конуса выноса принимают участие как временные потоки, так и лавины.

Аллювиальные отложения, как правило, образуют лишь узкую полоску вдоль рек, что объясняется их молодостью. Преобладает галечниковый и галечно-песчаный аллювий, и лишь на спокойных участках крупных рек откладывается песок. В табл. 2 (анал. 11) приведен состав речного песка из р. Юкспориок.

В связи с тем, что реки перемывают главным образом ледниковые отложения и, за исключением верховьев, еще не вскрыли коренного ложа долин, состав гальки аллювия в очень сильной степени зависит от состава валунов в морене. Пойменный аллювий развит значительно шире, чем террасовый; последний наблюдается лишь на крупных реках и не по всему течению, а чаще в низовьях долин, где интенсивно происходит врезание. Иногда террасовый аллювий сцепментирован в конгломерат. Наблюдавшиеся мощности аллювия террас достигают 2,5 м, отложения пойм — 1—1,5 м.

Реки, впадающие в озера, накапливают в устьях дельтовые отложения. Выделение этой промежуточной группы отложений в отдельный тип основано на их отличии как от аллювия, так и от озерных отложений по текстурам, механическому составу и объему накопленного материала. Самая крупная в Хибинах дельта р. Тулиок сложена песчано-гравийным материалом различной крупности и в русловой фации — мелким галечником. Дельтовые

отложения образуют также реки Саамская, Поачиок, Расвумиок, Майвальтайок, Калиок и др.

Современные озерные отложения занимают небольшие площади по низменным берегам водоемов. Они представлены хорошо перемытыми песками с гравием, слагающими береговые валы и террасы, а также диатомитами, обнаруженными у оз. Порок-яvr и в долине р. Юкспориок. Озерный песок иногда переслаивается сапропелевидными слоями органических отложений, например в долинах рек Расвумиок, Вуоннемиок и Кукисиок. Неполная мощность озерных отложений — 1,8 м. Слой диатомита в оз. Порок-яvr имеет мощность 1 м.

Биогенные отложения болот представлены различными сортами торфа, как правило, слабо- и среднеперегнившего. Они обычны в широких горных долинах, но в большинстве случаев имеют небольшую мощность — 0,3—0,8 м. На равнине между горой Юкспор и оз. Бол. Вудъяvr отмечен 2-метровый слой торфа, а на 16-м километре мощность слоя торфа — 5,5 м.

Техногенные отложения в Хибинах имеют возраст не более 40 лет, но объем их вполне достаточен, чтобы занять заметное место на карте. Они представлены супесчано-обломочными отвалами рудников из Юкспорского туннеля, моренным и песчано-гравийно-галечным материалом дорожных и строительных насыпей, аллювиально-техногенными осадками, а также хвостами обогатительной фабрики, последние представляют собой глинисто-алевритовую светло-серую массу, состоящую почти целиком из нефелина.

Таким образом, описание рыхлых отложений Хибин показывает, что время их формирования охватывает доледниковую эпоху, ледниково время и послеледниково. Гляциальные отложения относятся к двум покровным оледенениям и двум горным. Как было показано, есть основания относить материковые ледники к двум стадиям последнего оледенения. Предположительно их можно датировать как финигляциаль и максимум (или одну из стадий) валдайского оледенения. По мнению В. Рамсея [87], Г. Д. Рихтера [71] и М. А. Лавровой [56], материковые оледенения на Кольском полуострове начинались и заканчивались локальными горными оледенениями, что и подтверждается нашими данными. В межстадиальное время, по-видимому, тоже должны были существовать долинные ледники, но соответствующие им отложения нам неизвестны.

Можно считать, что между II стадией покровного оледенения и последовавшим за ней горным оледенением не было перерыва, так как на конечных моренах долинных ледников (по р. Расвумиок, по долинам ручьев, стекающих к юго-востоку с горы Китчепахк) есть следы примыкания к мертвому льду покрова. Таким образом, локальное оледенение развилось не в результате особого похолодания климата, а потому, что долины постепенно освобождались от материкового льда.

Морена II стадии покровного оледенения поднимается по склонам Хибин до высоты 600—700 м, причем граница нередко хоро-

шо выражена морфологически. Из этого можно заключить, что отдельные эрратические валуны, встречающиеся выше верхнего предела морены, относятся, скорее всего, к предыдущей, максимальной стадии покрова и могут быть сопоставлены с нижней покровной мореной.

Для обоснованного проведения границы между горной и покровной мореной был изучен петрографический состав ледниковых валунов и подсчитано соотношение хибинских и нехибинских пород. Во многих случаях (долины рек Вудъявиок, Ворткеуай, Саамская, Гольцовка) выявление линии раздела не представляло труда, так как смена отложений с преобладанием эрратических или местных валунов происходит резко, скачком, и совпадает с конечно-моренным валом. В других местах (долины рек Расвумиок, Мал. Белой и др.) покровная морена несколько заходит за моренный вал к верховым, но граница также достаточно резкая. В долинах Вуоннемиока, Тулиока, Қасканюонайока и Майвалтай-ока переход настолько постепенен, что линию раздела можно простилировать лишь условно.

Общая картина распределения горной и покровной морен позволяет прийти к следующему выводу: вопреки мнению В. Рамсея [87] и М. А. Лавровой [56], Хибины в конце последнего ледникового не образовывали глетчеров, распространявшихся в предгорьях, и не были, следовательно, центром покровного оледенения. Исключение составляет лишь ледник долины р. Куниок.

Глава II

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

АРХЕЙ ($\delta_1 A$)

Кварцевые диориты и гнейсо-гранодиориты. Эти породы распространены на северо-западе у разъезда Половинка и представляют южную часть крупного интрузивного тела, прослеженного на севере за границу описываемого района. В центральной части интрузии развиты массивные диориты, в периферической — гнейсо-гранодиориты. Простирание гнейсовидности их СЗ 340—350°, падение на юго-запад под углом 30—45°. В районе ст. Имандра на диоритах с угловым несогласием лежат образования рижгубской свиты среднего протерозоя. В пределах описываемой территории контакты этой интрузии с вмещающими породами, скрытые под четвертичными отложениями, не изучены. Далее к северу тела диоритов залегают в биотитовых гнейсах кольской серии. Пространственное положение гнейсовидности в диоритах повторяет элементы залегания окружающих гнейсов. Сопряженность внутренней структуры диоритов с гнейсами, высокая степень метаморфизма, бластические структуры, пересечение их жилами древнейших олигоклазовых гранитов — все это дает основание относить их к группе архейских интрузий.

Главными пордообразующими минералами массивных диоритов являются обыкновенная роговая обманка (40—50%) и андезин, содержащий 32—40% анортитовой молекулы (30—35%). До 10—15% в них присутствует кварц. В подчиненном количестве отмечаются хлорит, эпидот, серицит и апатит. Структуры этих пород бластические, часто с реликтами гипидиоморфнозернистых. Для гнейсо-гранодиоритов характерно увеличение содержания кварца до 20—25%, преобладание среди цветных минералов биотита, раскисление полевого шпата до олигоклаза и бластические структуры.

ПРОТЕРОЗОЙ СРЕДНИЙ

Кварцевые габбро-диабазы, метадиабазы и гранофиры ($\beta\mu Pt_2$). Описываемые породы развиты у ст. Имандра и слагают интрузию, приуроченную к зоне контакта между кристаллическими образованиями рижгубской и сейдореченской свиты. Видимая ширина интрузии около 4 км.

Судя по согласному простиранию границ между диабазами и габбро-диабазами, с одной стороны, и горизонтами вмещающих пород — с другой, данная интрузия относится к пластовому типу. Простирание ее СЗ 310—320°, падение на юго-запад, угол падения не ясен. Контакты с окружающими метадиабазами рижгубской и сейдореченской свиты нигде не вскрыты.

Сводный разрез интрузии представляется в следующем виде. В основании разреза залегают метадиабазы, ширина зоны развития которых 1,2 км. Выше следуют кварцевые габбро-диабазы, которые вновь сменяются диабазами, в свою очередь переходящими в кварцевые габбро-диабазы. В кровле интрузии залегают гранофиры. Взаимоотношения между различными разновидностями пород изучены очень слабо. В отдельных выходах установлено, что метадиабазы и кварцевые габбро-диабазы переслаиваются в зонах шириной от 1—2 до 10—11 м. Переходы их друг в друга постепенные, происходящие на расстоянии 0,5 м.

Вместе с тем К. К. Судиславлевым [76] наблюдались ксенолиты метадиабазов в кварцевых габбро-диабазах и их секущие апофизы в метадиабазах. По мнению авторов, диабазы представляют собой ранние дифференциаты основной магмы, возникшие в результате ее быстрого застывания в нижней части камеры. Кварцевые габбро-диабазы, как поздние производные той же исходной магмы, могут быть связаны с ними как постепенными переходами, так и прорывать их.

Метадиабазы по внешнему облику и по составу аналогичны соответствующим породам рижгубской и сейдореченской свит, сложенным актинолитом, полевым шпатом и хлоритом. Для них типично появление на отдельных участках кварцевых миндалин размером до 1,5 мм в поперечнике. Отличительной особенностью описываемых метадиабазов, позволяющей объединять их в единую серию с кварцевыми габбро-диабазами, служит присутствие в основной массе породы единичных зерен кварца и выполнение некоторых миндалин гранофировыми сростками полевого шпата и кварца.

Важнейшей особенностью габбро-диабазов служит увеличение средней крупности зерен (до 2—4 против 1 мм) в метадиабазах и постоянное присутствие кварца, образующего как обособленные зерна, так и гранофировые сростки с полевым шпатом. Главные породообразующие минералы те же, что и в метадиабазах — актинолит, плагиоклаз и хлорит. Характерны четко выраженные официтовые структуры и повышенное содержание плагиоклаза (до 60—65 %), что придает породе лейкократовый облик. Плагиоклаз относится к олигоклазу. (Ap_{17-33}), по нему развивается вторичный соссюритовый агрегат, состоящий из цоизита и эпидота. Актинолит образует хорошо ограниченные кристаллы, представляющие собой полные псевдоморфозы по пироксену. В нижних частях интрузий наблюдались единичные реликты диопсида, с краев замещенного актинолитом. Содержание кварца в габбро-диабазах нижней части интрузии 1—2 %, а в верхней увеличивается до 5—

7 %. Здесь же отмечаются единичные зерна микроклина. В габро-диабазах постоянно наблюдается редкая вкрапленность титаномагнетита.

Гранофиры слагают ряд изолированных выходов, расположенных среди четвертичных отложений в депрессии напротив о. Высокого. Это темно-серые мелкозернистые породы, состоящие из ортоклаза, альбит-олигоклаза и кварца. Содержание цветных минералов (хлорита и биотита) в них, как правило, не превышает 10—15 %. Для них типично обилие гранофировых вростков кварца в полевом шпата.

Вопрос о происхождении гранофиров является дискуссионным. К. К. Судиславлев [76], Е. Н. Егорова [28] и авторы рассматривают гранофиры как кислые дифференциаты основной магмы, давшей начало габбро-диабазам. В пользу такого мнения свидетельствуют залегание гранофиров в висячем боку интрузий и появление гранофировых срастаний и микроклина в близлежащих кварцевых габбро-диабазах. Л. И. Пазюк [64], основываясь на сходстве петрографического и химического состава гранофиров с порфирами горы Огородной, считает их производными кислых расплавов.

Метапериidotиты (δPt_2). Восточнее ст. Хибины среди смятых в флексурную складку зеленых сланцев согласно залегают две небольшие интрузии метапериidotитов субмеридионального простириания. Прослеженная длина западной интрузии 180 м при видимой ширине 40 м. Второй массив не оконтурен. Границы интрузии определены условно, путем экстраполяции по отношению к ближайшим выходам зеленых сланцев. Метапериidotиты, как и вмещающие породы, в отдельных зонах четко рассланцованны. Вдоль длинной оси западного массива проходит зона рассланцевания шириной до 10—15 м. Простижение ее СЗ 340—350° с падением на СВ под углом 30°.

Основная ткань метапериidotитов состоит из tremolito-серпентиновой массы, на фоне которой выделяются разъединенные реликты оливина и пироксена. Порода усеяна мелкими включениями магнетита, сфена, реже появляются зерна кальцита и единичные кристаллы пирита. В зоне рассланцевания отмечаются прожилки tremolit-асбеста мощностью от 1—3 мм до 5—10 см.

ХИБИНСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ ПАЛЕОЗОЙ

Изученный массив занимает 90 % площади описываемого района. На современном эрозионном срезе он имеет форму эллипса с длиной широтной оси 45 км и меридиональной — 35 км. Площадь его 1327 км². По своим размерам это крупнейшая в мире интрузия нефелиновых сиенитов.

Согласно представлениям Н. А. Елисеева, И. С. Ожинского, Е. Н. Володина [35] и авторов [28], Хибинский массив принадлежит к классу сложных многофазных интрузий центрального типа.

Таблица 3

Схема возрастного расчленения пород Хибинского массива

Пе- риоды	Фазы	Суб- фазы	Комплексы	Петрографические разновидности
IV	—	—	—	Эгириин-альбитовые жилы
III	$\varepsilon^6 Pz$	—	Фойяиты	Фойяиты эгирииновые массивные; фойяиты эгириин-арфведсонитовые трахитоидные; фойяиты арфведсонитовые трахитоидные; жильные нефелиновые сиениты мелкозернистые трахитоидные; щелочные пегматиты; нефелиновые сиениты краевой зоны фойяитов мелкозернистые массивные
	$\varepsilon^5 Pz$	—	Лявочорриты	Лявочорриты массивные; жильные нефелиновые сиениты массивные и трахитоидные; щелочные пегматиты
II	$\varepsilon^4 Pz$	$\varepsilon^3 Pz$		Ийолиты полевошпатовые трахитоидные; ийолиты трахитоидные; уртиты трахитоидные; малиниты трахитоидные; лувариты трахитоидные; ювиты массивные, мельтейгиты трахитоидные
		$\varepsilon^4_2 Pz$	Ийолит-уртиты и апатито-нефелиновые руды	Уртиты полевошпатовые трахитоидные; ювигиты массивные; уртиты полевошпатовые массивные; уртиты массивные; уртиты пегматоидные массивные; апатито-нефелиновые руды; уртиты неравномернозернистые полевошпатовые массивные
		$\varepsilon^4_1 Pz$		Малиниты трахитоидные; ийолиты полевошпатовые трахитоидные; ийолиты трахитоидные; уртиты полевошпатовые трахитоидные; уртиты трахитоидные, ювигиты трахитоидные
	$\varepsilon^3 Pz$	—	Рисчорриты	Рисчорриты эгирииновые массивные; рисчорриты биотитовые массивные; жильные нефелиновые сиениты равномернозернистые и порфиривидные массивные; щелочные пегматиты

Периоды	Фазы	Субфазы	Комплексы	Петрографические разновидности
I	$\epsilon^2 Pz$	—	Трахитоидные хибиниты	Хибиниты трахитоидные; жильные нефелиновые сиениты равномерно-зернистые и порфировидные; щелочные пегматиты; нефелиновые сиениты краевой зоны трахитоидных хибинитов мелкозернистые
	$\epsilon^1 Pz$	—	Хибиниты	Массивные хибиниты; грубозернистые трахитоидные хибиниты; жильные нефелиновые сиениты равномерно-зернистые и порфировидные массивные; щелочные пегматиты; нефелиновые сиениты краевой зоны хибинитов мелкозернистые массивные

Он сложен разновозрастными интрузивными комплексами массивных и трахитоидных хибинитов, рисchorритов, ийолит-уртилов, лявофорритов и фойяитов. Интрузии хибинитов, рисchorритов и лявофорритов обладают рядом особенностей, характерных для кольцевых даек, в то время как трахитоидным хибинитам, ийолит-уртирам и фойяитам свойственны признаки, свидетельствующие о принадлежности их к интрузивным коническим слоям.

Все слагающие массив породы, за исключением ийолит-уртилов, принадлежат к семейству нефелиновых сиенитов, отличающихся друг от друга некоторыми особенностями вещественного состава и текстур, вследствие чего им присвоены местные наименования. В плане интрузии различных комплексов представляют собой серповидные тела, расширяющиеся к западу и плавно сужающиеся или выклинивающиеся к востоку. Лишь расположенная в восточной части массива интрузия фойяитов имеет овальную форму. При движении с запада на восток ранние интрузии сменяются более поздними интрузивными комплексами. Заключительные стадии становления массива характеризовались широким развитием постмагматических процессов, приведших к альбитизации и образованию эгириин-альбитовых жил.

У границ с Хибинским массивом вмещающие породы подвергались kontaktово-метасоматической переработке с образованием фенитов по гнейсам и ороговикованием сланцев и диабазов.

Согласно радиогеохронологическим определениям Э. К. Герлинга, Л. В. Комлева и А. А. Полканова [50] абсолютный возраст Хибинского массива составляет около 300 млн. лет, что соответствует герцинской орогенезии. Эти определения подтверждаются находками в соседнем Ловозерском щелочном plutоне останцов сланцевой кровли, содержащих отпечатки девонской флоры.

По данным Н. А. Елисеева [35], уточненным и дополненным исследованиями авторов, схема возрастного расчленения пород Хибинского массива представляется в следующем виде (от молодых к древним) (табл. 3).

Ниже приводится краткое описание пород, слагающих перечисленные в табл. 3 интрузивные комплексы. При характеристике возрастных взаимоотношений, во избежание повторений, в каждом разделе дается описание контактов только с более древними образованиями.

I ПЕРИОД

I-я фаза. Комплекс хибинитов (ϵ^1Pz)

Породы комплекса слагают южные склоны возвышенностей Китчепахк, Ловчорр, Айкуайвенчорр, юго-западные отроги гор Вудъяврчорр и Тахтарвумчорр, горные хребты Юмечорр, Маннепахк и северную часть горы Путелличорр.

В плане они образуют серповидное тело, открытые на северо-восток. С внешней стороны оно контактирует с осадочно-эфузивными образованиями среднего протерозоя (имандра-варзугская серия), с внутренней — с сохранившимися в виде останцов кровли ромбен-порфирами и трахитоидными хибинитами 2-й интрузивной фазы. Длина интрузии по периметру 75 км; ширина меняется от 1 км на флангах до 7 км на западе, в районе р. Мал. Белой. В геологической литературе [11, 35, 61] породы, слагающие данное интрузивное тело, известны под названием массивных, нормальных или гранитоидных хибинитов. Авторы и ряд других исследователей [55, 61] в составе его выделяют эндоконтактовые породы, представленные мелко- и среднезернистыми нефелиновыми сиенитами и сиенит-порфирами.

Обобщение фактического материала, полученного авторами и другими исследователями [13, 61], позволяет выделить среди хибинитов следующие разновидности, различающиеся по условиям залегания и текстурным признакам: 1) мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны, 2) массивные хибиниты, 3) грубозернистые трахитоидные хибиниты, 4) жильные нефелиновые сиениты.

Мелкозернистые нефелиновые сиениты. Развиты в периферических частях интрузии, слагают четковидно расположенные линзовидные тела мощностью от 50 до 500 м. Широко распространены они на западных склонах хр. Часnochорр. Здесь узкое тело этих пород, ориентированное параллельно контакту с ромбен-порфирами, прослеживается на 17 км при ширине до 500 м. Маломощные оторочки этих сиенитов иногда окружают ксенолиты ороговикованных диабазов и зеленых сланцев.

Мелкозернистые нефелиновые сиениты — это лейкократовые и зеленовато-серые массивные породы, обычно содержащие многочисленные шлиры крупнозернистых и порфировидных сиенитов, по внешнему облику сходных с хибинитами. Размеры шлировых обособлений 0,3—1,0 м в поперечнике; форма их удлиненно-ovalная

или неправильная. Линейно-вытянутые шлиры ориентированы параллельно простиранию контактов с окружающими породами.

Описываемые сиениты в основном состоят из ортоклаза (50—55%), нефелина (30—35%), эгирина и арфведсонита (10—15%). В подчиненном количестве в них присутствуют биотит, энгматит, титаномагнетит, лампрофиллит, эвдиалит и сфен. У контактов с ромбен-порфирами широко развиты своеобразные нефелиновые сиениты, содержащие до 25—30% сфена. Структура сиенитов гипидиоморфозернистая, участками порфировидная. Вторичные изменения проявлены слабо и выражаются в альбитизации ортоклаза, замещении нефелина кандиринитом и агрегатом шпреуштейна.

Контактовые соотношения нефелиновых сиенитов с хибинитами противоречивы и не всегда позволяют однозначно интерпретировать их относительный возраст. Так, в русле р. Часнойок, к востоку от разъездов Имандра и Нефелиновые Пески, хибиниты образуют многочисленные апофизы в нефелиновых сиенитах, нередко цементируя их обломки. В верховьях руч. Маннепахиок авторами описана эруптивная брекчия нефелиновых сиенитов с хибинитовым цементом. В зоне брекчий шириной до 70 м наблюдается постепенное увеличение относительного размера ксенолитов нефелиновых сиенитов и их количества по мере удаления от выходов хибинита.

Наряду с брекчированием хибинитами мелкозернистых нефелиновых сиенитов в ряде обнажений восточнее станций Хибины, Нефелиновые Пески, на южных склонах возвышенностей Китчепахк и Ловчорр, И. С. Ожинским [61] и авторами отмечались постепенные переходы между обеими породами. В переходной зоне шириной 1—10 м имеет место лишь постепенное укрупнение зерна от 0,2—0,4 см в нефелиновых сиенитах до 1—3 см в хибинитах либо появление в массе мелкозернистых сиенитов вкрапленников полевого шпата и нефелина, количество которых возрастает по мере приближения к хибинитам.

По вопросу о характере соотношений между мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и хибинитами существуют различные представления. Так, Б. Н. Куплетский [54] трактовал сиениты как краевую эндоконтактовую фацию хибинитов.

К. К. Судиславлев [76], Е. Н. Егорова [27], В. Н. Нумерова, Н. А. Волотовская [11], учитывая наличие эруптивных соотношений между обоими комплексами пород, рассматривали их как разновозрастные образования, сформировавшиеся в 1-ю (нефелиновые сиениты) и 2-ю (хибиниты) интрузивные фазы.

Авторы на основании многолетних исследований и обобщения ранее собранного материала приходят к выводу о принадлежности мелкозернистых нефелиновых сиенитов к краевой фации хибинитов. Этот вывод подтверждается наличием постепенных переходов между сиенитами и хибинитами, узких оторочек сиенитов вокруг ксенолитов и постоянной приуроченностью сиенитов к контактам с вмещающими породами. Интрузивные взаимоотношения между ними, по-видимому, объясняются взламыванием ранее за-

стывших периферических пород тектоническими подвижками, сдавшими условия для проникновения поздних порций расплавов, кристаллизовавшихся в относительно стабильных условиях.

Массивные хибиниты. Развиты вдоль внешнего контакта массива в зоне шириной 1,5—2 км. Это лейкократовые крупнокристаллические породы, в составе которых кроме калиевого полевого шпата (57,4% *), нефелина (35,9%), эгирина и арфведсонита присутствуют сфен, эвдиалит, энгматит, биотит, астрофиллит, лампрофиллит, ринколит, апатит, титаномагнетит и вторичные — альбит, натролит, канкринит, содалит и шпреуштейн. Структура хибинитов преимущественно гипидноморфнозернистая. Средний размер кристаллов породообразующих минералов 2—2,5 см. Полевой шпат представлен решетчатым микроклином и анортоклазом, таблитчатые кристаллы которых имеют размер $0,5 \times 1 \times 2,5$ см. Местами в значительном количестве присутствует вторичный альбит. Полисинтетически сдвойниковые перититовые вrostки альбита I иногда пересекаются поздним лейстовым альбитом II.

Кристаллы нефелина, дающие прямоугольные или гексагональные сечения, отчетливо идиоморфны по отношению к полевому шпату и цветным минералам. Обычно в них присутствуют пойкилитовые вростки эгирина, располагающиеся вдоль граней призмы. Мелкие кристаллчики нефелина, в свою очередь, образуют пойкилитовые вростки в полевом шпата. Нефелин в той или иной степени замещен вторичными минералами (натролит, канкринит, содалит и шпреуштейн), образующими каемки или проникающими внутрь кристаллов по микротрещинам.

Эгирин хибинитов представлен двумя генерациями. Эгирин I генерации образует микролиты в нефелине и полевом шпата; эгирин II генерации — ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции между бесцветными минералами. Иногда наблюдаются зональные зерна, центральные части которых состоят из эгирина, а периферические — из эгирин-авгита. Изменения эгирина заключаются в замещении его арфведсонитом и биотитом.

Из второстепенных минералов наиболее распространен сфен. Ромбовидные и клинообразные кристаллы его величиной до 1—3 мм включены в зерна эгирина и арфведсонита. Титаномагнетит образует неправильные зерна, часто окруженные реакционными каемками волокнистого лейкоксена и чешуйчатого лампрофиллита. Астрофиллит и энгматит обычно встречаются совместно. Зерна энгматита иногда включают вростки апатита, сфена и нефелина. Эвдиалит по оптическим свойствам относится к мезодиалиту. Ринколит встречается в виде бесцветных или слегка желтоватых игольчатых кристаллов длиной до 2—3 мм.

По степени идиоморфизма и наличию включений одних минералов в других намечается следующий порядок выделения мине-

* В объемных процентах, по Л. С. Бородину [7].

ралов: эгири I — апатит — нефелин — калиевый полевой шпат — титаномагнетит — сфен — лампрофиллит и астрофиллит — эгири II — арфведсонит — лепидомелан — энigmatит — ринколит — альбит — канкринит — натролит.

Грубозернистые трахитоидные хибиниты. Выделены по предложению А. В. Галахова. Слагают внутреннюю часть интрузивного комплекса хибинитов. Они широко распространены в западной части Хибинского массива, в районе гор Юмечорр, Маннепахк и Часночорр, где прослежены на расстоянии более 40 км при видимой мощности 0,5—5,5 км. В районе горы Ловчорр эти породы образуют линзообразное тело длиной 4 км шириной 600 м, приуроченное к контакту с трахитоидными хибинитами второй фазы. Массивные и грубозернистые трахитоидные хибиниты связаны между собой постепенными переходами. В переходной зоне шириной до 500 м трахитоидные и массивные хибиниты взаимно переслаиваются, появляются разновидности со слабо выраженной трахитоидностью, плавно увеличивается крупность зерен породообразующих минералов.

Грубозернистые трахитоидные хибиниты по составу совершенно аналогичны массивным разновидностям, отличаясь от последних крупнозернистым сложением (размер зерен до 4—6 см) и четкой ориентировкой кристаллов полевого шпата. В районе гор Маннепахк и Юмечорр трахитоидность этих пород имеет преимущественно субгоризонтальное залегание, юго-восточнее р. Мал. Белой она погружается к центру массива под углом до 40°.

Жильные нефелиновые сиениты. Представлены равномернозернистыми и порфировидными эгириновыми и эгирин-рогоовообманковыми разновидностями, широко распространенными на горах Китчепахк, Тахтарвумчорр и Юмечорр. Их связь с материнской интрузией установлена не только пространственно, но и генетически на основании аналогии облика, состава и текстур жил со шлировидными обособлениями хибинитов, постепенно переходящими в окружающие хибиниты. Мощность жил, обычно ориентированных согласно внешним контактам интрузии хибинитов, измеряется первыми метрами, длина — десятками метров. В единичных случаях видимая мощность малых интрузий достигает 0,5—1 км при протяженности 2—3 км. Углы падения жильных тел вертикальные или крутонаклонные к центру массива. В центральной части горы Китчепахк известно дифференцированное жильное тело, осевая часть которого сложена мелкозернистым нефелиновым сиенитом, а краевые зоны — пегматоидными сиенитами. Количественно-минералогический состав жильных сиенитов аналогичен вмещающим хибинитам. Характерная особенность их — мелкозернистое сложение (размер зерен 1—6 мм) и появление порфировидных структур, обусловленных присутствием в основной массе вкраплеников нефелина, реже полевого шпата величиной 1—2 см. Следует отметить наличие в жильных сиенитах наряду с эгирином эгирин-авгита.

Контактовые взаимоотношения хибинитов с вмещающими породами

Хибиниты контактируют с вмещающими диабазами среднего протерозоя и ромбен-порфирами девона как непосредственно, так и через промежуточную зону краевых нефелиновых сиенитов. Кон-

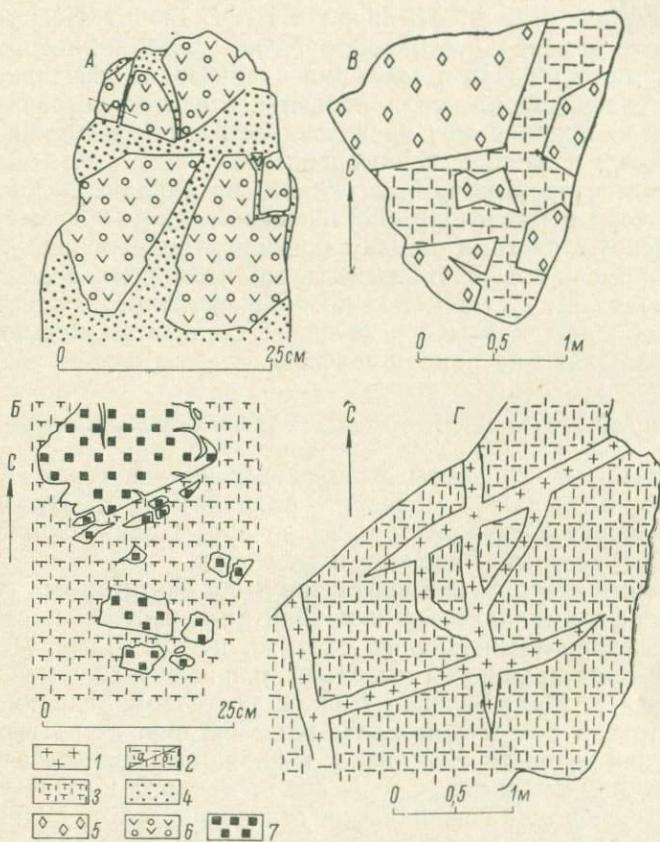


Рис. 1. Контактовые взаимоотношения хибинитов с вмещающими породами.

A — ксенолиты ороговиканых метадиабазов в щелочном сиените (ст. Иманда); Б — эруптивная брекчия. Обломки пироксенита сцементированы сферовыми нефелиновым сиенитом (р. Мал. Белая); В — ксенолиты ромбен-порфиров в порфировидном нефелиновом сиените (г. Часночорр); Г — прожилки массивного хибинита в мелкозернистом нефелиновом сиените (ст. Нефелиновые Пески).

1 — массивный хибинит; 2 — нефелиновый сиенит порфировидный (а) и мелкозернистый (б); 3 — сферовый нефелиновый сиенит; 4 — щелочной сиенит; 5 — ромбен-порфир; 6 — ороговиканный метадиабаз; 7 — пироксенит.

такты их известны на хребтах Маннепахк, Айкуайвенчорр, Часночорр и Тахтарвумчорр, где устанавливаются следующие взаимоотношения хибинитов с породами более древней рамы (рис. 1).

1. Внешний контакт интрузии занимает секущее положение относительно сланцеватости вмещающих пород.

2. В экзоконтактной зоне массива среди метадиабазов и сланцев имандра-варзугской серии залегают многочисленные рвущие сателлитовые интрузии хибинитов и связанных с ними нефелиновых и щелочных сиенитов.

3. В контакте с хибинитами сланцы и метадиабазы интенсивно ороговикованы. Степень ороговикования постепенно ослабевает по мере удаления от Хибинского массива.

4. Восточнее станций Имандра и Нефелиновые Пески хибиниты слагают цемент эруптивной брекчии, обломки которой представлены метадиабазами, зелеными сланцами и песчаниками.

5. В зоне эндоконтакта и вблизи ксенолитов роговиков хибиниты иногда приобретают трахитоидность, приспособливающуюся к неровностям контактовой поверхности.

6. На левобережье р. Мал. Белой, на западных склонах гор Юдычумчорр и Часnochорр обогащенные сфером краевые нефелиновые сиениты слагают цемент брекчий, содержащих угловатые обломки ромбен-порфиров и овальные ксенолиты диабазов. Обломки пронизаны густой сетью прожилков сиенитов. Здесь же наблюдались жилы краевых нефелиновых сиенитов мощностью до 2—3 м, рассекающие ромбен-порфиры.

2-я фаза. Комплекс трахитоидных хибинитов ($\varepsilon^2\text{Pz}$)

Трахитоидные хибиниты распространены на горах Коашкар, Суолуайв, Китчепахк, Ловчорр, Айкуайвенчорр, Вудъярчорр, Тахтарвумчорр, Юдычумчорр, Часnochорр, Индивичумчорр, Путелличорр, Северный Лягчорр и Валепахк.

С внешней стороны они контактируют с биотитовыми гнейсами, ромбен-порфирами палеозоя и хибинитами 1-й фазы; с внутренней — с рисчорритами, ийолит-урититами и фойяитами. Длина интрузии по простирианию 90 км. Наибольшая видимая мощность ее в верховых р. Мал. Белой — 7 км. В восточном направлении обе ветви интрузии постепенно сужаются. Северная ветвь выклинивается у возвышенности Лестивара, южная прослеживается до зал. Тульлуухт оз. Умбозера. Среди пород данного комплекса выделяются следующие разновидности, отличающиеся по условиям залегания, особенностям текстур и минерального состава: 1) мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны; 2) трахитоидные хибиниты; 3) жильные дифференциаты трахитоидных хибинитов.

Мелкозернистые нефелиновые сиениты. Это сиениты краевой зоны, имеют ограниченное распространение, известны лишь в западной части интрузии, вблизи контакта с ромбен-порфирами, где они образуют зону шириной 50 м, протягивающуюся на 10 км от р. Часнойок на севере до р. Мал. Белой.

Описываемые сиениты характеризуются четко выраженной первичной расслоенностью, обусловленной чередованием пропластков различного состава мощностью от 3—5 см до 2—3 м. В строении слоев наблюдается определенная закономерность. Верхние части их сложены мелкозернистым лейкократовым сиенитом, состоящим

из ортоклаза (45—50%), нефелина (35—40%), эгирина-авгита (10—15%) с подчиненным количеством сфена, эвдиалита и титаномагнетита. В направлении к подошве постепенно убывает количество полевого шпата и нефелина и одновременно возрастает содержание цветных минералов (эгирин-авгита, сфена и титаномагнетита), достигающее максимума у границы с соседним слоем. Расслоение нефелиновых сиенитов на лейкократовые и меланократовые разновидности вызвано, по-видимому, процессами гравитационно-кинетической дифференциации.

Трахитоидные хибиниты. Занимают основную площадь распространения пород данного комплекса. Это зеленовато-серые средне- и крупнозернистые лейкократовые породы с отчетливой план-параллельной текстурой, обусловленной плоскостной ориентировкой таблитчатых кристаллов полевого шпата. Плоскость трахитоидности ориентирована параллельно контактовой поверхности интрузии с падением к центру массива, редко в обратном направлении. В вертикальном сечении устанавливается выполнаживание углов падения трахитоидности при движении от лежачего к висячему боку интрузивного тела. Так, у контакта с грубозернистыми хибинитами первого интрузивного комплекса она погружается к центру массива под углами 50—60°. В 0,5—1 км от него углы падения постепенно выполняются до 20—30°, а у висячего бока — до 15—20°. В зонах выклинивания интрузии, на возвышенностях Валепах и Коашкар, преобладают более крутые углы наклона трахитоидности — 50—80°.

Для характеристики количественно-минералогического состава трахитоидных хибинитов Л. С. Бородин подсчитал содержания главных минералов в 60 образцах, отобранных из разных участков интрузии. Результаты подсчета показали выдержанность состава этих пород на всем протяжении интрузивного тела. Содержание основных компонентов в них составляет в среднем, %: аортоклаза, альбита 46,1 (от объема породы), нефелина 45,7, цветных минералов (эгирина, эвдиалита, астрофиллита, арфведсонита, энigmatита и др.) — 8,2.

Структура хибинитов — гипидиоморфозернистая с элементами пойкилитовой. Полевой шпат (микроклин и аортоклаз) встречается в форме тонких косоугольных, как правило, сдвойниковых кристаллов таблитчатого габитуса размером $0,5 \times 1(2)$ см. Альбитизация аортоклаза проявляется повсеместно; среднее содержание альбита 5—10%; в интенсивно альбитизированных разновидностях оно достигает 20—25% от объема породы.

Кристаллы нефелина с шестиугольными, квадратными или округлыми сечениями обычно засорены микролитами эгирина I генерации, ориентированными параллельно граням призмы, иногда нефелин образует мелкие вростки в полевом шпата.

Эгирин II генерации и арфведсонит встречаются в виде неправильных зерен, заполняющих интерстиции между кристаллами полевого шпата и нефелина. В количественном отношении эгирин

преобладает над арфведсонитом. По спайности арфведсонита развивается мелкочешуйчатый биотит.

Типоморфным минералом трахитоидных хибинитов является эвдиалит. Обычно он сравнительно равномерно рассеян в массе породы, изредка концентрируясь в мономинеральные гнезда (шилиры) размером 0,2—0,5 м в поперечнике или прослои мощностью до 0,15 м.

Для описываемых пород типично постоянное присутствие акцессорных минералов — астрофиллита, ринколита (ловчорита, вудъяврита) и апатита. Вторичные автометаморфические изменения трахитоидных хибинитов имеют локальное распространение, выражаясь в натролитизации, содалитизации шпреуштейнизации нефелина, альбитизации микроклина и аортоклаза, замещении эгирина арфведсонитом.

Порядок кристаллизации минералов остается тем же, что и в хибинитах 1-й фазы.

Жильные нефелиновые сиениты. Представлены мелкозернистыми трахитоидными разновидностями. Генетическая связь их с комплексом трахитоидных хибинитов устанавливается не только на основании совместного нахождения, но и по аналогии состава и текстуры. Все жильные сиениты обладают совершенной план-параллельной ориентировкой пластинчатых кристаллов полевого шпата, сопряженной с направлением контактов. Размеры жил варьируют от 10 до 200 м и более по длине и от 0,2 до 10 м по мощности. Самая крупная из них прослежена по выходам на расстоянии 5 км — от горы Тахтарвумчорр до горы Юдычвумчорр.

Контакты жил резкие, прямолинейные. Будучи приуроченными к пластовым и концентрическим трещинам, они располагаются вдоль трахитоидности хибинитов или пересекают ее по падению.

По составу и структуре жильные нефелиновые сиениты аналогичны трахитоидным хибинитам, отличаясь от них мелкозернистым сложением.

Полевой шпат, представленный альбитизированными аортоклазом и микроклином, составляет до половины объема породы. Количество альбита в жильных нефелиновых сиенитах такое же, что и в окружающих трахитоидных хибинитах.

Нефелин (35%) встречается в форме уплощенных гексагональных кристаллов или округлых зерен величиной 1—3 мм. При большом увеличении в нем различимы тонкие иголочки эгирина I генерации.

Контактовые взаимоотношения трахитоидных хибинитов

На северных склонах массива и на юго-восточных отрогах горы Китчепахк, интрузия трахитоидных хибинитов контактирует с биотитовыми гнейсами архея. В зоне эндоконтакта преимущественно развиты щелочные сиениты, возникшие в результате метасоматических процессов (рис. 2).

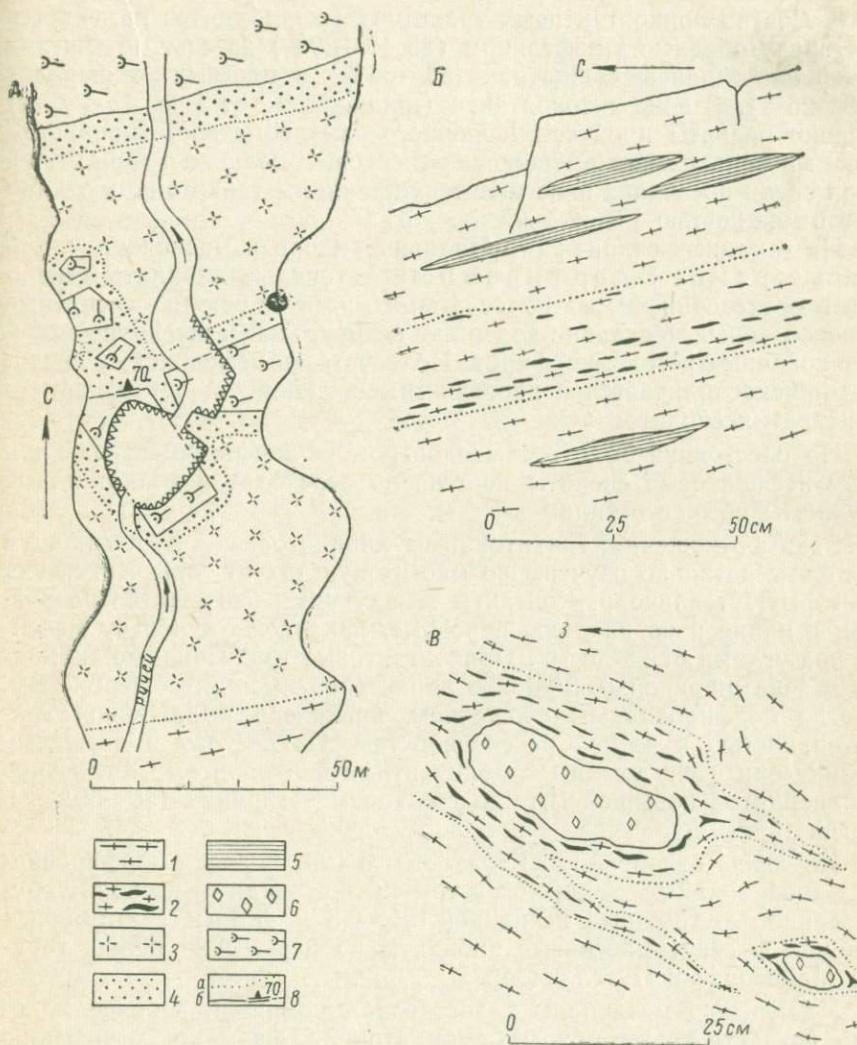


Рис. 2. Контактовые взаимоотношения трахитондных хибинитов.

А — зона контакта трахитондного хибинита с фенитизированным гнейсом (г. Лячочорр); Б — линзообразные ксенолиты ороговикованных глинистых сланцев в полосчато-трахитондном хибините (г. Часночорр); В — ксенолиты ромбен-порфира в полосчато-трахитондном хибините (г. Часночорр).

1 — трахитондный хибинит; 2 — полосчатый хибинит; 3 — мелкосреднезернистый нефелиновый сиенит; 4 — щелочный сиенит; 5 — ороговиковый глинистый сланец; 6 — ромбен-порфир; 7 — фенитизированный гнейс; 8 — условная граница постепенного перехода (а) и интрузивный контакт (б).

В региональном плане этот контакт является несогласным по отношению к гнейсовидности вмещающих пород. В зоне эндоконтакта трахитоидность выражена отчетливее, чем в удалении от него. Состав приконтактовых трахитоидных хибинитов изменяется в сторону обеднения нефелином (до 15—25%) за счет повышения содержания полевых шпатов (50—65%) и цветных минералов (20—25%). В зоне экзоконтакта (мощностью от 1 до 15—20 м) широко развиты процессы щелочного метасоматоза, проявляющиеся в фенитизации вмещающих гнейсов. У подножья горы Ляво-чорр среди последних залегают секущие жилы трахитоидных хибинитов мощностью 1,5—2,5 м.

На западных склонах гор Иидивичумчорр и Часночорр у контакта с ромбен-порфирами трахитоидные хибиниты сменяются мелкозернистыми полосчатыми нефелиновыми сиенитами краевой зоны. Последние содержат остроугольные ксенолиты ороговиковых ромбен-порфиров. Полосчатость нефелиновых сиенитов приспособливается к неровностям пограничной поверхности и контурам ксенолитов.

На расстоянии 50 м от выходов ромбен-порфиров мелкозернистые нефелиновые сиениты постепенно переходят в трахитоидные хибиниты обычного типа.

Взаимоотношения трахитоидных хибинитов с хибинитами 1-й фазы детально изучены во многих пунктах от горы Китчепахк до горы Путелличорр. Контакты между ними исключительно резкие, в плане и по падению неровные, наклонены к центру массива под углами от 25 до 70°. Приконтактовые трахитоидные хибиниты в зоне шириной 0,65—1,5 м характеризуются мелкозернистым, иногда порфировидным сложением, прекрасно выраженной трахитоидностью и четкой расслоенностью. По составу и внешнему облику они очень сходны с малинитами и луявритами, отличаясь от хибинитов повышенным содержанием эгирина (25—50%) и сфена (5—10%).

На горе Ловчорр А. В. Галаховым в 1961 г. среди порфировидных трахитоидных хибинитов встречен линзовидный ксенолит грубозернистого хибинита величиной $0,1 \times 0,3$ м. Жилы трахитоидных хибинитов секут массивные хибиниты на перемычке между горами Маннепахк и Путелличорр.

Имеющиеся материалы не оставляют сомнений в более молодом возрасте трахитоидных хибинитов 2-й фазы по отношению к хибинитам 1-й фазы.

Принадлежащим к I периоду интрузиям хибинитам 1-й фазы и трахитоидным хибинитам 2-й фазы присуще почти полное тождество минералогического состава и внешнего облика. Некоторое обогащение трахитоидных хибинитов эвдиалитом и ринколитом свидетельствует о повышении содержания летучих в период их становления. Основное различие между интрузивными комплексами, заключается в широком развитии в породах 1-й фазы массивных, а 2-й фазы — расслоенных текстур.

3-я фаза. Комплекс рисчорритов ($\epsilon^3\text{Pz}$)

Термин «рисчоррит» впервые был введен в геологическую литературу Б. М. Куплетским [54] для своеобразных пойкилитовых нефелиновых сиенитов, ранее именовавшихся «биотитовыми, биото-эгириновыми, астрофилито-эгириновыми и эгириновыми нефелиновыми сиенитами». Позднее исследования Н. А. Елисеева, Е. Н. Володина и И. С. Ожинского [35] позволили выделить эти породы в самостоятельный интрузивный комплекс.

Рисчорриты слагают подковообразное тело, с внешней стороны контактирующее с трахитоидными хибинитами, с внутренней — с ийолит-уртитами, лявочорритами и фойяитами. Сплошность данной интрузии неоднократно нарушается поздними ийолитами и лявочорритами. Наиболее крупные перерывы имеют место на южных отрогах горы Ньоркпахк, на плато Кукисумчоря и на возвышенности Валепахк. В бассейне р. Вуоннемиок среди рисчорритов залегают лявочорриты, а на горе Поачвумчорр — жильные малиньиты и луявриты. Крупные отторженцы рисчорритов известны внутри комплекса фойяитов на горе Рестиньюн и на контакте фойяитов с лявочорритами в верховьях рек Тулиок и Каскасьюнаюик.

Длина интрузии по простиранию 75—80 км. Видимая мощность варьирует от 0,15—0,75 км в северной до 3—5 км в западной части массива.

Рисчорриты. Представляют собой неравномернозернистые массивные лейкократовые породы. Характерной особенностью их является хорошо выраженная пойкилитовая структура, обусловленная присутствием в полевом шпата многочисленных пойкилитовых включений идиоморфных кристаллов или агрегатов ксеноморфных кристаллов нефелина. Размеры вростков колеблются от 1—5 до 10 мм. Величина неправильных монокристаллов полевого шпата варьирует от 2×3 до 7×10 см. Местами имеет место пойкилитовое прорастание сфена апатитом и нефелином и эгирина — сфером (табл. 4).

О. А. Воробьевой [12] и А. В. Галаховым [13] в рисчорритах гор Эвеслогчорра и Юкспоря наряду с пойкилитовой структурой отмечались микропегматитовые срастания нефелина и полевого шпата. Нефелин в микропегматитовых образованиях развит в виде призматических кристаллов или червеобразных агрегатов, включенных в полевой шпат. При этом отдельные группы вростков имеют одинаковую оптическую ориентировку.

Среди рисчорритов Юкспорлакского перевала, горы Валепахк и других мест залегают сингенетичные с ними шлировидные тела уртитов, ювитов, реже ийолитов и малиньитов, ориентированные параллельно внешним контактам данной интрузии. Длина их варьирует от 2 до 200 м при мощности от 2 до 20 м.

По характеру преобладающего цветного минерала среди рисчорритов выделяются эгириновые и биотитовые разновидности. Эгириновые рисчорриты на горах Расвумчорр и Поачвумчорр раз-

Таблица 4

Количественно-минералогический состав рисчорритов
 (по данным А. В. Галахова [13])

Минералы	Содержание минерала, вес. %		
	от	до	среднее (по 49 образ- цам)
Полевой шпат	37,0	67,5	49,8
Нефелин	20,4	48,6	33,3
Эгирин, эгирин-авгит, арфведсонит и биотит	3,5	20,7	12,4
Астрофиллит	—	24,4	2,9
Лампрофиллит	—	4,8	0,4
Сфен	—	5,2	0,8
Эвдиалит	—	3,0	0,2
Титаномагнетит	—	3,8	0,1
Мурманит	—	2,6	0,05
Пектолит	—	2,3	0,05
Сумма			100,00

виты в лежачем боку интрузии, а в районе Лявочорра и Намуайва занимают всю ее ширину. Биотитовые рисчорриты известны на западных склонах и плато горы Кукисумчорр, где они слагают верхнюю часть интрузивного тела.

Ниже приведено краткое описание одного из широтных разрезов интрузии рисчорритов от ущелья Рамсея до плато Кукисумчорра (составлен по данным авторов).

У контакта с трахитоидными хибинитами рисчорриты представлены эгириновой разновидностью с 7—10% цветного минерала. Характерна слабая пертилизация существенно калиевого полевого шпата и замещение его пластинчатым альбитом. Степень альбитизации постепенно убывает с удалением от контакта, и на расстоянии 100 м альбит в рисчорrite не отмечается.

На интервале 100—170 м цветные минералы рисчорритов представлены эгирином, эгирин-авгитом и арфведсонитом. Далее, от 1700 до 3900 м, наряду с эгирином появляются редкие чешуйки вторичного биотита, развивающегося по эгирину. Количество биотита постепенно увеличивается, достигая 3—5%.

На интервале 3400—3600 м среди биотито-эгириновых рисчорритов залегает пластовая интрузия трахитоидных малиньитов-луявитров.

На расстоянии 3600—4070 м от начала разреза развиты рисчорриты с эгирином (10%) и биотитом (5—7%). Биотит в ассоциации с эгирином, сфеном, лампрофиллитом и астрофиллитом образует овальной формы гнездовые скопления (до 1—2 см), отчего порода имеет пятнистый облик.

На интервале 4070—5200 м обнажаются лявохорриты. Далее до контакта с фойяитами, расположенными на расстоянии 6000 м от исходной точки, прослеживаются коренные выходы слюдяных рисчорритов, в которых цветной минерал представлен в основном биотитом (10—15 %) с подчиненным количеством эгирина (3—5 %).

Таким образом, эгириновые рисчорриты при движении к центру интрузии через промежуточные разновидности постепенно переходят в биотитовые рисчорриты.

Кроме перечисленных выше минералов спорадически встречаются эвдиалит, апатит, ринколит, натролит и канкринит.

Полевой шпат рисчорритов принадлежит ортоклазу, аортоклазу и микроклину с углом — $2V=52-82^\circ$. Иногда он имеет отчетливо микроклиновую решетку. Характерно почти полное отсутствие альбита, обычно появляющегося только в зоне контактов с хибинитами, лявохорритами и фойяитами.

Вростки нефелина часто окружены каемкой натролита. Центральные части их переполнены включениями раннего эгирина, отсутствующими в периферических частях зерен. Кроме пойкилитовых вростков отмечаются удлиненные шестоватые кристаллы позднего нефелина, прорастающие сразу несколько зерен полевого шпата. Известны редкие случаи разъедания нефелином кристаллов полевого шпата.

Ксеноморфные зерна эгирина встречаются в промежутках между кристаллами нефелина и полевого шпата. По эгирину развивается арфведсонит.

Биотит совместно с эгирином слагает гнездообразные скопления размером 0,5—2,0 см. Как вторичный минерал он развивается по спайности эгирина или обрамляет его зерна.

Второстепенные минералы — сфен, лампрофиллит, астрофиллит и энгматит — ассоциируют друг с другом. Сфен обрамляет зерна титаномагнетита или образует мелкие дипирамидальные кристаллы с вростками апатита и нефелина. Эвдиалит, развитый в виде овальных зерен, замещается катаплентом. Апатит образует включения в сфене, нефелине и цветных минералах. Ринколит встречается редко в виде тонких игольчатых кристаллов, приуроченных к спайности полевого шпата. Натролит и канкринит развиваются по нефелину, редко по полевому шпату. Известны полные псевдоморфозы натролита по нефелину.

Кристаллизация минералов в рисчорритах, по-видимому, происходила в следующем порядке: образование игольчатого эгирина I генерации совпадало во времени с началом кристаллизации нефелина, позднее выделялся полевой шпат, вслед за которым кристаллизовались минералы автометаморфической и постмагматической стадий (эгирин II, энгматит, арфведсонит, титаномагнетит, сфен, лампрофиллит, эвдиалит, ринколит, натролит, канкринит).

Вопрос о происхождении пойкилитовой структуры рисчорритов является дискуссионным.

По мнению Б. М. Куплетского [55], Н. А. Елисеева [34], А. В. Галахова [13] и авторов, пойкилитовая структура образовалась при кристаллизации магмы в результате захвата ранее выделявшегося нефелина более поздним полевым шпатом.

Согласно Л. Л. Солодовниковой [74], пойкилитовая структура сформировалась при фельдшпатизации ийолит-уртитов, за счет которых метасоматически образовались рисчорриты. Вростки нефелина, по ее мнению, являются реликтами первичной породы.

И. П. Тихоненков [78] считает, что образование пойкилитовой структуры связано с ортократизацией пород комплекса хибинитов-фойяитов.

Представления Л. Л. Солодовниковой [74] и И. П. Тихоненкова [78] о метасоматической природе пойкилитовой структуры находятся в противоречии с геологическими данными, так как предусматривают более поздний возраст рисчорритов по сравнению с ийолит-уртитами и фойяитами, за счет которых они, якобы, образовались. Факты, изложенные в последующих разделах работы, свидетельствуют об их обратных возрастных взаимоотношениях.

Микропегматитовые срастания нефелина и полевого шпата, по-видимому, образовались в результате их одновременной кристаллизации в эвтектических соотношениях [13].

Жильные нефелиновые сиениты. Распространены в районе гор Поачвумчорр, Путелличор и Расвумчорр. Мощность жильных тел колеблется от 6 до 12 м, наибольшая длина не превышает 50 м. Контакты их с риорритами ровные, отчетливые. В зальбандах жильные нефелиновые сиениты имеют тонкозернистые зоны закалки и нередко приобретают трахитоидность.

Жильные производные рисчорритов представлены двумя разновидностями, различающимися по структуре и количественно-минералогическому составу:

1) равномернозернистые (мелкозернистые) лейкократовые нефелиновые сиениты. Это светло-серые массивные породы, в основном состоящие из пластинчатых кристаллов анортоклаза (50—60%), округлых зерен нефелина размером 1—2 мм (30%). Промежутки между бесцветными минералами выполнены эгирином (10—15%) и арфведсонитом (до 5%). В качестве второстепенных минералов отмечаются сфен и лампрофиллит;

2) порфириовидные меланократовые нефелиновые сиениты характеризуются темной зеленовато-серой окраской и массивной текстурой.

Вкрашенники, составляющие до половины объема породы, представлены хорошо ограниченными короткопризматическими кристаллами энгматита и таблитчатого анортоклаза размером 3—10 мм, равномерно распределенными в микрогипидиоморфнозернистой основной массе, состоящей из нефелина, полевого шпата и эгирина.

В северо-восточной части массива от высоты Лестивара до берега Умбозера рисчорриты граничат с фенитизированными гнейсами. Ввиду плохой обнаженности этого района непосредственные контакты между ними не вскрыты. На горе Рестиньюн рисчорриты по мере приближения к гнейсам постепенно переходят в щелочные сиениты, выходы которых севернее вскрыты под покровом четвертичных отложений.

Контакты рисчорритов с трахитоидными хибинитами наблюдались в русле р. Сев. Лявойок, на плато Тахтарпора, Тахтарвумчорра, в ущелье Рамсея на горах Петрелиуса, Киччапахк и Суолуайв [13, 35].

Рисчорриты на расстоянии 10 м от контакта имеют обычный состав и облик. По мере приближения к хибинитам они обогащаются цветными минералами, содержание которых достигает 22—30%, и становятся сравнительно мелкозернистыми. Пойкилитовая структура обнаруживается здесь с трудом. В зоне эндоконтакта в рисчорритах появляется параллельная ему полосчатость, падающая под углом 70—90° к центру массива. Отдельные полосы и прерывистые линзообразные прослои шириной 2—5 см содержат до 80% эгирина. У самого контакта в зоне шириной до 0,2 м развита мелкозернистая меланократовая порода малиньитового состава.

На плато Тахтарпор в 20 м от контакта трахитоидные хибиниты секутся вертикальной жилой рисчоррита мощностью 10 м. Резкий секущий контакт рисчорритов с трахитоидными хибинитами наблюдался Т. Н. Ивановой в обрывистой стенке горы Суолуайв. Контакт простирается на СВ 50° и падает к центру интрузии под углом 60°. Трахитоидность хибинита, замеренная в 2 м от контакта, падает на СЗ 280° под углом 30°. В зоне эндоконтакта (1 м) рисчорриты преобразованы в мелкозернистую мезократовую породу, по составу отвечающую полевошпатовому ийолиту.

В трахитоидных хибинитах отчетливые контактные изменения у границ с рисчорритами отсутствуют. Приведенные данные свидетельствуют о более молодом возрасте рисчорритов по отношению к трахитоидным хибинитам.

4-я фаза. Комплекс ийолит-уртитов ($\epsilon^4\text{Pz}$)

Породы комплекса ийолит-уртитов слагают мощную коническую интрузию, имеющую в плане форму неполного, открытого к востоку кольца диаметром 27—28 км. Протяженность ее 75 км, мощность от 50—500 м в северной до 1500—2000 м в южной и западной частях массива. Контакты интрузии с вмещающими породами падают к центру массива под углами от 10—30° во внутреннем до 60—80° во внешнем контакте.

Описываемый комплекс объединяет непрерывную серию щелочных фельдшпатоидных пород, которые различаются не только

количественными соотношениями нефелина, эгирина-авгита и полевого шпата, но также структурными и текстурными особенностями. К ним относятся уртиты, ювиты, ийолиты, малиньиты, лувариты, мельтейгиты и якупирангиты (рис. 3).

Особую группу образуют апатито-нефелиновые и сфено-апатитовые породы и руды, связанные с ийолит-уртитами рядом переходных разновидностей (апатитовые уртиты, сферовые ийолиты

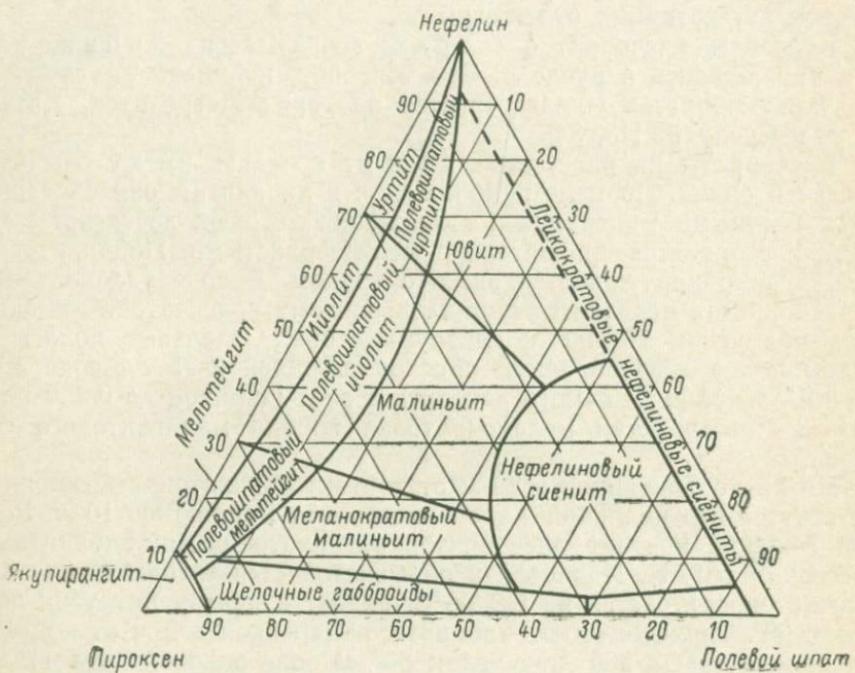


Рис. 3. Диаграмма состава щелочных пород (составили Н. А. Елисеев, Л. Б. Антонов, М. Д. Дорфман, М. П. Фивег, В. И. Сумин, 1957).

и др.) и слагающие в пределах интрузии серию крупных и мелких месторождений. Отличительным признаком большинства пород данного комплекса (в том числе и апатито-нефелиновых руд) служит широкое развитие четко выраженных первичных текстур течения: полосчатости, трахитоидности и линейности.

Особенности внутреннего строения интрузии ийолит-уртитов до последнего времени целиком объяснялись с позиций кристаллизационной дифференциации. По мнению большинства исследователей, полосчатые текстуры и мощные слои разного состава, выделяющиеся в разрезе интрузии, образовались в результате распределения минералов в расплаве в соответствии с их удельным весом и послойной их аккумуляции под влиянием движения (течения) расплава. Так, А. Е. Ферсман [80], исходя из приуроченности апатитовых залежей района Кукисвумчорра — Расвумчорра к висячemu боку интрузии, сделал вывод о миграции фосфора в форме

летучих соединений вверх из остаточного пегматоидного ийолит-уртитового расплава. М. П. Фивег [82], В. А. Крылов [52], Б. М. Куплетский [54] видели проявление гравитационной дифференциации в обогащении верхней части интрузии нефелином (и апатитом), а нижней части — эгирином.

К сторонникам решающего значения кинетической дифференциации в ходе формирования ийолит-уртитовой интрузии и апатитовых залежей относился Н. А. Елисеев [31, 35], который показал, что расслоенность в названных породах возникла вследствие движения кристаллизующегося расплава при заполнении им магматической полости. В пользу этой гипотезы высказывались М. Д. Дорфман [23] и И. В. Сумин (1953). Перечисленные выше гипотезы предполагали сингенетичность всех членов ийолит-уртитового комплекса и наличие генетической связи между ними и месторождениями апатито-нефелиновых руд. В то же время некоторые исследователи [2, 41, 57] отрицали генетическое родство ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых руд, объясняя образование последних внедрением самостоятельной апатитовой магмы.

Представление о сингенетичности различных пород ийолит-уртитового комплекса возникли на основе изучения более доступной южной части интрузии, в пределах которой были открыты и разрабатывались апатитовые месторождения. Остальные участки ее до недавнего времени оставались слабоизученными.

Многие исследователи еще раньше обращали внимание на факты, свидетельствующие о разновозрастности отдельных членов ийолит-уртитового комплекса. Так, В. Н. Годовиков [21] указывал на значительное распространение ийолитовых и уртитовых жил, секущих рудное тело Кукисумчоррского месторождения. Е. Н. Володин (1935) отмечал вероятность существования в комплексе ийолит-уртитов второй фазы, представленной, по его мнению, порфировидными малиньитами. Н. А. Волотовская (1935) выделила в районе горы Лявочорр две фазы: массивные уртиты и более поздние трахитоидные ийолиты. Н. А. Елисеев [31], исходя из наличия ксенолитов апатито-нефелиновых руд в ийолитах горы Ньюркпахк, пришел к выводу о двухактном формировании ийолит-уртитовой интрузии. И. В. Сумин, изучив в 1953 г. участок интрузии в районе горы Расвумчорр, отнес ко второй субфазе жильные ийолиты, уртиты, ювиты, малиньиты и луярвриты, секущие дифференцированный комплекс главной субфазы (мельтейгиты, ийолиты, уртиты и связанные с ними апатито-нефелиновые руды).

По мнению Т. Н. Ивановой [40], комплекс ийолит-уртитов образовался в результате пяти интрузивных актов, три из которых предшествовали внедрению самостоятельной апатитовой магмы, а два следовали за ним. Пространственная связь апатитовых залежей с ийолит-уртитами носит, согласно Ивановой, случайный характер и обусловлена только механизмом развития кольцевых и конических разломов.

Обширный фактический материал, собранный в последние годы в ходе детальных поисково-съемочных и разведочных работ

[38, 58, 59], позволил авторам прийти к заключению, что комплекс ийолит-уртитов сформировался в три последовательные субфазы, которые по отношению к апатитовому оруденению разделяются на дорудную (1), рудную (2), пострудную (3).

Ниже дана краткая характеристика состава, строения и контактовых взаимоотношений ийолит-уртитовых пород, представляющих три названные субфазы.

1-я субфаза ($\varepsilon_1^{44}\text{Pz}$). Породы субфазы представлены трахитоидными ийолитами, уртитами и подчиненными им ювитами, мельтейгитами и малинитами, слагающими лежачий бок южной, западной и северной частей интрузии. В южной части массива они прослеживаются в виде непрерывной дугообразной зоны на протяжении 15 км от горы Китчепахк на востоке до южного отрога горы Кукисумчорр на западе. В западном секторе, в долине р. Куниок, эти породы скрыты под ледниковыми отложениями, обнажаясь только на отрогах горы Путеличорр и на северном отроге хр. Поачумчорр, где они выклиниваются к югу, образуя в рисчорритах серию жил и апофиз, прослеживающихся вдоль всего хребта вплоть до оз. Мал. Вудъярв. Далее к северу породы 1-й субфазы появляются на горе Лягочорр, прослеживаясь на протяжении 22 км на восток по склонам гор Валепахк, Сев. Суолайв и Намуайв до горы Рестинюю, где происходит выклинивание интрузии ийолит-уртитов. Истинная мощность пород 1-й субфазы составляет 500—700 м в южной и западной частях интрузии и уменьшается до 50—200 м и менее в северной части массива.

Ийолиты и уртиты. Представляют собой темные зеленовато-серые мелко- или среднезернистые породы, в основном состоящие из нефелина и эгирина, содержание которых варьирует от 30 до 70 %, второстепенных сфена, титаномагнетита, апатита и полевого шпата. Реже встречаются лампрофиллит, энгматит, эвдиалит, ринколит и пектолит. Структура ийолитов и уртитов гипидиоморф-нозернистая, порфировидная, частично пойкилитовая.

Нефелин имеет форму изометричных полигональных кристаллов размером от долей миллиметра до 0,5—0,8 см (обычно 0,1—0,3 см), как правило загрязненных микролитами эгирина.

Эгирин-авгит представлен призматическими кристаллами длиной от 0,3—0,5 до 1,0—1,5 см. Сфен образует призматические кристаллы длиной от долей миллиметра до 1,5—2,0 см, дающие ромбовидные поперечные разрезы. Нередко он содержит пойкилитовые включения нефелина и апатита.

Содержание полевого шпата в этих породах не превышает 10 %, лишь в отдельных локальных участках поднимается до 40 %. Эти существенно полевошпатовые разновидности, по составу отвечающие малинитам, сосредоточены в лежачем боку южной и западной частей интрузии, в зоне шириной 10—100 м (см. рис. 4). Устанавливается связь между степенью идиоморфизма полевого шпата и его содержанием в породе. Так, если в ийолитах и уртитах полевой шпат обычно ксеноморфен и переполнен пойкилитовыми включениями нефелина и эгирина, то в приконтактовых ма-

линиатах он образует правильные прямоугольные кристаллы с небольшим количеством пойкилитовых вростков. Эти кристаллы, достигающие 1,5—2,0 см в длину, резко выделяются на фоне мелкозернистой эгириин-нефелиновой основной массы, придавая породе порфировидный облик. Согласно Л. Л. Соловьевой [74], полевой шпат по кристаллооптическим свойствам представляет переходную разновидность от ортоклаза к микроклину.

Мельтейгиты. Характеризуются зеленовато-черной окраской и преимущественно мелкозернистым сложением. Среди цветных минералов (70—90%) наряду с эгириин-авгитом в повышенных количествах присутствуют титаномагнетит, сfen, апатит (до 10—12%), лепидомелан. Отличительной чертой породы является резкий ксеноморфизм нефелина и апатита по отношению к эгириин-авгиту, имеющему четко выраженный призматический габитус. Структура мельтейгитов гипидиоморфнозернистая, текстура трахитоидная (линейно-параллельная), реже массивная.

Ювиты. Представляют собой светлую среднезернистую породу, состоящую из нефелина (50—60%), полевого шпата (25—30%), эгириин-авгита (15—20%). Идиоморфные кристаллы нефелина достигают 0,4—0,5 см. Призматические кристаллы эгириин-авгита длиной от 0,5 до 2,0 см и толщиной от 0,2 до 0,5 см часто имеют скелетную форму, обусловленную обилием пойкилитовых включений нефелина. Зерна полевого шпата размером от 0,5×1,0 до 1,0×3,0 см характеризуются овальной формой, зубчатыми контурами, большим количеством мелких включений нефелина. Аксессорные минералы представлены сfenом, энigmatитом, пектолитом, апатитом, титаномагнетитом. Структура ювитов гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая, текстура трахитоидная.

Вторичные изменения в породах 1-й субфазы развиты слабо и проявляются локально, преимущественно у контактов. Они выражены главным образом в замещении эгириин-авгита красно-бурым щелочным амфиболом типа катафорита и лепидомеланом, а также в натролитизации и шпреуштейнизации нефелина.

Характерной особенностью этих пород являются прекрасно выраженные первичномагматические текстуры течения, обусловленные послойной концентрацией призматических кристаллов пироксена и их линейно-параллельной ориентировкой.

В разрезе кристаллических образований 1-й субфазы четко выделяются два мощных слоя первого порядка: нижний, сложенный ийолитами, и верхний — уртитами (рис. 4, 5). Каждый из слоев первого порядка разделяется на слои второго и третьего порядков, мощность которых соответственно составляет единицы и доли метров. Переходы между слоями первого порядка осуществляются посредством многократного чередования уртитовых и ийолитовых слоев второго и третьего порядков и постепенного увеличения мощности и количества лейкократовых слоев вверх по разрезу. Особенностью слоев третьего порядка является сочетание постепенных переходов между ними, с одной стороны, и резких контактов — с другой. Это обусловлено тем, что каждый уртитовый

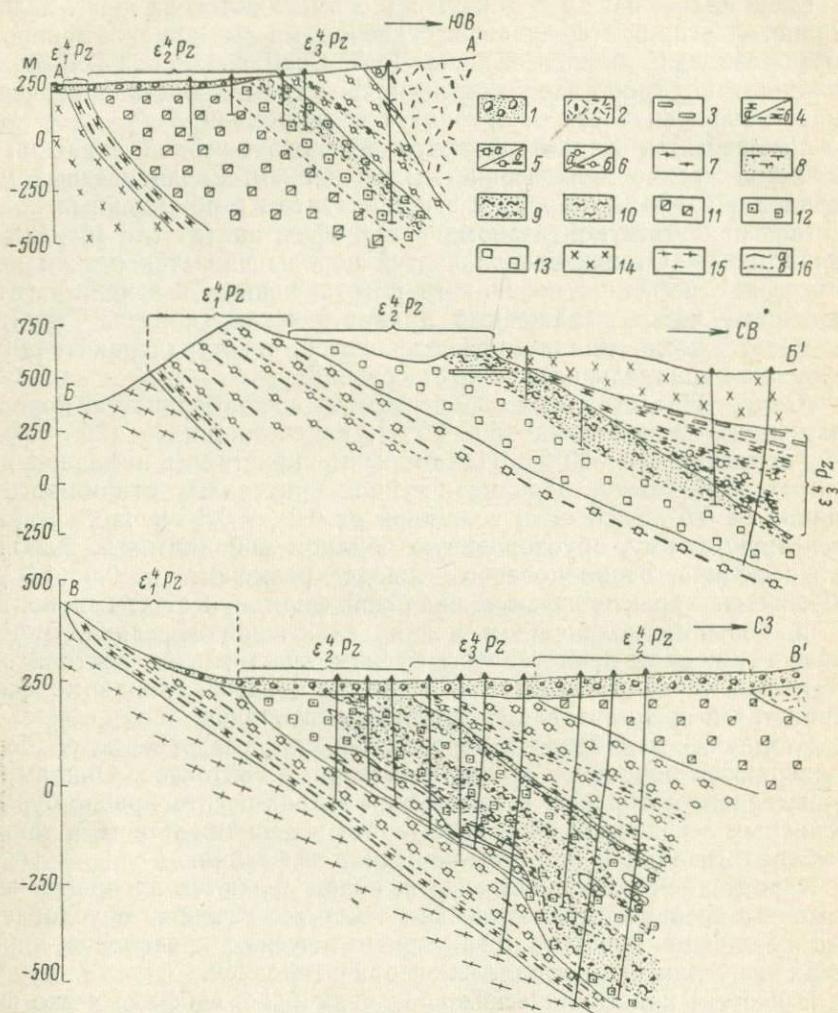


Рис. 4. Геологические разрезы через интрузию нюолит-уритов.

A-A' — северо-западная часть (Портомчорр-Лявойокская рудная зона); *B-B'* — юго-западная часть (Юкспорское месторождение); *B-B''* — юго-восточная часть (Коашвинское месторождение). Субфазы: $\varepsilon_1^4 Pz$ — дорудная; $\varepsilon_2^4 Pz$ — рудная; $\varepsilon_3^4 Pz$ — пострудная.

1 — четвертичные отложения; 2 — массивный лявохорит; 3 — трахитоидный льюврят; 4 — трахитоидный малинит пострудной (а) и дорудной (б) субфаз; 5 — трахитоидный уртит пострудной (а) и дорудной (б) субфаз; 6 — трахитоидный мельтейгит; 8 — сфено-апатитовая руда; 9 — апатито-нейфелиновая руда пятнистая и пятнисто-полосчатая, блоковая и сетчатая; 10 — апатито-нейфелиновая руда линзовидно-полосчатая, блоковая и сетчатая; 11 — массивный ювит; 12 — массивный полевошпатовый уртит; 13 — массивный уртит; 14 — массивный рискорит; 15 — трахитоидный хибинит; 16 — интрузивные контакты (а) и границы между петрографическими разновидностями (б).

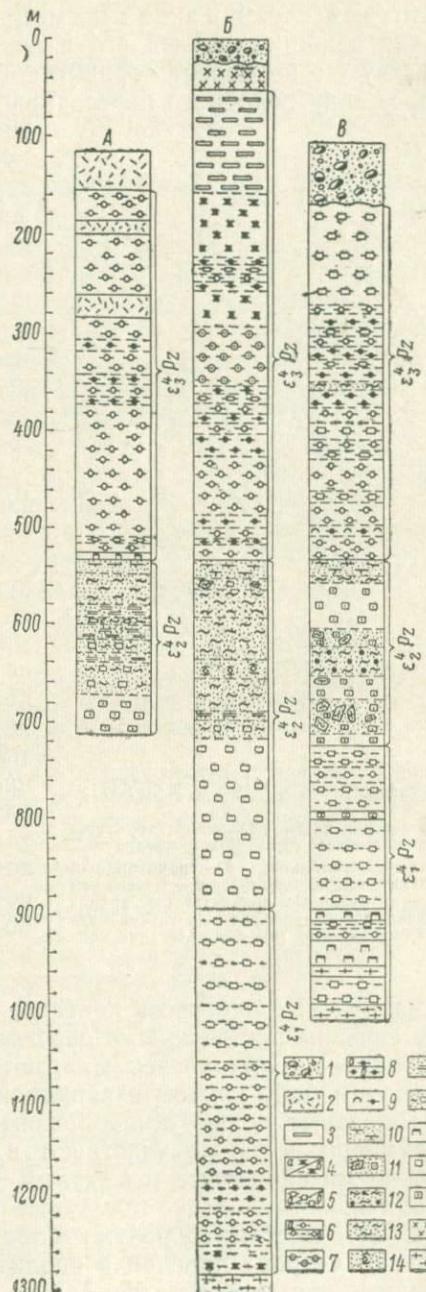


Рис. 5. Сводные геологические колонки.

A — северо-западная часть интрузии (р. Партомник);
 Б — юго-западная часть интрузии (Юкспор-Расвумчорр);
 В — юго-восточная часть интрузии (Коашва). Субфазы:
 $\epsilon_1^4\text{Pz}$ — дорудная;
 $\epsilon_2^4\text{Pz}$ — рудная;
 $\epsilon_3^4\text{Pz}$ — пострудная.
 1 — четвертичные отложения;
 2 — массивный лявоочорит;
 3 — трапхиоидный луаврит;
 4 — трапхиоидный малинит пострудной (a) и дорудной (b) субфаз;
 5 — трапхиоидный уртит пострудной (a) и дорудной (b) субфаз;
 6 — трапхиоидный ийолит пострудной (a) и дорудной (b) субфаз;
 7 — трапхиоидный полевошпатовый ийолит;
 8 — трапхиоидный мельтейгит пострудной (a) и дорудной (b) субфаз;
 9 — трапхиоидный слюдяной мельтейгит;
 10 — сфено-апатитовая руда;
 11 — брекчия апатито-нефелиновых руд с уртитовым цементом;
 12 — апатито-нефелиновая руда пятнистая и пятнисто-полосчатая;
 13 — апатито-нефелиновая руда полосчатая и линзовидно-полосчатая;
 14 — апатито-нефелиновая руда блоковая;
 15 — апатито-нефелиновая руда сетчатая;
 16 — линзовидно-полосчатый апатитовый уртит;
 17 — пегматит;
 18 — массивный уртит;
 19 — массивный полевошпатовый уртит;
 20 — массивный рисчоррит;
 21 — трапхиоидный хибинит.

слой путем постепенного накопления эгирина книзу переходит в ийолитовый слой, который имеет резкую границу со следующим ниже уртитовым слоем. Такое асимметричное изменение содержания эгирина с концентрацией его в лежачем боку каждого слоя свидетельствует о проявлении гравитационного эффекта. Типичный разрез через зону подобного переслаивания описан в районе перемычки между горами Расвумчорр и Коашва, где в интервале 1—2 м многократно чередуются асимметричные ийолитовые и уртитовые слои. Мощность ийолитовых слоев на этом интервале постепенно уменьшается вверх от 3 м до 2 см, в то время как мощность уртитовых слоев остается выдержанной в пределах 0,8—1 м.

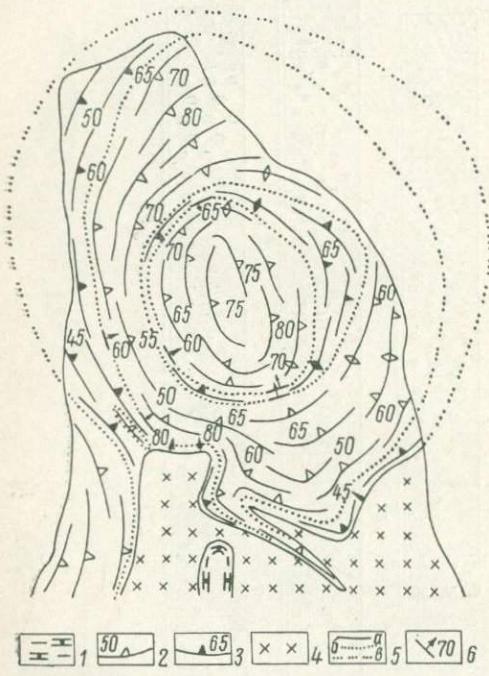


Рис. 6. Геологическая схема кольцевой структуры ийолитов и ювитов горы Поачвумчорр.

1 — трахитоидный малинит; 2 — трахитоидный ювят; 3 — трахитоидный ийолит; 4 — массивный рискоррит; 5 — интрузивные контакты (а), границы петрографических разновидностей установленные (б) и предполагаемые (в); 6 — залегание контактов.

всегда параллельные плоскости контакта. В других случаях ювяты и ийолиты связаны постепенными переходами.

Порфировидные малиниты. Слагают узкую эндоконтактовую зону в лежачем боку южной и западной частей интрузии. Кроме того, они образуют серию жилообразных тел среди рискоритов хр. Поачвумчорр, а также участвуют в полосчатых ассоциациях с трахитоидными ийолитами и ювятами, представляя краевую фауну последних.

Мельтейгиты местами образуют маломощные (от долей метра до нескольких метров) прослои в ийолитах.

Необходимо отметить, что при общем сходстве состава и строения породы 1-й субфазы, развитые в северной части интрузии,

обладают следующими особенностями, отличающими их от пород южной части:

- а) более крутыми углами падения полосчатости и трахитоидности (45—70°);
- б) наличием мельтейгитовых прослоев (Южн. Лявочорр, Мал. Валепахк, Сев. Суолуайв);
- в) наличием ограниченного по масштабам апатито-сфенового оруденения;
- г) широко развитым процессом замещения пироксена амфиболом и лепидомеланом.

Слои мельтейгита обычно приурочены здесь к лежачему боку интрузии, располагаясь либо непосредственно на контакте с более ранними породами, либо на некотором удалении от него.

Апатито-сфеновое оруденение в одних случаях связано с мельтейгитами (Мал. Валепахк, 5,25% P_2O_5), в других — с уртитами. В последнем случае сфено-апатитовые руды, слагающие серию выдержанных (1—12 см) прослоев в лежачем боку трахитоидных уртитов, образуют рудную зону протяженностью более 600 м и шириной от 2—3 до 15 м (участок к югу от перевала Сев. Лявочорр).

Для характеристики строения пород 1-й субфазы ниже приведено описание двух разрезов в северной и южной частях массива.

Разрез через юго-западный склон горы Юкспор

Описание дано с юго-запада на северо-восток, от контакта с подстилающими хибинитами.

0—1 м — Тонкозернистый полосчатый малинит, содержащий до 40% калиевого полевого шпата. Полосчатость следует всем неровностям контакта, сохраняя параллельное ему кроткое падение к центру массива под углом 60—65°.

1—22 м — Среднезернистый полосчатый малинит с постепенно уменьшающимся по мере удаления от контакта содержанием полевого шпата (от 30 до 15%). В 3 м от контакта полосчатость падает под углом 45°.

22—42 м — Среднезернистый трахитоидный полевошпатовый ийолит, содержащий до 10—15% полевого шпата.

42—107 м — Среднезернистый трахитоидный порфировидный ийолит, содержащий вкрапленники идиоморфного нефелина в мелкозернистой нефелино-эгириновой массе.

107—119 м — Среднезернистый трахитоидный ийолит.

119—123 м — Среднезернистый трахитоидный уртит.

123—226 м — Среднезернистый неяснополосчатый трахитоидный ийолит.

226—272 м — Среднезернистый трахитоидный уртит с 20% эгирина-авгита. Трахитоидность падает к центру массива под углом 35°. Нижняя граница неясная, верхняя — резкая.

272—302 м — Среднезернистый массивный ийолит.

302—412 м — Среднезернистый трахитоидный уртит.

412—454 м — Среднезернистый трахитоидный ийолит.

454—489 м — Среднезернистый трахитоидный уртит.

489—497 м — Среднезернистый трахитоидный ийолит.

497—547 м — Среднезернистый трахитоидный уртит.

547—556 м — Среднезернистый уртит с серией ийолитовых прослоев мощностью 0,1—0,4 м, каждый из которых имеет резкую нижнюю границу и неотчетливую верхнюю.

556—736 м — Среднезернистый трахитоидный уртит с редкими маломощными прослоями ийолита.

Разрез через гору Средний Валепахк

Описание ведется с севера, от контакта с подстилающими хибинитами, на юг, к центру массива. Простиранье плоскости контакта хибинитов и ийолитов СЗ 280°, падение к юго-западу (к центру массива) под углом 65°.

- 0—1 м — Мелкозернистый полосчатый уртит с тонкими прослоями, обогащенными призматическим сфеном и эгирином. Полосчатость параллельна плоскости контакта.
- 1—8 м — Мелкозернистый слюдяно-титаномагнетитовый полосчатый мельтейлит.
- 8—18 м — Мелкозернистый трахитоидный полевошпатовый уртит.
- 18—180 м — Среднезернистый полосчатый ийолит. Полосчатость обусловлена послойным изменением концентрации эгирина-авгита.
- 180—260 м — Кругопадающая дайка массивного среднезернистого нефелинового сиенита с резкими секущими контактами.
- 260—280 м — Среднезернистый трахитоидный ийолит.
- 280—330 м — Среднезернистый трахитоидный уртит с частыми маломощными прослоями ийолита.
- 330—510 м — Среднезернистый трахитоидный полевошпатовый уртит с постепенно возрастающим (от 10—15 до 25—30%) содержанием полевого шпата, концентрирующегося в прослоях мощностью до 10—40 м. Изредка встречаются прослои и ийолитового состава мощностью по 3—5 м.

Контактовые взаимоотношения пород 1-й субфазы

В южной части массива породы 1-й субфазы контактируют с подстилающими трахитоидными хибинитами, а в северной части почти на всем протяжении (от горы Намуйв до горы Лявочорр) — с рисчорритами (рис. 7, А). Исключение представляет район горы Валепахк, где рисчорриты выклиниваются, а ийолит-уртиты непосредственно перекрывают трахитоидные хибиниты.

Более молодой возраст ийолит-уртитов 1-й субфазы по отношению к хибинитам и рисчорритам устанавливается вполне определенно на основании следующих фактов:

- 1) плоскость контакта ийолит-уртитов обычно сечет трахитоидность хибинитов по падению (рис. 4);
- 2) в ийолит-уртитах на контакте происходит резкое уменьшение величины зерна и обогащение полевым шпатом или цветными минералами;
- 3) в ийолитах содержатся угловатые ксенолиты хибинита и рисчоррита;
- 4) первичная полосчатость в ийолитах огибает все неровности контакта;
- 5) хибиниты и рисчорриты вблизи контакта секутся жилами ийолит-уртитов.

Взаимоотношения пород 1-й субфазы с породами 2-й субфазы будут описаны ниже.

2-я субфаза (ϵ_2^4Pz). К породам субфазы отнесены массивные средне- и крупнозернистые уртиты, апатитодержащие разновидности их, ювиты и апатито-нефелиновые руды, слагающие центральную часть разреза ийолит-уртитовой интрузии. Весь этот комплекс залегает над трахитоидными ийолитами и уртитами 1-й субфазы (см. рис. 4, 5), образуя дугообразное тело протяжен-

ностью 25 км, прослеживающееся от горы Коашкар на востоке до южного отрога горы Кукисумчорр на юго-западе. В западной части массива породы и руды, представляющие 2-ю субфазу, не установлены. Они появляются вновь в северо-западной части, на горе Куэльпор, продолжаясь далее на север до западных склонов горы Лявофор. В северной части массива образования 2-й субфазы представлены полевошпатовыми уртитами, слагающими зону шириной 300—700 м, которая прослеживается на 7 км вдоль контакта с лявофоритами.

Массивные уртиты. Представляют собой светлые серо-зеленые средне- или крупнозернистые, нередко пегматоидные породы, на 75—90% состоящие из нефелина и на 10—20% из эгирина. В качестве второстепенных минералов постоянно присутствуют полевой шпат, сфен, титаномагнетит, лампрофиллит, апатит, пектолит, энгиматит. Характерной особенностью уртитов является резко выраженное ксеноморфное развитие эгирина и сфена относительно нефелина. Кристаллы последнего с четкими квадратными сечениями имеют размер от 0,5—1,0 см в средне- и крупнозернистых до 2,0—5,0 см в пегматоидных разновидностях. Эгирин представлен неправильными мезостатически развитыми зернами 1,0—2,0 см. Часто встречаются скелетные монокристаллы его размером от 2×3 до 4×6 см, переполненные включениями нефелина.

Аналогичными формами развития обладает сfen, зерна которого, достигающие 1,0—3,0 см в поперечнике, часто имеют полисинтетическое двойниковое строение. В качестве пойкилитовых включений в нем присутствуют нефелин и апатит. Ромбовидные кристаллы сфена иногда образуют вrostки в зернах полевого шпата.

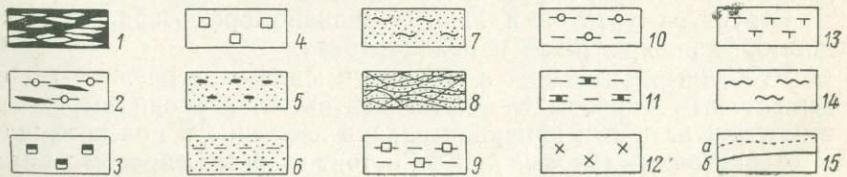
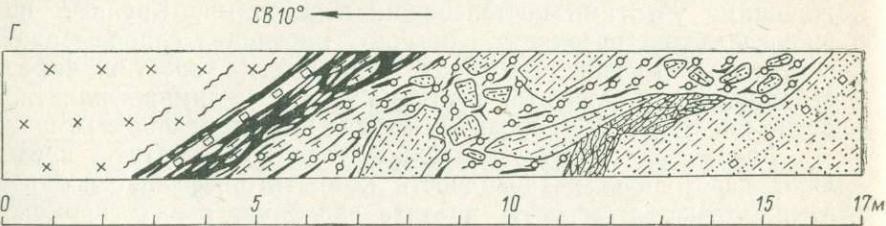
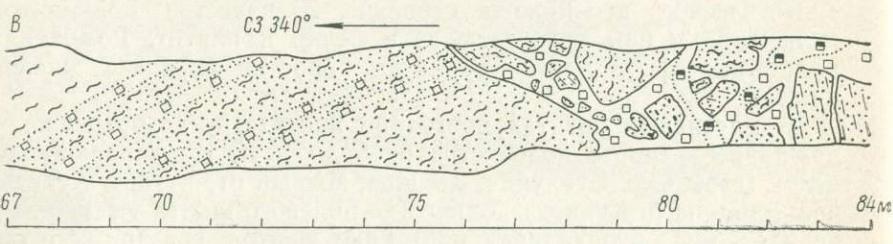
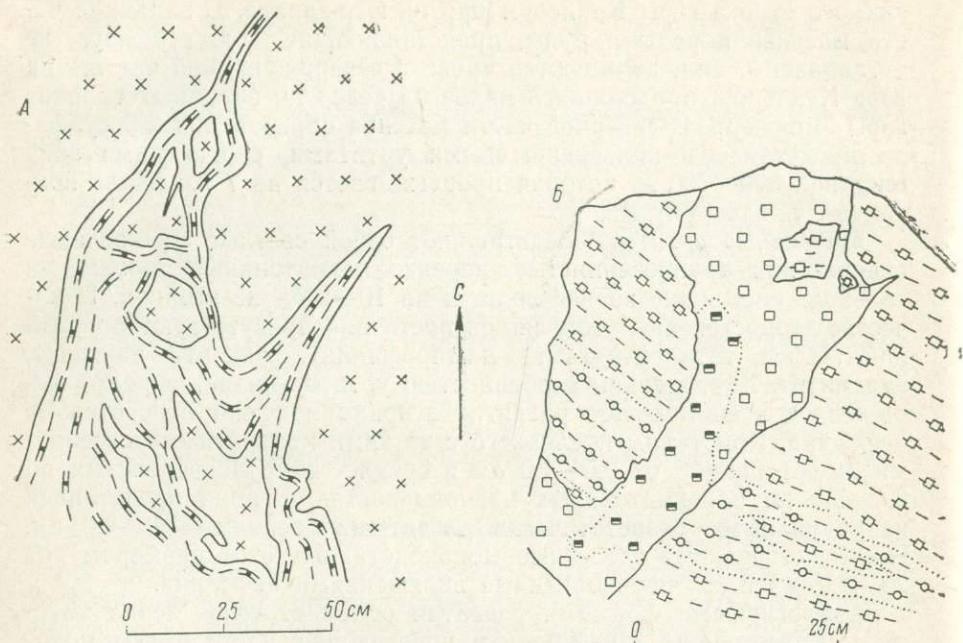
В массивных уртитах постоянно присутствует ортоклаз, содержание которого колеблется от 5 до 15%. На отдельных участках (горы Сев. Суолуай, Коашва, южный отрог горы Кукисумчорр, долина р. Куник) количество полевого шпата увеличивается до 25—50%, обуславливая появление ювитов, связанных с окружающими уртитами постепенными переходами. Крупные неправильные зерна ортоклаза, обычно имеющие слабовоображенное перитовое строение, содержат идиоморфные вростки нефелина, эгирина, сфена, апатита, титаномагнетита и лампрофиллита. Нередко наблюдается коррозия нефелина калиевым полевым шпатом.

Апатитовые уртиты, содержащие до 20% апатита, представляют переходную разновидность к апатито-нефелиновым рудам. Мелкозернистый агрегат апатита заполняет в них промежутки между идиоморфными кристаллами нефелина.

Структура уртитов и ювитов гипидиоморфнозернистая, панидиоморфная, криптовая и пойкилитовая.

Вторичные изменения в уртитах и ювитех не развиты и связаны главным образом с зонами контактов, где они выражаются в натролитизации и канкринитизации нефелина и полевого шпата.

Апатито-нефелиновые руды. Состоят главным образом из апатита, нефелина, эгирина-авгита и второстепенных сфена и титаномаг-



нетита. По текстурным признакам они разделяются на сетчатую, линзовидно-полосчатую, полосчатую, пятнистую, пятнисто-полосчатую, крупно- и мелкоблоковую разновидности.

Сетчатая руда (20—30% апатита) содержит большое количество линз мелкозернистого ийолита, разделенных сетью тонких (1—5 мм) прослоев мелкозернистого апатита. Размеры ийолитовых линз варьируют от 0,5 до 5,0 см по ширине и от 1,0—2,0 до 10,0—15,0 см и более по длине. В линзовидно-полосчатой руде (30—50% апатита) линзы ийолита менее многочисленны и разделяющие их прослои апатита более мощные (0,5—5,0 см).

Полосчатая руда (40—60% апатита) состоит из чередующихся в полосчатых ассоциациях тонких (до 1 см) слоев, в разной степени обогащенных апатитом и нефелином. Пятнистая руда (50—90% апатита) представляет собой мелкозернистый апатитовый агрегат, в светлую массу которого вкраплены редкие крупные (до 3,0—5,0 см) зерна или группы зерен нефелина, эгирина-авгита или сфена, придающие породе пятнистый облик. В тех случаях, когда эти пятна группируются в прерывистые полосы, руда приобретает пятнисто-полосчатый облик.

В крупноблковой руде (30—40% апатита) присутствуют короткопризматические кристаллы («блоки») нефелина размером от 5 до 10 см, включенные в линзовидно-полосчатую апатито-нефелиновую массу, слои которой обтекают эти кристаллы.

Мелкоблковая руда представляет собой мелкозернистый агрегат апатита (30—50%), в который включены густо расположенные кристаллы нефелина размером от 5 до 15 мм.

Кроме того, на Коашвинском месторождении часто встречается так называемая сплошная апатитовая руда, представляющая мономинеральный агрегат крупнозернистого зеленого или дымчатого апатита II генерации, который образует в других рудах или во вмещающих уртитах сплошные прослои мощностью до нескольких метров и гнезда размером до 0,5 м.

Для пород и руд 2-й субфазы характерна первичная расслоенность, проявляющаяся в чередовании слоев уртитового и апатито-нефелинового состава. В одних случаях это тонкая полосчатость, в других — разделение интрузивного тела на два мощных пласта, из которых нижний сложен уртитом, а верхний — апатито-нефелиновой рудой. Характерно, что уртиты обладают массивной тек-

Рис. 7. Контактовые взаимоотношения ийолит-уртитов дорудной, рудной и пострудной субфаз.
A — ксенолиты рисчоррита в апофизе трахитоидного малинита дорудной субфазы (гора Поячвумчорр); B — жила массивного уртита в дорудных трахитоидных уртите и ийолите (Апатитовый цирк); В — полосы массивного уртита в апатито-нефелиновой руде и брекчиях с ксенолитами апатито-нефелиновых руд, скементированных массивным уртитом (штолня, Коашва); Г — зона верхнего контакта Юкспорского рудного тела (орт.).
Пострудная субфаза: 1 — трахитоидный мельтеййт; 2 — трахитоидный ийолит; рудная субфаза: 3 — пегматоидный уртит; 4 — массивный уртит; 5—8 — апатито-нефелиновые руды: 5 — пятнистая, 6 — пятнисто-полосчатая, 7 — линзовидно-полосчатая, 8 — сетчатая; дорудная субфаза: 9 — трахитоидный уртит; 10 — трахитоидный ийолит; II — трахитоидный малинит; 12 — массивный рисчоррит; 13 — сферовая минерализация; 14 — зона рассланцевания; 15 — условная граница постепенного перехода (a), интрузивный контакт (б).

стурой, тогда как апатитовые руды отличаются прекрасно выраженной первичной полосчатостью, что, очевидно, обусловлено различной вязкостью силикатных и силикатно-фосфатных порций расплава.

В пределах продуктивной уртит-апатитовой зоны условия залегания рудных тел и их внутреннее строение различны, в связи с чем выделяются три рудных участка: южный — Кукисумчорр-Расумчоррский, северо-западный — Кунийокский и юго-восточный — Коашвинский.

На Кукисумчорр-Расумчоррском участке установлено единое пластиообразное рудное тело длиной 12 км и мощностью от 30—40 до 215 м, залегающее в висячем боку толщи массивных уртитов, с которыми оно связано постепенными переходами (см. рис. 4, 5). Ширина переходной зоны колеблется от 5 до 60 м. Таким образом, рудное тело не имеет четкого нижнего контакта. Граница его здесь проводится условно по бортовому содержанию P_2O_5 .

В качестве примера ниже приводим описание переходной зоны по одному из ортов Юксгорского рудника. Описание ведется от рудной залежи к подстилающим ее уртитам (с севера на юг).

- 0—21 м — Тонкополосчатая апатито-нефелиновая руда, состоящая из строго параллельных выдержаных слоев уртитового и апатитового состава мощностью от 0,1—0,2 до 1,0—2,0 см.
- 21—26 м — Тонкополосчатая апатито-нефелиновая руда с редкими линзовидными обособлениями ийолита.
- 26—28 м — Тонкополосчатая апатито-нефелиновая руда с прослойми уртита мощностью до 5—20 см.
- 28—36 м — Уртит с рассеянной вкрапленностью и тонкими прослойми апатита и линзочками ийолита.
- 36—37 м — Линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая руда.
- 37—42 м — Массивный уртит с рассеянной вкрапленностью апатита.
- 42—56 м — Массивный уртит с редкими линзовидными обособлениями ийолита.
- 56—84 м — Уртит с двумя маломощными прослойми, насыщенными линзочками ийолита. В конце интервала наблюдается прослой мощностью 0,3 м, содержащий до 10% вкрапленного апатита.
- 84—106 м — Уртит с редкими прослойми, насыщенными линзочками ийолита.

Подобные переходы между рудным телом и уртитом, отличающиеся лишь изменением ширины переходной зоны, частотой переключаемости и мощностью чередующихся слоев, наблюдаются на Расумчоррском и Кукисумчоррском месторождениях. Аналогичные взаимоотношения между апатито-нефелиновыми рудами и подстилающими уртитами описаны Т. Н. Ивановой [41]. Постепенность перехода хорошо иллюстрируется результатами анализов проб, отобранных в переходной зоне Кукисумчорр-Расумчоррского рудного тела на интервалах 40—50 м. Так, в пределах Юксгорского месторождения имеет место постепенное возрастание содержания P_2O_5 от 1,07% в уртиках через 2—6% в апатитовых уртиках до 12—14% в линзовидно-полосчатых рудах.

Сингенетичность апатито-нефелиновых руд и массивных уртиков подтверждается их переслаиванием не только в переходной зоне, но и внутри рудного тела. Особенно показательно их совмест-

ное изгибание в складках течения и при обтекании крупных блоков или агрегатов нефелина.

Вместе с тем наблюдаются взаимоотношения и иного характера. Так, местами в апатито-нефелиновых рудах содержатся четко ограниченные включения массивного уртита размером от долей метра до нескольких метров, имеющие округлую, линзовидную, каплеобразную, реже неправильную угловатую форму и обтекаемые полосчатостью вмещающих руд. В рудном теле часто встречаются секущие жилы массивного уртита и брекчированные апатитовые руды, сцементированные массивным, обычно полевошпатовым уртитом.

Важно отметить, что все три типа взаимоотношений часто пространственно сопряжены и встречаются в пределах одной выработки или одного обнажения. Подобная противоречивость во взаимоотношениях сингенетических образований, очевидно, обусловлена специфическими особенностями состава щелочных силикатно-фосфатных расплавов, вызывающими неравновесность и сложность процессов кристаллизации.

Внутреннее строение Кукисумчорр-Расвумчоррского рудного тела очень сложно вследствие широкого развития пликативных (складки течения) и дизъюнктивных нарушений. Среди последних с достоверностью устанавливаются только продольные пологопадающие сбросы и взбросы с амплитудой до нескольких метров, не выходящие за пределы рудной зоны.

Наличие поперечных нарушений дискуссионно. Непосредственными наблюдениями они не установлены. Предположительно с ними связываются процессы гипергенных изменений, концентрирующиеся в узких зонах, секущих рудное тело вкrest простирации. Однако смещения границ рудной залежи по этим зонам не обнаруживаются (см. рис. 19).

На Куниокском участке (см. рис. 4, 5, A) пластообразная многослойная рудная зона приурочена к висячему боку тела массивных уртитов, прослеживаясь с юго-запада на северо-восток более чем на 5 км при средней мощности 60—70 м. Здесь имеет место многократное чередование слоев массивных уртитов и бедных апатито-нефелиновых (линзовидно-полосчатых, сетчатых, апатитовых уртитов) и сфено-апатитовых руд. В строении данной зоны наблюдается определенная закономерность, выраженная в приуроченности сетчатых апатито-нефелиновых и сферовых руд к ее висячему и линзовидно-полосчатым — к лежачему боку.

Апатито-сфеновое оруденение здесь, как правило, связано с меланократовыми сетчатыми рудами. Например, в выходах руч. Юж. Лявойок слой сетчатой руды мощностью 2,5 м, залегающий в массивном полевошпатовом уртите, снизу и сверху обрамляется апатито-сфеновыми прослоями, а вмещающий уртит послойно обогащается сфеном и титаномагнетитом. Переходы между рудными инерудными слоями обычно постепенные.

На продолжении Куниокской рудной зоны, в 2 км южнее, находится Кузельпорское месторождение протяженностью около 2 км.

Северная часть его представлена пластообразным, пологоопадающим к центру массива рудным телом мощностью 70—80 м, связанным с подстилающим массивным уртитом рядом постепенных переходов. В то же время в южной части месторождения апатито-нефелиновые руды слагают ряд различно ориентированных блоков размером от долей до 10—20 м сцементированных массивным полевошпатовым уртитом.

Контакты уртита с рудными блоками резкие, секущие полосчатость в последних. На глубине устанавливается увеличение угла падения рудного тела и его выклинивание (рис. 8).

Коашвинский участок по своему строению значительно отличается от кратко описанных выше Кукисумчорр-Расумчоррского, Куникского и Куэльпорского. Здесь апатито-нефелиновые руды залегают не только в верхней, но в средней и нижней частях интрузии массивных уртитов, образуя ряд кулисообразных рудных слоев (горизонтов). При этом только верхний рудный горизонт достигает эрозионной поверхности, остальные же выклиниваются по восстанию в уртинах, представляя «слепые» тела (см. рис. 4, В).

Для Коашвинского месторождения характерно:

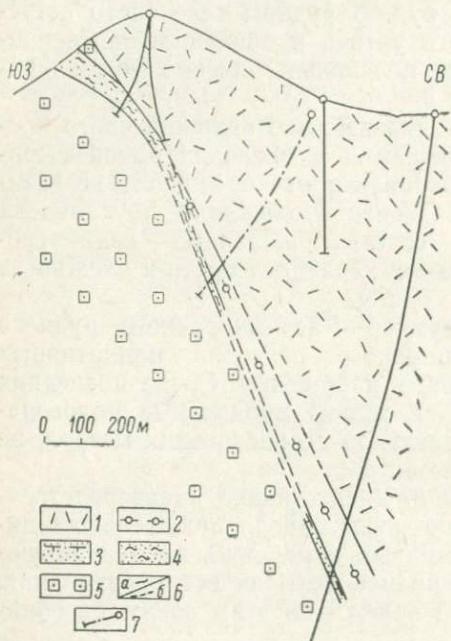
а) резкое колебание мощности

Рис. 8. Геологический разрез через месторождение Куэльпор.

1 — массивный лявофорит; 2 — трахитоидный ийолит; 3 — трахитоидный сфеено-апатитовый ийолит; 4 — апатито-нефелиновая руда; 5 — массивный полевошпатовый уртит; 6 — контакты пород установленные (а) и предполагаемые (б); 7 — проекция оси скважины на плоскость разреза.

сти рудных горизонтов и разделяющих их уртитов; б) невыдержанное залегание полосчатости руд, нередко срезающейся плоскостью контакта с вмещающими уртитами; в) широкое развитие рудной брекции с цементом полевошпатового массивного уртита (см. рис. 7, В), обычно окаймляющей рудные горизонты со стороны их кровли и подошвы; г) значительное развитие секущих жил массивного полевошпатового уртита. Наряду с этим обычны случаи согласного переслаивания апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов, постепенных переходов между ними и наличия овальных уртитовых шлифов в рудах.

На данном месторождении широко развит крупнозернистый зеленый апатит II генерации, слагающий многочисленные прослои



и гнезда в рудах и вмещающих уртитах и часто затушевывающий сложные и противоречивые взаимоотношения между ними [49].

Описанные особенности состава и строения рудных тел на разных участках свидетельствуют, с одной стороны, о генетической связи апатито-нефелиновых руд с массивными уртитами и, с другой — о более поздней консолидации последних на некоторых участках интрузии. Это обстоятельство, по мнению авторов, связано с петрохимическими особенностями уртитового расплава, на локальных участках обогащенного кремнекислотой и обедненного глиноземом и щелочами.

Подобная трактовка подтверждается пространственной связью массивных полевошпатовых уртитов с зонами дробления апатитовых руд, как это наблюдается в месторождениях Коашва, Куэльпор и на отдельных участках Кукисумчорр-Расвумчоррской залижи.

Для анализа указанных взаимоотношений может быть привлечена с известной долей условности (ввиду отличия составов реальных фаз от теоретических) диаграмма тройной системы Боузна и Шерера. Согласно этой диаграмме, температуры кристаллизации большинства природных нефелинов находятся в интервале 1200—1300° С, в то время как калинатровые полевые шпаты кристаллизуются в области температур 1100—1038° С. В реальных расплавах, содержащих летучие компоненты, эта разница может быть еще значительнее за счет более низкой температуры кристаллизации полевого шпата.

Таким образом, участки полевошпатовых уртитов, обогащенные кремнеземом и обедненные щелочами и алюминием, очевидно, кристаллизовались позднее основной массы уртитов и апатито-нефелиновых руд, сохраняя пластическое состояние в течение известного времени после консолидации последних. Под воздействием возникавшего одностороннего давления уже консолидировавшиеся апатито-нефелиновые слои, заключенные в уртиты, по-видимому, реагировали на растяжение (течение) как жесткие тела, расчленяясь на блоки (будины), промежутки между которыми заполнялись пластичной массой полевошпатового уртита.

Контактовые взаимоотношения пород 2-й субфазы

Массивные уртиты 2-й субфазы со стороны лежачего бока контактируют с трахитоидными ийолитами и уртитами 1-й субфазы (см. рис. 4, Б, В). Непосредственные контакты между ними описаны в ряде буровых скважин, горных выработок и естественных обнажений. Так, на южном склоне горы Вост. Расвумчорр контакт массивных уртитов, наклоненный к центру массива под углом 30°, пересекает по падению более пологую трахитоидность уртитов 1-й субфазы.

Такие же взаимоотношения, указывающие на более молодой возраст массивных уртитов, наблюдаются на участке Коашвы. Контакты здесь повсеместно резкие, как правило, секущие по от-

ношению к трахитоидности ийолитов, имеющих непостоянные углы падения (см. рис. 4). В трахитоидных ийолитах на расстоянии 20—30 м от контакта появляются секущие жилы полевошпатовых уртитов, а в массивных уртитах вблизи контакта содержатся угловатые, резко очерченные, повернутые ксенолиты трахитоидных ийолитов и апатитовых руд размерами от долей метра до нескольких метров. На юго-западном фланге и в центральной части Коашвинского месторождения буровой разведкой среди массивных уртитов выявлен и оконтурен ряд крупных (500×800 м и более) пластообразных отторженцев трахитоидного ийолита.

На горах Юкспор и Кукисумчорр в массивном уртите у контакта с трахитоидными ийолитами происходит уменьшение величины зерна и обогащение полевым шпатом, но резкая граница между обеими породами отсутствует. Кроме того, в истоках р. Расвумйок, на юго-восточном склоне горы Вост. Расвумчорр и в ряде других мест трахитоидные ийолиты секутся по падению жилами массивного средне- и мелкозернистого уртита мощностью от 0,1 до 3 м (рис. 7, Б). Эти факты вполне определенно свидетельствуют о более позднем внедрении массивных уртитов по отношению к трахитоидным ийолитам и уртитам.

В висячем боку апатито-нефелиновые руды и массивные уртиты 2-й субфазы почти на всем протяжении контактируют с более молодыми породами: на участке Ньоркпахк — Коашкар — с фойяитами; на участках Коашвинского, Кукисумчорр-Расвумчоррского и Куниокского месторождений — с трахитоидными ийолитами, малинитами и лужавритами 3-й субфазы; в северной части Хибин — с лявофоритами. Характеристика отношений их с этими образованиями дана ниже.

Контакты руд с более древними породами со стороны висячего бока наблюдались только в отдельных точках южной части интрузии. Так, в Апатитовом цирке и на горе Вост. Расвумчорр апатито-нефелиновые руды непосредственно граничат с рисчорригами. Контакт между ними здесь четкий, падающий к центру массива под углами от 30 до 60°. Полосчатость в руде ориентирована параллельно поверхности контакта.

3-я субфаза (ϵ_3^4Pz). К комплексу пород субфазы относятся трахитоидные полевошпатовые и бесполевошпатовые уртиты, ийолиты, мельтейгиты, малиниты, лужавриты и массивные ювиты. Они слагают висячий бок ийолит-уртитовой интрузии в ее южной и северо-западной частях.

В южной части Хибинского массива породы 3-й субфазы прослеживаются в виде непрерывной зоны длиной 25 км и шириной от 50 до 1500 м от горы Суолуйв на востоке до горы Кукисумчорр на западе. На участке между возвышенностями Ньоркпахк и Коашва они представлены преимущественно полевошпатовыми ийолитами и уртитами с прослоями мельтейгитов. В районе горы Коашва узкое тело этих ийолитов отделяет полевошпатовые уртиты 2-й субфазы от массивных ювитов, слагающих южный склон хребта. Данные ювитеты отнесены к 3-й субфазе на основании на-

хождения в них ксенолитов апатито-нефелиновых руд и закономерного ритмичного чередования с трахитоидными ийолитами, уртитами и мельтейгитами 3-й субфазы. К западу от горы Коашва трахитоидные ийолиты, постепенно обогащаясь полевым шпатом, переходят в малиньиты и луявриты, протягивающиеся вдоль верхнего контакта Кукисумчорр-Раскумчоррской апатито-нефелиновой залежи.

В пределах последней установлено резкое увеличение мощности пород 3-й субфазы с глубиной от 10—50 м на поверхности до 600—700 м (на отметках минус 500—700 м). При этом верхний контакт интрузии с рицорритами вы полаживается до 5—10°, а нижний падает параллельно рудному телу под углом 30—40°. Характерно также закономерное изменение состава пород в разрезе интрузии. Нижняя часть ее сложена трахитоидными ийолитами с прослоями мельтейгита; вверх по разрезу происходит постепенное обогащение полевым шпатом с переходом в малиньиты, а затем в луявриты.

На северо-западном фланге Кукисумчорр-Раскумчоррского рудного поля мощность малиньитов и луявритов 3-й субфазы увеличивается на поверхности до 400—500 м, здесь они пересекают по простианию породы 1 и 2-й субфазы, уходя в рицорриты, среди которых прослеживаются до верховьев р. Куниок. Характерной особенностью их служит прекрасно выраженная первичная расслоенность, проявляющаяся в частом чередовании прослоев малиньита и луяврита мощностью от 0,2 до 50—80 м.

Далее к северу ийолиты 3-й субфазы прослеживаются в висячем боку интрузии ийолит-уртитов на протяжении 7 км от горы Рицорр до горы Ляячорр. Максимальной мощности (500 м) они достигают на участке руч. Южн. Лявойок.

Уртиты и ийолиты. По составу и текстуре аналогичны соответствующим породам 1-й субфазы.

Мельтейгиты. На 70—90% состоят из цветных минералов, среди которых преобладает эгирин-авгит. Характерной особенностью их является повышенное содержание сфена, титаномагнетита, апатита, вторичного лепидомелана и ксеноформизм нефелина и апатита по отношению к эгирин-авгиту. Структура породы гипидиоморфозернистая, текстура трахитоидная.

Малиньиты. Характеризуются зеленовато-серой окраской и неравномернозернистым сложением. Содержание нефелина колеблется в них от 30 до 60%, полевого шпата от 15 до 30% и эгирина от 20 до 50%. Постоянно в варьирующем количестве присутствует щелочной амфибол. Структура породы порфировидная, пойкилитовая и гипидиоморфозернистая. Размер изометричных зерен нефелина колеблется от долей миллиметра до 0,1—0,2 см в основной массе и до 3,0—4,0 мм в порфировидных вкрапленниках. Эгирин развит в виде игольчатых кристаллов длиной от 3 до 15 мм; щелочной амфибол (катафорит, рибекит) образует широкие призматические кристаллы размером от 1,0×2,0 до 2,0×4,0 см, содержащие пойкилитовые включения нефелина и сфена. Полевой шпат (ортоклаз) присутствует в виде прямоугольных кристаллов

размером от $1,0 \times 2,0$ до $5,0 \times 8,0$ см, переполненных мелкими зернами нефелина и игольчатого эгирина.

Луявриты. Обладают четкой лейстовой формой кристаллов полевого шпата и идеально выраженной план-параллельной текстурой. Структура их гипидиоморфозернистая. Содержание полевого шпата составляет 35—40%.

Отличительной чертой малиньитов и луявритов 3-й субфазы является повышенное содержание второстепенных минералов: сфена, лампрофиллита, астрофиллита, эвдиалита, энгматита, ринколита, пектолита, титаномагнетита и апатита. В малиньитах постоянно присутствует лампрофиллит, образующий ксеноморфные пластинки с пойкилитовыми включениями нефелина. Для луявритов типичен эвдиалит, развитый в виде овальных мелких зерен с зональной или пятнистой интерференционной окраской.

Вторичные изменения в породах 3-й субфазы развиты шире и проявлены интенсивнее, чем в породах 1-й субфазы. В основном они выражаются в замещении эгирина-авгита бурым щелочным амфиболом и лепидомеланом, а также в содалитизации, натролитизации, канкринитизации и шпреуштейнизации нефелина.

Контактовые взаимоотношения пород 3-й субфазы

Породы 3-й субфазы со стороны лежачего бока контактируют с апатито-нефелиновыми рудами и массивными уртитами 2-й субфазы (см. рис. 4, A, B, V; 7, Г). Возрастные соотношения их не всегда достаточно четки, но в подавляющем большинстве случаев свидетельствуют о более раннем образовании руд и уртитов.

Так, на северо-западном фланге Кукисумчорр-Расвумчоррской залежи (руч. Ворткеуай и южный отрог г. Кукисумчорр) малиньиты и луявриты 3-й субфазы пересекают породы и руды продуктивной субфазы по простирианию и падению, в приповерхностной части почти полностью срезая их. Здесь же в малиньитах и луявритах вблизи контакта отмечается множество угловатых ксенолитов апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов размером от нескольких сантиметров до 2—3 м. На западном склоне южного отрога г. Кукисумчорр малиньиты и луявриты входят в соприкосновение с трахитоидными уртитами 1-й субфазы, пересекая их почти под прямым углом.

На северо-восточном фланге той же залежи (Вост. Расвумчорр и Коашва), там, где мощность рудного тела значительно уменьшается, в трахитоидных малиньитах, приуроченных к его верхнему контакту, содержится большое количество угловатых ксенолитов апатито-нефелиновых руд.

В трахитоидных ийолитах Суолуай-Ньюрпахского участка содержатся угловатые ксенолиты апатито-нефелиновых руд и массивных уртитов величиной от долей метра до нескольких десятков метров, преимущественно тяготеющие к ее лежачему боку.

На Кукисумчорр-Расвумчоррском месторождении наблюдаются многочисленные маломощные жилы порфировидных малиньитов.

тов и луярбитов, секущие висячий бок рудной залежи. Следует отметить, что подобная четкость взаимоотношений не выдерживаетя на всем протяжении интрузии и на всех ее уровнях. Так, в пределах Кукисумчорр-Расвумчоррского месторождения она характерна только для верхней части пострудной интрузии (от +1050 до +300 м), где преобладают полевошпатовые разновидности (луярбиты, малиньиты, полевошпатовые ийолиты). В то же время на нижних уровнях (от +300 до —1200 м), там, где развиты ийолиты и мельтейгиты, взаимоотношения с породами рудной субфазы носят менее определенный характер. Здесь директивные текстуры пород обоих комплексов являются параллельными, эруптивные соотношения между ними отсутствуют, а обогащение тех и других пород призматическим сфероном часто создает картину постепенного перехода между ними.

* * *

Фактический материал, изложенный выше, позволяет сделать следующие выводы.

1. Трехактный процесс становления ийолит-уртитовой интрузии подчинен механизму формирования всего многофазного Хибинского массива, установленному в целом для последнего Н. А. Елисеевым [35]: образования ранних интрузивных субфаз закономерно сменяются более поздними по направлению к центру плутона.

2. Внутреннее строение первично расслоенных комплексов пород I и 3-й субфаз обусловлено процессами гравитационно-кинетической дифференциации, приводящими к концентрации более плотных меланократовых пород в лежачем боку и менее плотных лейкократовых разновидностей в висячем боку интрузивных тел. Закономерная приуроченность скоплений апатита, обладающего большей плотностью (3,2), к висячему боку продуктивной толщи массивных уртитов 2-й субфазы (плотность породы 2,6) объясняется, очевидно, миграцией фосфора в форме летучих соединений в верхние части камеры до начала кристаллизации обогащенного фосфором уртитового расплава.

3. Апатитовые руды генетически связаны с массивными уртитами 2-й субфазы, о чем свидетельствуют:

а) пространственная ассоциация рудных залежей и локальных рудопроявлений апатита с массивными уртитами;

б) неизменная приуроченность рудных залежей к висячему боку интрузии массивных уртитов;

в) наличие постепенных переходов между апатитовыми рудами и массивными уртитами через ряд промежуточных разновидностей либо их многократное переслаивание;

г) совместное изгибание уртитовых и апатитовых слоев в текстурах течения и внутрирудных пликативных нарушениях;

д) наличие шлиров уртита в апатитовых рудах и скоплений апатита в уртитах;

е) тесное геохимическое родство этих пород и руд [26].

Таким образом, массивные уртиты могут служить надежным поисковым признаком при дальнейших поисках апатитовых руд. При этом особое внимание как на поверхности, так и на глубине должно быть обращено на зону висячего бока массивных уртитов вообще и их верхнего контакта в частности. В то же время контакт ийолит-уртитовой интрузии с рисчорритами, который до недавнего времени рассматривался как фактор, контролирующий размещение апатитового оруденения, в действительности таковым не является.

4. Характерная для описанного комплекса сложность и противоречивость взаимоотношений между породами и рудами отдельных субфаз, а также между разновидностями внутри последних, очевидно, связана со специфическими особенностями состава самих расплавов (высоким содержанием щелочей, фосфора, титана, железа), обусловившими неравновесность и сложность процессов кристаллизации.

5. В свете изложенных фактов апатитовые месторождения Хибинского массива, связанные с интрузией ийолит-уртитов, не могут считаться позднемагматическими (инъекционными), в качестве которых они до сих пор описываются в геологической литературе и учебных пособиях. Они не являются поздними образованиями ни в магматическом цикле становления самого массива (пересекаются и брекчируются интрузией лявочорритов), ни в периоде формирования интрузии ийолит-уртитов. Наконец, и в пределах 2-й субфазы апатитовые руды не являются конечным продуктом кристаллизации, так как местами они брекчируются рудовмещающими массивными уртитами.

Кристаллизация апатитовых руд, очевидно, завершилась после кристаллизации основной массы уртитов, отдельные участки которых, обогащенные калиевым полевым шпатом, однако, еще значительное время оставались в пластическом состоянии. Таким образом, окончательное формирование апатитовых рудных залежей следует связывать со средним этапом становления ийолит-уртитовой интрузии.

III ПЕРИОД

5-я фаза. Комплекс лявочорритов ($\epsilon^5 Pz$)

Породы, названные нами лявочорритами, в обширной геологической литературе о Хибинах ранее именовались «среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами». Этот термин, по мнению ряда геологов [14], не отражает специфических особенностей состава и текстур, присущих описываемым породам. Среди них кроме среднезернистых встречаются мелко- и крупнозернистые разновидности. Цветной минерал представлен не только эгирином, но арфведсонитом и энгматитом.

Кроме того, нефелиновыми сиенитами являются по существу все интрузивные породы Хибинского массива, за исключением ийолит-уртитов. С учетом вышеприведенного представляется целесообразным

сообразным ввести наименование «лявочорриты» * для пород, до сих пор объединявшихся в комплекс «среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов».

На дневной поверхности интрузия лявочорритов имеет серповидную форму. Она прослеживается от берега Умбозера через возвышенности Рестинюон, Намуайв, Валепахк, Лявочорр, Рисчорр, Куэльпор до южных отрогов горы Кукисумчорр. В среднем течении р. Вуоннемиок лявочорриты образуют линзовидное тело, залегающее среди рисчорритов. А. В. Галахов, наблюдавший выходы лявочорритов в долине р. Гакмана, указывает на возможную связь разобщенных частей интрузии на глубине.

Длина интрузии лявочорритов по простиранию около 60 км; видимая мощность ее меняется в широких пределах: наибольшего значения (3,5 км) она достигает на горе Лявочорр; в направлении к югу и востоку ширина интрузии постепенно уменьшается до 200—100 м.

На геологической карте м-ба 1:75 000, составленной И. С. Ожинским и Е. Н. Володиным под редакцией Н. А. Елисеева [35], породы комплекса лявочорритов показаны нерасчлененными.

И. П. Тихоненков [78] выделяет среди них две разновидности — хибинитоподобные и фойяитоподобные нефелиновые сиениты, различающиеся степенью развития вторичного альбита.

В обзорной статье А. В. Галахова [14] помещена схема строения интрузий фойяитов и лявочорритов, в которой автор, опираясь на данные немногочисленных маршрутных пересечений вкрест простирания, делает попытку расчленения комплекса на ряд разновидностей, отличающихся цветом, характером зернистости и составом цветного минерала.

Авторами среди пород комплекса выделяются собственно лявочорриты и их жильные дифференциаты. Лявочорриты представляют собой серовато-зеленые неоднородные по зернистости нефелиновые сиениты массивной, реже слабо выраженной полосчатой текстуры. Главные минералы — анортоклаз, нефелин, эгирин и арфведсонит — составляют до 98—99% объема породы, а эвдиалит, лампрофиллит, энгматит, сfen, титаномагнетит, иногда апатит и ринколит — 1—2% (табл. 5).

Несмотря на существенные колебания в содержании главных минералов в отдельных штуфах, состав лявочорритов в целом отличается выдержанностью по простиранию интрузии.

По крупности зерна лявочорриты занимают промежуточное положение между крупнозернистыми хибинитами и сравнительно мелкозернистыми фойяитами. Величина кристаллов нефелина в них колеблется от 0,3 до 1,5 см; полевого шпата — от 1 до 2 см; зерен эгирина — от 0,3 до 1 см. На западных склонах гор Кукисумчорр и Куэльпор описаны пегматоидные лявочорриты, образующие неправильные тела площадью 1—5 м². Они состоят из круп-

* Лявочорр — одна из возвышенностей в северной части Хибин, где описываемые породы имеют наибольшее развитие.

Таблица 5

**Количественно-минералогический состав лявофорритов
(по И. П. Тихоненкову [77])**

Минералы	Содержание, о. %		
	от	до	среднее
Полевой шпат	43,2	71,0	54,72
Нефелин	18,3	42,7	35,58
Цветные и акцессории	4,0	22,5	9,70
Сумма			100,00

ных (до 3—5 см и более) кристаллов — блоков полевого шпата, нефелина, эгирина, арфведсонита, и содержат повышенные количества эвдиалита и лампрофиллита. Характерной чертой пегматоидных обособлений является идноморфизм призматических кристаллов эгирина и арфведсонита, имеющих линейную вертикальную ориентировку.

Преобладают массивные лявофорриты с неориентированным расположением минералов. Значительно реже в них наблюдается слабо выраженная полосчатость. На горах Рисчорр, Куэльпор и Кукисумчорр описаны лявофорриты, в которых установлено многократное чередование мелко- и среднезернистых разновидностей, образующих извилистые пропластки метровой ширины. Иногда в мелкозернистых лявофорритах отмечаются линзообразные участки среднезернистых сиенитов размером $0,2 \times 1,0 \times 1,0$ м, и наоборот. Простирание полосчатости параллельно внешним контактам интрузии, падение от вертикального до $60-70^\circ$ к центру массива.

У истоков р. Калиок вблизи выходов рисчорритов и ювитов развиты своеобразные лявофорриты с пойкилитовой структурой. Узкая зона этих пород протягивается на 8 км от р. Лявойок до перевала Обманного. На карте, составленной Н. А. Елисеевым, они включены в комплекс рисчорритов. Впоследствии А. В. Галаков [13] и авторы отнесли их к комплексу лявофорритов. В пойкилитовых лявофорритах кристаллы аортоклаза содержат мелкие (до 1 мм) точечные включения нефелина.

Микроструктура лявофорритов гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Нефелин присутствует в форме уплощенных гексагональных призм с зональным распределением микролитов раннего эгирина I генерации. В пойкилитовых разновидностях он образует вrostки в полевом шпате.

Полевой шпат принадлежит альбитизированному аортоклазу ($-2V=50^\circ$). Кристаллы его, как правило имеющие таблитчатый габитус, сдвойникованы. Эгирин II генерации совместно с арфведсонитом приурочен к интерстициям между кристаллами нефелина.

и аортоклаза. Иногда отмечаются случаи замещения эгирина арфведсонитом, развивающимся с краев зерен и по плоскостям спайности. Эвдиалит представлен изометричными зернами с характерной структурой «песочных часов». Сфен встречается спорадически в форме дипирамидальных кристаллов или клиновидных зерен размером 2—3 мм. Эгириин III генерации представлен спонтанно-волокнистыми агрегатами, окаймляющими округлые зерна титаномагнетита. Апатит образует мелкие гексагональные призматические кристаллы или изометричные зерна размером до 1 мм в по-перечнике. Изредка встречаются энгматит, обычно ассоциирующий с лампрофиллитом, и ринколит.

Иногда кристаллы нефелина окружены узкой оторочкой радиально-лучистых агрегатов натролита и канкринита.

По степени идиоморфизма минералов установлен следующий порядок их кристаллизации:

эгириин I — нефелин — аортоклаз — эгириин II — арфведсонит — энгматит — эвдиалит — альбит — сфен — лампрофиллит — эгириин III — апатит — ринколит — натролит — канкринит.

Вторичные изменения, заключающиеся в развитии таких автометаморфических минералов, как канкринит и натролит, имеют подчиненное развитие.

Жильные нефелиновые сиениты комплекса лявофорритов представлены мелкозернистыми (1—3 мм), массивными, иногда слаботрахитоидными разновидностями. Они развиты главным образом на возвышенностях Рисчор, Куэльпор и Сев. Суолуайв. Размер жильных тел колеблется от 1 до 100 м по мощности и от 10 до 700 м по простирианию. Форма жил пластинообразная, контакты резкие, прямолинейные. В составе жильных лявофорритов помимо аортоклаза (35—40%), нефелина (30—35%) и эгирина (25—35%) содержатся арфведсонит, эвдиалит, сфен и лампрофиллит. Кристаллы главных минералов расположены беспорядочно, лишь в зальбандах некоторых жил намечается субпараллельная ориентировка таблитчатых зерен полевого шпата.

Микроструктура жильных пород гипидиоморфнозернистая. Характерно почти полное отсутствие вторичных изменений.

Контактовые взаимоотношения лявофорритов

Интрузия лявофорритов с внешней стороны контактирует с рисчорритами и ийолит-уртитами, с внутренней — с фойяитами (рис. 9). Подробная характеристика возрастных взаимоотношений лявофорритов с рисчорритами дана в работах Н. А. Елисеева [35], А. В. Галахова [13] и в статье авторов [38].

Н. А. Елисеев, Е. Н. Володин и И. С. Ожинский [35] описали контакты, однозначно свидетельствующие о более молодом возрасте лявофорритов по отношению к рисчорритам. Так, на плато Кукисумчорр с рисчорритами непосредственно контактируют мелкозернистые трахитоидные лявофорриты, которые по мере уда-

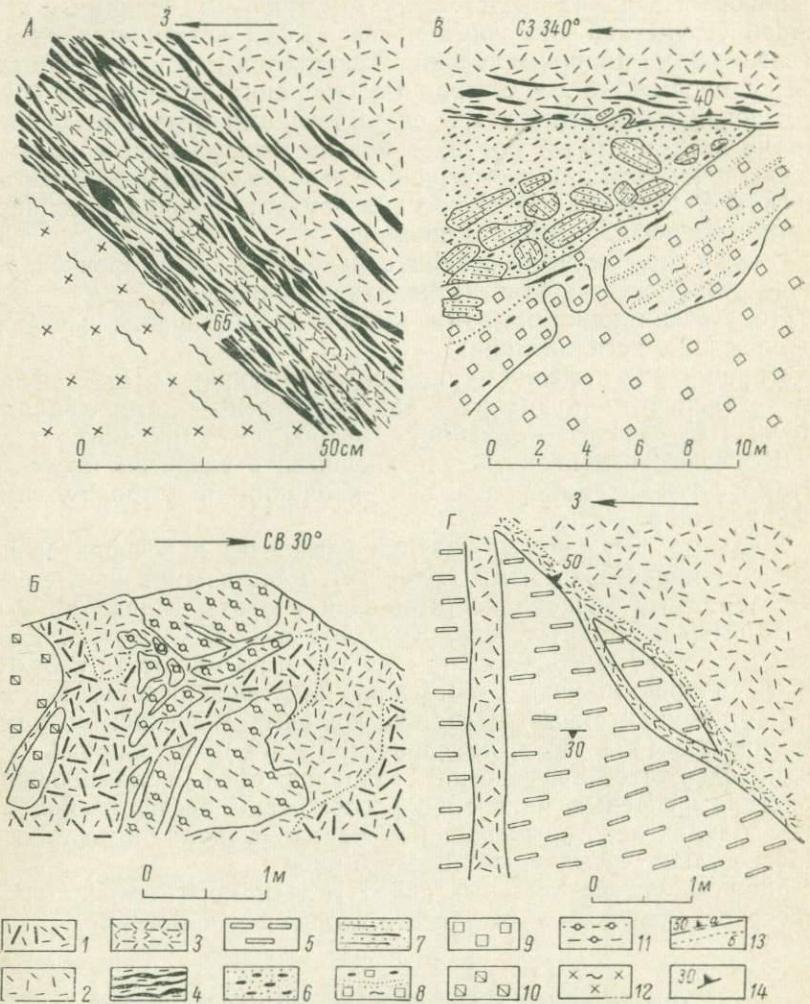


Рис. 9. Контактовые взаимоотношения лявохорритов.

A — контакт лявохоррита с рискорритом (западный склон южного отрога горы Кукисумчорр); Б — эруптивная брекчия. Ксенолиты дорудного трахитоидного ийолита и массивного ювита рудной субфазы cementированы лявохорритом (г. Средний Валепах); В — контакт лявохоррита с рудной брекчей (г. Кузльпор); Г — пересечение лявохорритом трахитоидного ляуявита (южный отрог горы Кукисумчорр).

1—4 — лявохоррит; 1 — пегматоидный, 2 — массивный, 3 — трахитоидный, 4 — расслоенный; 5 — трахитоидный ляуявит; 6—7 — апатито-нефелиновая руда; 6 — пятнистая, 7 — пятнисто-полосчатая; 8 — линзовидно-полосчатый уртит с апатитом; 9 — массивный уртит; 10 — массивный ювит; 11 — трахитоидный ийолит; 12 — массивный рискоррит с зоной рассланцевания; 13 — интрузионный контакт (a), условная граница постепенного перехода (б); 14 — залегание трахитоидности.

ления от контакта постепенно становятся среднезернистыми и массивными.

Южнее, на склонах горы Апатитовой, где мощность интрузии лявофорритов не превышает 100—150 м, они представлены мелкозернистыми отчетливо трахитоидными разновидностями. Простирание трахитоидности СЗ 295—300°, падение северо-восточное под углом 75—85°, совпадающее с направлением контактов. Здесь же рискорриты секутся жилой лявофорритов мощностью 4 м. Зальбанды ее сложены мелкозернистым трахитоидным сиенитом с вкрапленниками полевого шпата; центральная часть — массивным среднезернистым лявофорритом. В приконтактовых лявофорритах отмечено несколько угловатых ксенолитов рискоррита размером до 20 м в поперечнике. Появление мелкозернистых разновидностей лявофорритов в приконтактовой зоне шириной 8—10 м подтверждается также данными А. В. Галахова и авторов. В некоторых случаях в результате перекристаллизации лявофорриты у контакта имеют крупнозернистое и даже пегматоидное сложение.

Взаимоотношения лявофорритов с породами комплекса ийолит-уритотов детально изучены на отрогах гор Куэльпор, Кукисумчорр и Коашва.

Ийолит-уритты под влиянием интрузии лявофорритов преобразованы в гибридную пятнистую сfenовую породу, представляющую собой среднезернистый урбит с включениями крупных кристаллов полевого шпата и нефелина. Выше по разрезу эта «пятнистая» порода сменяется своеобразным неравномернозернистым полевошпато-сfenовым сиенитом с пойкилитовой структурой, которая далее контактирует с мелкозернистым массивным лявофорритом. Последний на расстоянии 0,2—5 м постепенно переходит в среднезернистый лявофоррит. Здесь же ийолит-уритты пересекаются жилой лявофорритов мощностью 0,6 м, падающей на СВ 70—80° под углом 30°.

На гребне северо-восточного отрога горы Коашва лявофорриты образуют серию взаимнопараллельных жил длиной до 700 м и мощностью 20 м, залегающих в ювитах. В одной из жил отмечен крупный ксенолит ювита.

Не менее достоверные сведения о более позднем образовании лявофорритов по отношению к ийолит-уритам и апатито-нефелиновым рудам получены при бурении скважин и изучении поверхности на горе Куэльпор (см. рис. 8). Здесь, в верхней части разреза, апатито-нефелиновое рудное тело, непосредственно контактирующее с лявофорритами, наклонено к востоку, в сторону центра массива, под углом 25—30°, тогда как контакт с лявофорритами погружается в том же направлении под углом 65—68°. При этом, если истинная мощность руды на поверхности 80 м, то в скважине она не превышает 25 м. Вместе с тем на глубине минус 600—700 м вскрыта 100-метровая пачка покрывающих (пострудных) трахитоидных ийолитов-мелтьейгитов, отсутствующих в верхней части разреза.

Приведенные факты свидетельствуют о срезании в приповерхностной части апатито-нефелиновой залежи и покрывающих пород более поздней интрузией лявофоритов.

По данным Н. А. Елисеева [35], лявофориты, пространственно связанные с фойяитами и имеющие близкий к ним минеральный состав, представляют собой краевую фацию последних. По мнению авторов, лявофориты являются производными самостоятельной фазы интрузии, предшествующей формированию фойяитов. Основанием для такого заключения послужили следующие соображения.

1. Ширина зоны развития лявофоритов достигает 3,5 км, что не увязывается с представлениями о принадлежности их к краевой зоне фойяитов.

2. На плато Рисчорр, Кукисумчорр и в долине р. Вуоннемиок лявофориты залегают среди рисчорритов вне пространственной связи с фойяитами.

3. На протяжении 37 км от ущелья Рисчорр до зал. Тульилухт фойяиты непосредственно контактируют с рисчорритами и трахитоидными хибинитами без краевых зон лявофоритов.

4. Между лявофоритами и фойяитами существуют интрузивные контакты, свидетельствующие о перерыве во времени их образования.

6-я фаза. Комплекс фойяитов ($\varepsilon^6\text{Pz}$)

На современном эрозионном срезе фойяиты слагают крупное эллипсоидальное тело размером $18,5 \times 25$ км, вытянутое в субширотном направлении. Площадь, занимаемая ими, составляет около 30% всей площади массива.

Данное интрузивное тело с юга ограничено трахитоидными хибинитами, ийолит-урититами, гнейсовидными рисчорритами и катаклизированными нефелиновыми сиенитами, с запада — массивными рисчорритами, а с севера — лявофоритами.

Среди пород этого комплекса по особенностям состава и структуры выделяются следующие разновидности: 1) мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны, 2) трахитоидные арфведсонитовые фойяиты, 3) трахитоидные эгирино-арфведсонитовые фойяиты, 4) массивные эгирин-авгитовые фойяиты, 5) жильные нефелиновые сиениты.

Мелкозернистые нефелиновые сиениты краевой зоны. Развиты только в юго-западной части интрузии, где они окружают ксенолиты кровли, сложенные роговиками. Они слагают линейно-вытянутые тела размером от $0,1 \times 0,5$ до $0,35 \times 6,5$ км, прослеживающиеся на 9 км от верховьев р. Тулик до перевала Саамского. Мелкозернистые нефелиновые сиениты представляют собой плотные расслоенные серые или темно-серые породы. Расслоенность проявляется в чередовании лейкократовых и меланократовых пропластков мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Нередко наблюдается трахитоидность, обусловленная субпарал-

лельной ориентировкой кристаллов полевого шпата. Характерной особенностью мелкозернистых нефелиновых сиенитов является неизменство количественно-минералогического состава. На участках, обильно насыщенных останцами кровли, им присущи темно-серая окраска, сравнительная мелкозернистость, обогащение биотитом и щелочным амфиболом. Ксенолиты ороговикованных сланцев, расположенные на значительном расстоянии друг от друга, обычно окружены более лейкократовыми разновидностями, по составу и структуре напоминающими нефелинсодержащие щелочные сиениты внешней контактной зоны Хибинского массива.

Размер зерен в сиенитах 2—3 мм, местами достигает 5—10 мм. Главными минералами их помимо ортоклаза и микроклина (50—80%) являются нефелин (5—15%) и лепидомелан (10—15%). Реже встречаются эгирий, арфведсонит, сфен, апатит, эвдиалит, альбит, флюорит и канкринит. Переходы между мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и фойяитами характеризуются переслаиванием обеих пород в зонах шириной от 1—3 до 30—50 м. Так, в 2 км южнее оз. Академического ксенолит роговиков окружен мелкозернистым сиенитом, который через зоны переслаивания постепенно переходит в трахитоидный фойяит. На Саамском перевале и горе Кукисумчорр наблюдалась перемежаемость сиенитов и фойяитов. Наряду с этим фойяиты образуют апофизы, проникающие в соседние слои мелкозернистых сиенитов. Вопрос о генезисе мелкозернистых фойяитов является дискуссионным. Б. М. Куллетский [56] связывает образование их с перекристаллизацией рисчорритов на контакте с фойяитами. По Н. А. Елисееву [35], описываемые породы являются аналогами слюдяно-эгирино-роговообманковых нефелиновых сиенитов горы Эвеслогчорр, относящихся к жильной фации фойяитов.

По мнению авторов, мелкозернистые нефелиновые сиениты принадлежат к краевой фации фойяитов, образовавшейся в результате быстрого застывания у кровли массива. В их формировании, по-видимому, существенную роль играли метасоматические процессы диффузационного обмена компонентами с окружающими сланцами, приведшие к обеднению породы нефелином.

Трахитоидные арфведсонитовые фойяиты. Образуют наружную серповидную зону интрузии шириной от 2 км на востоке до 4—5 на западе. Это лейкократовые средне- или крупнозернистые породы с размером зерен от 0,3—0,5 до 1—2 см. В основном они сложены калиевым полевым шпатом, альбитом (60—70%), нефелином (20—30%) и цветными минералами (10—15%), среди которых преобладает арфведсонит. Типоморфным минералом является медово-желтый сфен, в небольших количествах присутствуют эгирий, астрофиллит, эвколит, ильменит, канкринит, лепидомелан, апатит, энгматит и ринколит.

Трахитоидность фойяитов в плане следует внешним ограничениям интрузии при центроклинальном падении под углами 70—80° у внешнего контакта и 45—65° на расстоянии 2—4 км от него. Вблизи ксенолитов сланцев на Саамском перевале обычны полос-

гие углы наклона трахитоидности ($10-25^\circ$) в различных направлениях. На горах Эвеслогчорр, Кукисумчорр и Лявоочорр описаны полосчатые фойяиты, в которых отдельные прослои мощностью 1—4 м сложены мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями.

Микроструктура фойяитов гипидиоморфозернистая.

Полевой шпат этих пород представлен анортоклазом и микроклином, образующими сдвойниковые таблитчатые кристаллы размером $2 \times 1,5 \times 5$ см. Как правило, они интенсивно альбитизированы. Местами содержание альбита составляет 30—70% от общего количества полевых шпатов.

Нефелин образует правильные кристаллы с квадратными сечениями и изометричные зерна величиной от 0,1 до 1,5 см. Нередко в него включены микролиты эгирина, ильменита и сфена. Вторичные изменения нефелина, выражющиеся в замещении его содалитом, канкринитом и агрегатом шпреуштейна, обычно проявлены слабо. Цветной минерал трахитодных фойяитов в основном представлен арфведсонитом, образующим неправильные мезостатически развитые зерна, реже призматические кристаллы.

Эгирин фойяитов относится к трем генерациям. Наиболее ранний эгирин I генерации дает мельчайшие иголочки длиной до 1 мм, включенные в зерна нефелина. Эгирин II генерации образует неправильные зерна в интерстициях между нефелином и полевым шпатом. Эгирин III генерации слагает тонкоигольчатые агрегаты с длиной кристаллов 3—7 мм. Цветные минералы обычно пространственно ассоциируют друг с другом. При этом по эгирину I и II генераций развивается арфведсонит, а по нему — лепидомелан.

По степени идиоморфизма, наличию включений одних минералов в других и последовательности вторичных изменений наиболее вероятным является следующий порядок выделения минералов: эгирин I — нефелин — анортоклаз + микроклин — эгирин II — арфведсонит — лепидомелан — энigmatит — астрофиллит — сфен — апатит — эвколит — канкринит — альбит + эгирин III.

Образование альбита и эгирина III генерации, по представлениям авторов, не связано непосредственно с периодом консолидации интрузии фойяитов, а относится к IV постмагматическому периоду формирования Хибинского массива.

Имеющиеся данные позволяют считать, что арфведсонитовые фойяиты являются вторично измененными породами, в значительной степени утерявшиими особенности своего первичного состава и облика. Их изменения связаны, с одной стороны, с автометаморфическими процессами, приведшими к образованию арфведсонита, канкринита, лепидомелана, с другой — с интенсивным развитием постмагматической деятельности в IV периоде становления плутона, вызвавшем появление альбита и эгирина III генерации.

Арфведсонитовые фойяиты по мере приближения к центру интрузии через промежуточные разновидности постепенно переходят в эгирино-арфведсонитовые фойяиты. Граница между ними проведена условно (см. рис. 24).

Трахитоидные эгирино-арфведсонитовые фойяиты. Расположены между арфведсонитовыми и эгирин-авгитовыми разновидностями, слагают выдержанную зону, ширина которой колеблется от 1,5 км на востоке до 7 на западе. Они отличаются от арфведсонитовых фойяитов более темной окраской и исключительно четко проявленной трахитоидностью, обусловленной совершенной ориентировкой кристаллов полевого шпата.

Простирание трахитоидности — согласное с концентрическими очертаниями интрузии фойяитов при центроклинальном падении под углами 40—70°.

Полевой шпат и нефелин в эгирин-арфведсонитовых фойяитах содержатся в тех же количествах, что и в арфведсонитовых разновидностях. Среди цветных минералов количественно преобладает эгирин. Важнейшей особенностью эгирин-арфведсонитовых фойяитов является относительно слабая степень альбитизации. Содержание призматического альбита и альбита перититовых вростков не превышает 25—30% от общего количества полевых шпатов.

Эгирин-арфведсонитовые фойяиты в свою очередь постепенно переходят в эгирин-авгитовые фойяиты центрального ядра.

Массивные эгирин-авгитовые фойяиты. Слагают овальное тело размером 7×10 км в центральной части Хибинского массива. Это коричневато-серые массивные породы, характеризующиеся почти полным отсутствием арфведсонита и ничтожным содержанием вторичного альбита, изредка образующего узкие каемки вокруг зерен нефелина.

Для характеристики внутреннего строения интрузии фойяитов ниже, по данным авторов, приводится краткое описание ее полного разреза от горы Кукисумчорр на юго-востоке до р. Каскасюнайок на северо-востоке. У контакта с гнейсовидными рисчорритами фойяиты представлены средне-крупнозернистой трахитоидной разновидностью светло-серого, почти белого цвета. Из фемических минералов резко преобладает арфведсонит, спорадически встречается эгирин. Содержание альбита колеблется в пределах 30—70%. По мере удаления от контакта постепенно возрастает содержание пироксена и параллельно убывает количество амфибала и альбита. На расстоянии 6,8 км от начала разреза содержание последнего уже не превышает 30—50%. Далее в интервале 6,8—11,5 км развиты серые эгирин-арфведсонитовые фойяиты. Порода еще отчетливо альбитизирована, но менее интенсивно, чем вышеописанные разновидности.

На расстоянии 11,5—12,9 км от начала разреза развиты слабо альбитизированные фойяиты, занимающие промежуточное положение между эгирин-арфведсонитовыми и эгирин-авгитовыми разновидностями. Цветной минерал в них в основном представлен эгирином, в подчиненном количестве содержатся арфведсонит и эгирин-авгит. Альбитизация проявляется в перититизации калиевого полевого шпата и в развитии тонких каемок альбита вокруг зерен нефелина.

В интервале 12,9—17,5 км распространены коричневато-серые массивные эгирин-авгитовые фойяиты, состоящие в основном из анортоклаза (60—65%), нефелина (30%), эгирин-авгита (5—10%). Калиевый полевой шпат лишь изредка содержит волосовидные вrostки альбита.

На примере данного разреза показано зональное строение фойяитовой интрузии. Отдельные разновидности фойяитов связаны между собой постепенными переходами. В направлении от контакта интрузии к ее центру содержание альбита и амфибола в породе постепенно убывает.

Жильные нефелиновые сиениты. Представлены лейкократовыми мёлкозернистыми четко трахитоидными породами с размером зерен 1—4 мм, изредка среди них отмечаются массивные и порфировидные разновидности. Большая часть жильных тел залегает в арфведсонитовых фойяитах, реже они встречаются среди эгирино-арфведсонитовых, в единичных случаях — среди эгирин-авгитовых. Необходимо отметить, что неравномерность распределения жильных образований по площади, возможно, является кажущейся, обусловленной слабой обнаженностью центральных частей фойяитового ядра. Жильные дифференциаты фойяитов образуют пластинообразные, реже неправильные тела преимущественно согласные, реже секущие трахитоидность вмещающих пород. Мощность жил колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров, изредка достигая 50—60 м. Наиболее крупные из них прослежены по длине более чем на 100 м. Контакты жил с фойяитами обычно резкие отчетливые, реже постепенные.

Микроструктуры этих жильных образований гипидиоморфозернистые. Главными минералами являются калиевый полевой шпат, альбит, нефелин, эгирин и арфведсонит. К второстепенным и акцессорным относятся сфен, эвколит, апатит, астрофиллит, канкриин и содалит.

Контактовые взаимоотношения фойяитов с окружающими породами

Контакты мелкозернистых нефелиновых сиенитов краевой зоны фойяитов с ксенолитами роговиков на Саамском перевале, как правило, резкие, отчетливые (рис. 10). В сиенитах кристаллы полевого шпата и чешуйки лепидомелана располагаются параллельно контурам ксенолитов. Только в случае глубокой ассимиляции щелочной магмой контактных роговиков отмечены постепенные переходы между обеими породами. При этом в нефелиновых сиенитах сохраняются реликтовые участки незамещенных роговиков размерами от 2—4 мм до 5—10 см в поперечнике.

Контакты фойяитов с трахитоидными хибинитами обнажаются на западных и восточных склонах горы Коашкар. У подножия последней в приконтактовой зоне шириной 4—5 м фойяиты становятся четко полосчатыми. Полосчатость обусловлена тонким чередованием слоев, обогащенных цветными минералами, шириной 1—

4 мм с лейкократовыми прослойками мощностью 10—15 мм. Залегание полосчатости согласно с плоскостью контакта. Расслоенные фойяиты по мере удаления от границы с трахитоидными хибинитами постепенно сменяются обычными трахитоидными разновидностями. Трахитоидные хибиниты в контактной зоне не претерпевают изменений состава и текстур.

В 0,6 км севернее вершины горы Коашкар авторами описана эруптивная брекчия с фойяитовым цементом и обломками ромбен-порфиров, роговиков и трахитоидных хибинитов. Трахитоидность в фойяитах отчетливо повторяет неровности угловатых ксенолитов трахитоидных хибинитов размером 0,5—1,5 м в поперечнике.

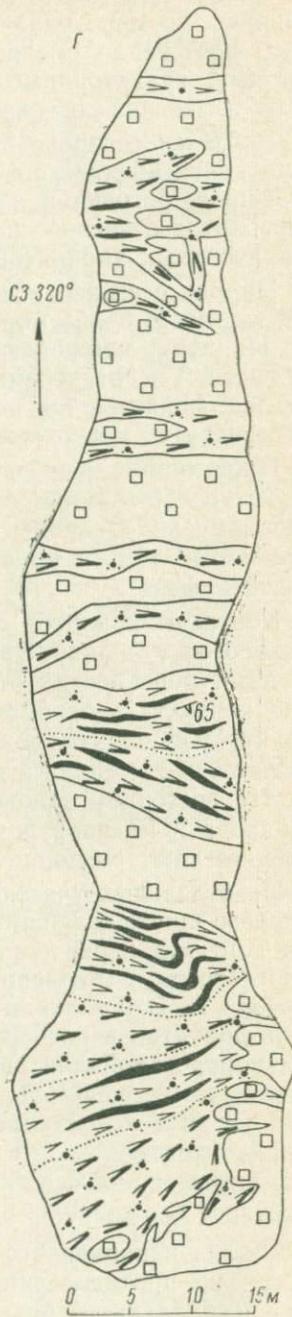
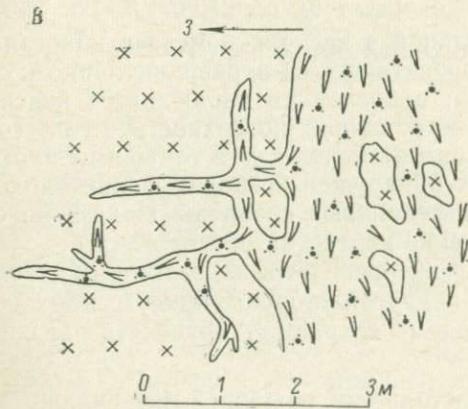
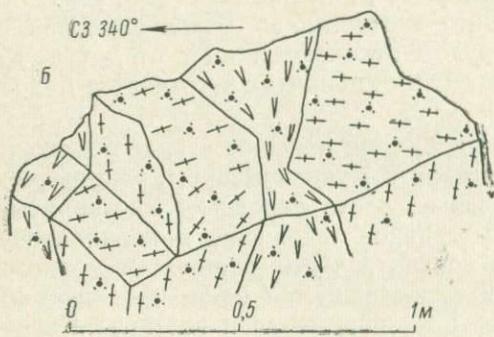
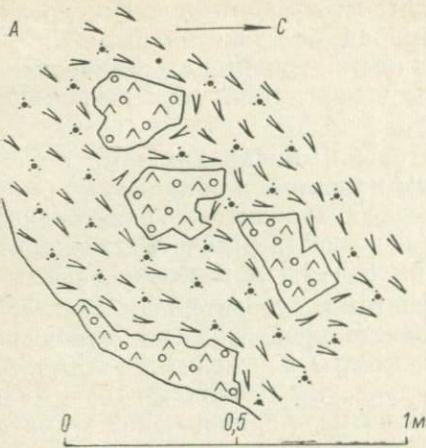
Наряду с вышеописанными фактами, убедительно свидетельствующими о более молодом возрасте фойяитов по отношению к хибинитам, наблюдаются их контакты с неясными взаимоотношениями. Так, на перемычке между двумя вершинами горы Коашкар как фойяиты, так и хибиниты по мере приближения к контакту становятся мелкозернистыми и четко трахитоидными.

Простижение обеих пород СВ 50°, падение на северо-запад под углом 70—80°. Линия контакта неотчетливая, слабо заметная, по внешнему виду породы с трудом отличаются друг от друга. Как в фойяитах, так и в приконтактовых хибинитах встречается медово-желтый сфеен.

Контакты фойяитов с рисчорритами описаны в ряде обнажений на хребтах Коашкар, Эвеслогчорр и Кукисвумчорр. Границы между ними повсеместно отчетливые, часто неровные. Рисчорриты в зоне контакта сохраняют массивное сложение и пойкилитовую структуру. Фойяиты вблизи контакта часто становятся мелкозернистыми, четко полосчатыми и обогащаются цветными минералами. На восточном склоне горы Кукисвумчорр и на горах Каскасюначорр и Рисчорр жилы пегматоидных и трахитоидных фойяитов рассекают рисчорриты и содержат их обломки.

На отдельных участках длиной в несколько метров кристаллы полевого шпата в фойяитах ориентированы перпендикулярно к линии контакта с рисчорритами; в последних наблюдается неясная полосчатость, параллельная пограничной поверхности. На горе Рисчорр А. В. Галаховым и авторами наряду с секущими апофизами фойяитов в рисчорритах обнаружен ксенолит фойяитоподобных пород в пойкилитовых нефелиновых сиенитах. Нельзя не отметить, что весьма часто изучение контактов рисчорритов с фойяитами не дает ясной картины их возрастных взаимоотношений. В приконтактной зоне с той и другой стороны присутствуют пегматоидные обособления, фойяиты сохраняют крупность зерна и массивное сложение.

Анализ накопленного к настоящему времени материала, несмотря на противоречивость отдельных наблюдений, показывает, что преобладающее большинство фактов все же говорит о более молодом возрасте фойяитов по отношению к рисчорритам.



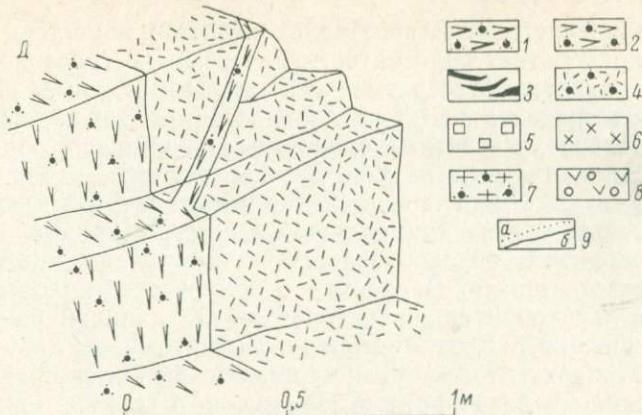


Рис. 10. Контактовые взаимоотношения фойяитов.

А — ксенолиты ороговиковых метадиабазов в трахитоидном фойяите (г. Коашкар); *Б* — ксенолиты трахитоидного хибинита в трахитоидном фойяите (г. Коашкар); *В* — апофизы трахитоидного фойяита в массивном рисчорите (г. Рисчорр); *Г* — зона контакта трахитоидного фойяита с массивным полевошпатовым уртитом (г. Коашкар); *Д* — контакт трахитоидного фойяита с массивным лявофоритом (перевал между Сев. Суолайвом и Намуйвом).

1 — пегматоидный фойяит; 2 — трахитоидный фойяит; 3 — расслойный фойяит; 4 — массивный лявофорит; 5 — массивный полевошпатовый уртит; 6 — массивный рисчоррит; 7 — трахитоидный хибинит; 8 — ороговиковый метадиабаз; 9 — условная граница постепенного перехода (*a*), интрузивный контакт (*b*).

Фойяиты непосредственно соприкасаются с породами комплекса ийолит-уртитов лишь в одном пункте — на южном отроге безымянной высоты между горами Ньюрпахк и Коашкар. Здесь фойяит, характеризующийся крайней неоднородностью состава и сложения, образует систему жил мощностью до нескольких метров в массивном полевошпатовом уртите 2-й субфазы. Фойяит рассложен на полосы, отличающиеся соотношением главных минералов, зернистостью и сложением. Полосчатость жильного фойяита огибает неровности контактов и уртитовых ксенолитов.

Поскольку в геологической литературе, посвященной Хибинам, ранее отсутствовали описания взаимоотношений между этими породами, наши наблюдения впервые позволили датировать более молодой возраст фойяитов по отношению к ийолит-уртитам.

Взаимоотношения фойяитов с лявофоритами описаны на Умбозерском перевале, в ущелье Рыбкоб, на горе Лявофорр. На Умбозерском перевале граница между ними прослежена на 100 м. Массивные лявофориты на интервале шириной 1 м постепенно сменяются мелкозернистыми фойяитами с заметной трахитоидностью. На расстоянии нескольких метров последние переходят в обычные крупнозернистые фойяиты.

Жилы фойяитов с резкими прямолинейными или же слабозаметными извилистыми границами зафиксированы в ближайших выходах лявофоритов.

В 0,5 км южнее, на плато Рисчорр, контакт между фойяитами и рисчорритами прослежен по падению на 1,5 м. Поверхность его

отчетливая неровная. В зоне эндоконтакта мощностью 0,1—0,3 м фойяит приобретает полосчатость, залегающую согласно с поверхностью контакта. Полосчатые фойяиты далее, через 20—40 см, сменяются трахитоидными разновидностями. В ущелье Рыбкоб и на горе Лявочорп взаимоотношения фойяитов и лявочорритов изучены в ряде естественных выходов. Здесь в зоне эндоконтакта шириной 2—15 м фойяиты постепенно переходят в мелкозернистые мезократовые трахитоидные сиениты, иногда имеющие порфироидное сложение, обусловленное наличием вкраплеников калиевого полевого шпата. В сиенитах обнаружен эллипсоидальный ксенолит лявочорритов, ориентированный длинной осью параллельно контакту. Контакт между фойяитами и лявочорритами резкий. Приконтактовые мелкозернистые фойяиты образуют апофизы и жилы в лявочоррите. Изменения в составе или структуре последних отсутствуют.

Уменьшение зернистости и появление полосчатых текстур в фойяитах у контактов с лявочорритами, наличие апофиз фойяитов, секущих лявочорриты, ксенолиты последних в фойяитах — эти факты свидетельствуют о более молодом возрасте фойяитов относительно лявочорритов. Вместе с тем существование в отдельных случаях постепенных взаимопереходов между ними позволяет считать их близкими по времени образования.

Приведенный выше материал о взаимоотношениях фойяитов с вмещающими породами говорит о том, что наряду с отчетливыми контактами с ясно различимыми возрастными соотношениями часто отмечаются неотчетливые контактовые взаимоотношения, не позволяющие судить о последовательности внедрения пород, иногда же обнаруживаются взаимопротиворечивые явления.

Неотчетливость контактовых взаимоотношений, по мнению авторов, вызвана, с одной стороны, ассимиляцией окружающих пород при внедрении фойяитов, с другой — наложенными процессами вторичной перекристаллизации и альбитизации, особенно интенсивно проявившимися у границ разновозрастных интрузивных комплексов.

При анализе особенностей состава и строения интрузий III периода лявочорритов и фойяитов устанавливаются те же закономерности, которые выявлены для интрузивных комплексов I и II периодов.

Раннему члену периода — лявочорритам — свойственны массивные текстуры и сравнительная бедность минералами, содержащими в своем составе летучие компоненты. В их более позднем аналоге, фойяитах, широко развиты трахитоидные, полосчатые текстуры, а также минералы, в которых летучие играют существенную роль (арфведсонит, лепидомелан).

В то же время лявочорриты и фойяиты по внешнему облику и особенностям минерального состава тесно связаны между собой, довольно отчетливо отличаясь от интрузивных комплексов предыдущих периодов.

В Хибинском массиве известно более тысячи пегматитовых жил, секущих хибиниты, рисчорриты, ийолит-уриты, лявочорриты и фойяиты. Среди окружающих массив гнейсов и диабазов щелочные пегматиты не встречены.

Особенно обильно щелочные пегматиты распространены у границ разновозрастных интрузивных комплексов, в зонах тектонических нарушений и смятий. Большинство пегматитовых полей, сравнительно высоко насыщенных жилами, располагается у контактов лявочорритов и фойяитов. Отдельные поля пегматитов выявлены среди трахитоидных хибинитов. Количество жил на площади 1 км² местами достигает здесь 40—80. Многие исследователи отмечали широкое развитие пегматитов в районе северных отрогов горы Ньоркпахк, на горах Коашкар, Эвеслогчорр, Юкспор, Часночорр, Рестинюон, Ньоркявшпахк и у Саамского перевала.

Форма пегматитовых тел чаще всего линейно-вытянутая, реже изометрическая или линзовидная. Протяженность их меняется от 3—6 до 400 м, мощность — от 0,2 до 20 м, с преобладанием 0,5—2 м. По отношению к простиранию первично расслоенных вмещающих пород пегматиты занимают как согласное, так и секущее положения, иногда проходя под различными углами к направлению трахитоидности. Работами ряда исследователей установлена приуроченность жил к концентрическим, радиальным, диагональным трещинам отдельности. Углы падения пегматитовых тел непостоянны. Преобладают крутопадающие жилы (60—90°), но нередко отмечаются пологолежащие (20—50°) и горизонтальные тела.

По составу главных породообразующих минералов пегматиты сходны с окружающими породами. Однако пегматиты, распространенные в хибинитах, рисчорритах и фойяитах, характеризуются некоторым обогащением полевым шпатом, а залегающие в ийолит-уритах, — нефелином. Основным отличием пегматитов от вмещающих щелочных пород служит их более крупнозернистое сложение. Образующие основную массу пегматита крупные кристаллы калиевого полевого шпата, эгирина, нефелина, арфведсонита и энгматита имеют размер от 3 до 20 см. Кристаллы полевого шпата и цветных минералов обычно ориентированы беспорядочно, иногда располагаются перпендикулярно к внешним ограничениям жилы. В них нередко обнаруживаются отдельные реликтовые неправильные участки, состоящие из мелких зерен полевого шпата, нефелина и эгирина, которые по своему составу и структуре отвечают окружающим нефелиновым снеитам.

Ксенолиты вмещающих пород в щелочных пегматитах не наблюдались. Среди щелочных пегматитов встречаются как недифференцированные, так и дифференцированные тела. Недифференцированные пегматиты обычно имеют неправильную линзообразную форму.

Дифференцированные пегматиты, количество которых составляет около 10—15% от общей массы жил, образуют пластообраз-

ные, реже четковидные и линзовидные тела. Они характеризуются симметрично или асимметрично зональным строением. Количество зон, отличающихся по минеральному составу и текстурам, варьирует от двух до пяти. Различным зонам, мощность которых меняется от 2 до 20 см, присущи колебания в содержании калиевого полевого шпата, эгирина и нефелина от 10 до 50%.

Контакты пегматитов с вмещающими породами, как правило, постепенные. При движении от периферии к центру в некоторых жилах наблюдается постепенное увеличение крупности кристаллов. Весьма характерны неправильные ломаные границы жил с проникновением крупных кристаллов по трещинам в боковые породы.

В отдельных случаях вблизи недифференцированных пегматитовых тел в щелочных породах наблюдались включения крупных кристаллов полевого шпата, непосредственно не связанных с жилами. Так, например, на горе Рестиньюн описана пегматитовая жила, которая по мере движения от ее центра к контактам постепенно разобщается на ряд обособленных кристаллов, заключенных в фойяитах. Для дифференцированных пегматитов типичны более четкие, но нерезкие контакты. Переход пегматитов в окружающие сиениты осуществляется на расстоянии 3—4 см; околовильные изменения в боковых породах не устанавливаются.

Главными пордообразующими минералами щелочных пегматитов являются калиевый полевой шпат, нефелин, арфведсонит, эгирин, эвдиалит, энigmatит. К второстепенным и вторичным минералам относятся сфен, альбит, канкринит, содалит, анальцим, натролит, лепидомелан, лопарит, ферсманит, кальцит, апатит, ловчоррит, ринколит, вудъяврит и ряд более редких акессорных минералов.

Калиевый полевой шпат представлен микроклин-пертитом, микроклином или ортоклазом. Микроклин-пертит занимает от 50 до 80% объема пегматитовых жил. Обычная форма кристаллов его таблитчатая. Количество пертитовых вростков варьирует от единиц процентов до 70—80% площади кристалла микроклина. Ортоклаз отмечается преимущественно в пегматитах, залегающих в рисчорритах.

Нефелин присутствует в большинстве пегматитовых жил. Содержание его варьирует от 5 до 40%, а размер кристаллов — от 1 до 10 см. Нередко он замещается альбитом, анальцимом, канкринитом или натролитом. Арфведсонит образует призматические кристаллы длиной до 0,4 м. Эгирин, являющийся главным цветным минералом пегматитов, представлен тремя генерациями. Эгирин I генерации образует крупные призматические кристаллы черного цвета. Эгирин II генерации представлен тонкоигольчатыми, радиально-лучистыми или спутанно-волокнистыми агрегатами темно-зеленого цвета. Величина отдельных кристаллов достигает 15—20 см. Эгирин III генерации, также образующий радиально-лучистые агрегаты, окрашен в бледно-зеленые тона. Энigmatит постоянно встречается в жилах в виде уплощенных призматических кристаллов величиной до 0,3—0,5 м. Эвдиалит, присутствующий в

большинстве жил, образует скопления неправильных зерен и кристаллов до 10 см. Содержание его не превышает нескольких процентов, только на отдельных участках в гнездах достигает 70—80%.

Астрофиллит образует радиально-лучистые агрегаты («солница») диаметром до 10 см или отдельные игольчатые кристаллы длиной 1—7 см. Каёмки его часто окружают кристаллы и скопления энигматита.

Щелочные пегматиты в ряде случаев обогащены редкоземельными минералами. В разведанных жилах Юкспорского месторождения содержание ловчоррита достигает 10—12%. Пегматитовые жилы, где присутствует 10—15% ринколита и ловчоррита, выявлены на южных склонах горы Эвеслогчорр. В пегматитовых жилах участка Рестиньюн установлены несколько повышенные содержания лопарита и единичные кристаллы пирохлора. Во всех пегматитовых телах распределение редких и рассеянных минералов крайне неравномерно.

По данным спектрального анализа количество редких элементов в отдельных пробах пегматита достигает, %: ниобия 0,1—0,5, церия 0,1—0,5, иттрия 0,1, циркония 1. Повышенное содержание редких элементов связано с наличием таких минералов, как ринколит, ловчоррит, вудъявит и эвдиалит.

Несмотря на высокие содержания редких элементов в отдельных пробах, щелочные пегматиты в силу непостоянства оруденения, малых размеров и сложной морфологии тел не представляют собой объекта, практически интересного для промышленного освоения.

По мнению большинства исследователей [35, 55], щелочные пегматиты формировались на заключительных стадиях застывания пород каждого из последовательно внедрившихся интрузивных комплексов, т. е. они являются разновозрастными. В пользу такого мнения свидетельствует то, что набор присутствующих в пегматитах акцессорных и типоморфных минералов тождествен минералам материнских пород данной интрузии.

Щелочные пегматиты, располагающиеся в зонах позднейших тектонических нарушений, совместно с вмещающими породами подвергаются рассланцеванию и блокированию. В результате наложенных тектонических дислокаций они приобретают полосчатые, гнейсовидные и очковые текстуры.

По сравнению с эгирино-альбитовыми жилами и породами дайкового комплекса щелочные пегматиты являются более древними образованиями. На участке Рестиньюн неоднократно наблюдались случаи пересечения пегматитов жилами эгирино-альбитовых пород. На горе Эвеслогчорр описана меридиональная дайка тингуайта, пересекающая серию пегматитовых жил широтного простириания. Аналогичные возрастные взаимоотношения между пегматитовыми телами и дайками установлены на горах Партомчорр, Лявочорр и Ньоркяврпахк.

Подавляющее большинство исследователей рассматривало щелочные пегматиты как продукт фракционной кристаллизации богатой летучими остаточной магмы [7, 54]. Однако факты изолированного роста крупных кристаллов в материнских породах, наличие в пегматитах реликтов вмещающих сиенитов, отсутствие приконтактовых изменений и ксенолитов, общность их состава с нефелиновыми сиенитами, залегание только в интрузивных комплексах массива и другие дают основание считать, что формирование их в значительной степени связано с процессами перекристаллизации и метасоматоза. Вопросы генезиса пегматитовых тел требуют дальнейшего изучения.

IV ПЕРИОД

В предыдущих главах показано, что формирование каждого интрузивного комплекса Хибинского массива сопровождалось автометаморфическими процессами, вызвавшими амфиболизацию эгирина, шпреутейнизацию нефелина, появление жилок натролита, карбонатов, незначительное развитие вторичного альбита и т. д. Помимо автометаморфических явлений, связанных с заключительными стадиями застывания разновозрастных интрузий, интенсивная постмагматическая деятельность имела место после консолидации всего плутона в IV периоде его становления. Комплекс метасоматических изменений IV периода, отличающихся от автометаморфических как по масштабам развития, так и по особенностям минеральных ассоциаций, привел к интенсивной альбитизации нефелиновых сиенитов и образованию эгирин-альбитовых жил.

Альбитизация

Альбитизированные хибиниты, фойяиты и лявофориты, широко распространенные в зонах тектонических нарушений и у контактов разновозрастных интрузивных комплексов, хорошо распознаются по своей более светлой окраске. Размеры зон альбитизации варьируют от десятков метров до километров по ширине и от 100—200 м до десятка километров по протяженности.

Проведенные исследования позволили выделить зоны альбитизации двух типов. К первому типу принадлежат зоны контактов лявофоритов и фойяитов, а также небольшие участки хибинитов в западной части массива, где постмагматическим изменениям подвергались породы, не претерпевшие тектонических дислокаций. Ко второму — участки выклинивания пород комплекса хибинитов на горах Малый Валепахк и Коашкар и перекристаллизованные нефелиновые сиениты хр. Эвеслогчорр, процессам альбитизации которых предшествовало дробление, способствовавшее циркуляции растворов.

Концентрическая зона альбитизации, проходящая вдоль контакта лявофоритов и фойяитов, имеет протяженность 63 км при ширине от 5 до 12 км. По мере удаления от контактов интенсив-

ность процессов альбитизации постепенно затухает. В измененных разностях лявофоритов, фойяитов и хибинитов при хорошей сохранности первичных магматических структур общее количество альбита возрастает от 5—10 до 20—40% в исходной породе. Этот более поздний альбит образует пластинчатые кристаллы, нередко пересекающие зерна породообразующих минералов, или развивается в виде мелкозернистого агрегата по периферии зерен калиевого полевого шпата, иногда проникая внутрь их по микротрешинам. Резко увеличивается насыщение кристаллов ортоклаза перититовыми вrostками. Иногда наблюдаются случаи почти полного замещения зерен микроклин-пертита шахматным альбитом. В измененных фойяитах и лявофоритах различить автометаморфический и более поздний альбит практически невозможно. В пользу наложенного проявления альбитизации косвенно свидетельствуют лишь приуроченность ее к границе разновозрастных комплексов с постепенным затуханием интенсивности изменений при удалении от контакта.

Несколько иной характер носит альбитизация хибинитов и перекристаллизованных нефелиновых сиенитов на горах Малый Валепахк, Коашкар и Эвеслогчорр. Процессам натрового метасоматоза, вызывавшим альбитизацию, предшествовали тектонические дислокации, приведшие к грануляции и перетиранию первичных пород. В межгранулярных пространствах в изобилии появляется мелкозернистый сахаровидный альбит. Местами наблюдается концентрация его в мономинеральные прожилки, секущие в различных направлениях хибиниты и перекристаллизованные нефелиновые сиениты. Таким образом, в данном случае процессы альбитизации отделены во времени от конечных стадий консолидации интрузивных комплексов периодом тектонических деформаций, поэтому связывать образование вторичного альбита с автометаморфизмом оснований не имеется.

Ийолит-уртиты и рисчорриты по существу не затронуты вторичной альбитизацией. Появление 5—15% альбита отмечается в них лишь на расстоянии 5—100 м от контактов с хибинитами и фойяитами.

Отсутствие альбитизации в интрузиях II периода, по-видимому, объясняется недосыщенностью их кремнеземом и обогащением калием по сравнению с хибинитами и фойяитами. В связи с недостатком кремнезема натровый метасоматоз привел к выделению здесь не альбита, а вторичного нефелина, присутствие которого в рисчорритах констатировано И. П. Тихоненковым [78] и авторами [38].

Вопрос о причинах отсутствия альбитизации в рисчорритах не исчерпывается рассмотренным выше объяснением и требует дальнейшего изучения. Наложение альбитизации на хибиниты, лявофориты, наиболее молодые фойяиты и перекристаллизованные нефелиновые сиениты дает основание считать, что процессы натрового метасоматоза относятся к периоду завершения эндогенной деятельности, питавшего Хибинскую интрузию глубинного очага.

Верхний возрастной предел процессов альбитизации определяется тем, что альбитизированные породы на горах Эвеслогчорр, Рестиныон и Коашкар пересекаются эгирино-альбитовыми жилами и дайками лампрофиров.

Эгирино-альбитовые жилы

Эгирино-альбитовые жилы залегают как в щелочных породах Хибинского массива, так и в окружающих его гнейсах и диабазах. Особенно обильно распространены они в зонах тектонических нарушений и смятий на горах Эвеслогчорр, Рестиныон и Коашкар. В районе горы Рестиныон на площади 9 км² выявлено более 200 жил. За пределами тектонически ослабленных участков наблюдаются лишь одиночные тела этих пород. Длина жил варьирует от 5—10 до 1300 м при мощности от нескольких сантиметров до 150 м. Характерны сложность конфигурации, невыдержанность простирания и мощности, непостоянство количественно-минералогического состава и текстур этих пород. Форма жил в плане неправильная, ветвистая, четкообразная, линзовидная. На расстоянии 5—10 м мощность их варьирует от 20 м в раздувах до 10—50 см в пережимах. По отношению к трахитоидности и гнейсовидности вмещающих пород они занимают как согласное, так и сектущее положение. На горах Рестиныон и Намуайв преобладает северо-западное простиранье жил, соответствующее залеганию трахитоидности. На горе Коашкар помимо согласных известны сектущие тела, ориентированные под углами 20—80° к простиранию первичной расслоенности вмещающих пород. В районе горы Валепахк жилы вытянуты в субширотном направлении, углы падения их меняются от 20 до 80°.

Описываемые жильные породы состоят главным образом из эгирина и альбита. В подчиненных количествах в них присутствуют арфведсонит, микроклин и ортоклаз. Данным жилам присущее чрезвычайное разнообразие акцессорных и вторичных минералов, представленных лампрофиллитом, флюоритом, апатитом, сfenом, цирконом, пирохлором, лопаритом, ферсманитом, ловчорритом, ринколитом, вудъяритом, торитом, ильменитом, магнетитом, лимонитом, гематитом, пиритом, сфалеритом, эвдиалитом, шпреуштейном, натролитом, кальцитом и анатазом.

В пределах одного тела содержание эгирина и альбита может меняться от 10 до 90%. По их соотношению могут быть выделены существенно эгириновые и существенно альбитовые жилы. На горах Эвеслогчорр и Коашкар известны мономинеральные жилы эгиринидов и альбититов. Размер минеральных индивидов в жилах крайне изменчив. Среди агрегатов мелкозернистого альбита и эгирина с величиной зерен до 1 мм нередко присутствуют скопления или одиночные кристаллы тех же минералов величиной до 5—10 см. Вследствие увеличения размеров зерен эгирино-альбитовые породы местами приобретают пегматоидный облик. Длинные оси крупных кристаллов иногда ориентированы поперек внешних огра-

ничений жил. Структуры их типично кристаллобластические и порфиробластические.

По текстурным особенностям различаются сланцеватые, псевдопорфировые, пятнистые и полосчатые эгирин-альбитовые породы. Сланцеватые разновидности характеризуются хорошо выраженным субпараллельным расположением пластинчатых и игольчатых кристаллов эгирина, вследствие чего они легко колются на тонкие плитки. Иногда в них присутствуют вытянутые по сланцеватости линзовидные обособления ринколита шириной 1—10 см при длине 5—20 см. В жилах с псевдопорфировой текстурой на фоне основной мелкозернистой массы наблюдаются крупные (до 5 см длиной) кристаллы калиевого полевого шпата, представляющие собой реликты первичной незамещенной породы. Нередко кристаллы ортоклаза и микроклин-пертита корродируются шахматным альбитом.

Жилы с полосчатой и пятнистой текстурой залегают в гнейсах и роговиках по диабазам. Пятнистая текстура обусловлена округлыми или неправильными скоплениями эгирина, неравномерно распределенными среди белой мелкозернистой альбитовой массы. Размер «пяты» колеблется от 0,5 до 1,5 см. В полосчатых породах наблюдается чередование прослоев существенно эгиринового и альбитового состава, ширина прослоев от долей до 5—7 см. Направление полосчатости соответствует ориентировке гнейсовидности во вмещающих породах.

Кристаллы эгирина в описываемых жилах часто содержат реликтовые включения калиевого полевого шпата и нефелина. Нередко они приурочены к оперяющим жилы трещинам и зонкам дробления в хибинитах, лягвичорритах и фойяитах. Ассоциирующий с эгирином альбит образует неправильные зерна (диаметром в десяти доли миллиметра) и хорошо ограненные кристаллы (размером до 10 см по длиной оси). По времени образования выделяются две генерации альбита. К первой относится полисинтетически сдвойниканный, обычно мелкозернистый альбит, ко второй — лейстовый альбит, кристаллы которого располагаются среди мелкозернистых агрегатов альбита I генерации.

Эвдиалит образует округлые и изометричные зерна, местами содержащие включения нефелина и калиевого полевого шпата. Апатит часто группируется в цепочки, рассекающие кристаллы микроклин-пертита и альбита.

Сфен встречается в виде неравномерно распределенных вкрапленников размером до 1,5 мм. В единичных случаях его содержание в породе достигает 10—20%. Циркон и пирохлор представлены неравномерно распределенными идиоморфными или неправильными зернами размером 0,2—3 мм.

Границы эгирин-альбитовых жил с нефелиновыми сиенитами и ийолит-урититами — резкие, прямолинейные или изломанные. Контакты их с фенитами либо резкие, либо постепенные. В последнем случае породы сменяются на расстоянии 5—30 см, уменьшается содержание эгирина и увеличивается количество микроклина. От

зальбандов жил часто отходят перистые нитевидные прожилки эгирина. Внутри жильных тел нередко обнаруживаются останцы незамещенных вмещающих пород. Так, на горе Эвеслогчорр среди эгирино-альбитовой массы наблюдаются участки щелочных пегматитов и рисчорритов длиной до 0,5 м, обычно вытянутые по простиранию жил. Здесь же описаны случаи, когда рассеянные линзочки эгирина и альбита в рассланцовых рисчорритах постепенно сливаются в жилоподобные тела. На горе Валепахк среди эгирино-альбитовых тел отмечались неправильные участки фенитов, сохранившие элементы залегания гнейсовидности вмещающих пород. Размер их 0,2—0,3 м. Эгирино-альбитовые породы связаны с фенитами постепенными переходами. Очертания контактов жил нередко соответствуют ориентировке гнейсовидности вплоть до обтекания микроскладок во вмещающих фенитах. В качестве реликтовых минералов в агрегатах альбита и эгирина наблюдаются кварц и биотит. У ст. Хибины роговики на расстоянии 10—20 см от контактов жил содержат включения и линзочки эгирина и альбита длиной 5—15 см.

Наличие среди жил незамещенных останцов вмещающих пород с унаследованными элементами залегания, постепенные переходы эгирино-альбитовых пород в фениты, весьма неправильная форма тел с резкими раздувами и пережимами, чрезвычайное непостоянство количественно-минералогического состава и текстур дают основание считать их метасоматическими образованиями, возникшими в результате циркуляции растворов по ослабленным зонам.

Залегание эгирин-альбитовых тел во всех интрузивных комплексах Хибинского массива, в том числе в наиболее поздних фойяитах свидетельствует о том, что их формирование происходило после завершения собственно магматического этапа становления плутона. С другой стороны, на Рестинююне они пересекаются поздними дайками тингуанта и содержатся в обломках брекчии, цемент которой сложен мончikitами.

Заканчивая настоящую главу, необходимо разъяснить причины, побудившие авторов отнести процессы альбитизации и образования эгирин-альбитовых жил к IV периоду становления массива, отделив их во времени от автометаморфических преобразований, присущих последним этапам застывания различных интрузивных комплексов.

1. Зоны альбитизации и эгирино-полевошпатовые жилы секут перекристаллизованные и катаклазированные нефелиновые сиениты Эвеслогчорра и Рестинююна, возникшие в результате тектонических деформаций самой молодой интрузии фойяитов. Таким образом, их формирование отделено от внедрения фойяитов периодом тектонических нарушений.

2. Эгирино-полевошпатовые жилы иногда залегают на расстоянии до 1 км от границ массива. Проявления автометаморфизма в Хибинском массиве обычно ограничены площадью интрузии, с которой они генетически связаны.

3. Протяженность зон альбитизации до десятков километров при ширине более 5 км свидетельствует о широком масштабе постмагматической деятельности. В то же время автометаморфические процессы имеют локальное развитие, приводя лишь к образованию маломощных гидротермальных жил и незначительному замещению первичных минералов.

4. Минеральные ассоциации, возникшие в результате постмагматической деятельности в IV периоде, качественно отличны от автометаморфических парагенезисов. Минеральные ассоциации IV периода представлены эгирином, альбитом, цирконом, пирохлором и т. д. Продуктами автометаморфических процессов являются щелочной амфибол, цеолиты, карбонаты, натролит, эвдиалит, отчасти ринколит и ловчоррит. Таким образом, минеральные парагенезисы IV периода принадлежат к более высокотемпературным ассоциациям.

Широкое развитие гидротермальной деятельности в IV периоде становления массива обусловлено продолжением функционирования глубинного очага после консолидации главных интрузивных комплексов.

Вопросы взаимоотношения позднейших постмагматических процессов с автометаморфизмом, подвижности элементов, метасоматической зональности, по существу, не изучены. Они требуют дальнейшей разработки.

КОМПЛЕКС ДАЙКОВЫХ ПОРОД

К настоящему времени в Хибинском массиве описано около 120 дайковых тел, сложенных ультраосновными и щелочными породами [35, 54, 55]. Наиболее распространены они в зонах тектонических нарушений и у контактов разновозрастных интрузивных комплексов в районах гор Коашкар, Ньоркпахк, Эвеслогчорр, Рестинююн, Поачвумчорр, Кукисвумчорр и у перевала Чорргор. Площади отдельных дайковых полей обычно невелики — 0,1, реже до 0,2 км², а количество даек в них доходит до 15—20. Протяженность даек, имеющих, как правило, пластинообразную форму, колеблется от 3—5 до сотен и даже тысячи метров при мощности, варьирующейся от нескольких сантиметров до 8—10 м.

Так, «Большая дайка» тингуита, описанная Б. М. Куплетским [54], прослеживается по естественным выходам на 2,5 км от горы Кукисвумчорр до оз. Академического. Дайки основного и ультраосновного состава заполняют обычно вертикальные и крутопадающие трещины концентрических направлений; лампрофиры и щелочные габброиды тяготеют к зонам контактов разновозрастных интрузий, а также к радиальным и концентрическим трещинам; щелочные трахиты и тингуиты приурочены к радиальным разломам. Контакты даек с вмещающими породами обычно резкие, ровные. В периферической части дайковых тел располагаются зоны закалки шириной до 3 см. Иногда от главного дайкового тела ответвляются апофизы во вмещающие породы. Изредка встречают-

ся ступенчатые дайки и трубообразные тела эруптивных брекчий, приуроченные к узлам пересечения концентрических и радиальных разломов. Трубообразные тела, описанные нами в районе горы Рестиньюн и на перемычке между возвышенностями Намуайв и Сев. Суолуайв, залегают в рисчорритах и ийолит-уритатах. В плане они имеют овальную, близкую к изометричной форму с диаметром 80—240 м.

Обломки брекчий, заключенные в мончикитовом цементе, представлены рисчорритами, уритатами, эгирин-альбитовыми породами. Форма обломков неправильная, часто угловатая, размер их колеблется от нескольких миллиметров до 15—20 см. В брекчиях развиты процессы вторичных замещений, в изобилии появляются биотит, кальцит и серпентин. Генезис трубообразных тел эруптивных брекчий не ясен. Повидимому, их следует рассматривать как трубы взрыва, образование которых связано с поднятием магм по зонам резко пониженных давлений, возникавших в узлах пересечения концентрических и радиальных разломов.

Среди пород, слагающих дайки, по составу и относительному возрасту выделены 4 группы (от молодых к более древним):

- 1) щелочные трахиты и тингуайты;
- 2) щелочные габбронды (тералиты, шонкиниты, щелочные базальты);
- 3) лампрофиры (камптониты, мончикиты);
- 4) основные и ультраосновные породы (пироксениты, пикриты, диабазы и оливиниты).

Между типичными представителями даек различного состава существуют промежуточные разновидности.

Дайки основного и ультраосновного состава. Представлены оливинитами, пикритами, пироксенитами и диабазами, встречены лишь на северных склонах Хибинского массива, среди хибинитов и во вмещающих биотитовых гнейсах.

Пироксениты, пикриты и диабазы — темные, тонкозернистые, плотные породы иногда с мелкими порфировыми вкрапленниками авгита и магнетита.

Структура пироксенитов микропанидиоморфнозернистая с элементами порфировой. Главным породообразующим минералом является титанистый авгит (до 80% от объема породы), нередко замещаемый баркевикитом и биотитом. В подчиненном количестве присутствуют ильменит, сфен и первоскит.

Пикриты характеризуются порфировой структурой с микропанидиоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники, представленные оливином, реже титанистым авгитом, образуют призматические кристаллы. Основная масса сложена зернами титанистого авгита, магнетита и чешуйками вторичного биотита.

Структура диабазов офитовая. В составе их помимо моноклинного пироксена и альбитизированного среднего плагиоклаза присутствуют баркевикит, биотит, анальцим и магнетит. Кристаллы

пироксена обычно зональные; центральная часть их сложена титанистым авгитом, периферическая — эгирином.

Оливиниты отмечены только в керне из скважины в долине р. Вуониемиок. Это зеленовато-серая мелкозернистая порода, состоящая в основном из идиоморфных полиэдрических кристаллов оливина с подчиненным количеством диопсида и пикотита. Микроструктура оливинитов панидиоморфнозернистая.

Дайки лампрофиров (камптониты и мончикиты). Составляют до 40% от общего числа всех жильных тел. По особенностям состава и структуры среди них выделяются мончикиты и камптониты с рядом промежуточных разновидностей. Макроскопически это почти черные порфировые породы с тонкозернистой афанитовой основной массой. Основная масса мончикитов стекловатая. При сильном увеличении в ней различимы войлокоподобные агрегаты авгита, щелочного амфибала и зерна магнетита. В зависимости от состава вкрапленников среди мончикитов выделяются фурчиты с вкрапленниками титан-авгита и оливина и джумариты с фенокристаллами биотита и авгита.

При раскристаллизации стекловатого базиса и увеличении содержания в основной массе пироксена, амфибала, при появлении плагиоклаза мончикиты переходят в камптониты. Вкрапленники оливина в них обычно замещены серпентином, карбонатом и биотитом.

Дайки щелочных габброидов. Представлены тералитами, шонкинитами и щелочными базальтами, в пределах массива встречаются сравнительно редко. Они известны на перевале Чорргор, в ущелье Рамсея, на горах Петреуса и Ньюркпахке.

Тералиты и шонкиниты характеризуются темно-серой окраской, неравномернозернистым сложением, преобладанием титанистого авгита над нефелином и полевым шпатом. Из акцессорных минералов в них присутствуют сфен, апатит, титаномагнетит, из вторичных — баркевикит и биотит, развивающиеся по авгиту. Структура этих пород микрогипидиоморфнозернистая, участками порфировая. Вкрапленники образованы титанистым авгитом, иногда альбит-олигоклазом в тералитах или ортоклазом в шонкинитах. Пироксен имеет зональное строение: центральная часть его принадлежит титанистому авгиту, реже диопсиду, периферическая — эгирин-авгиту. Зерна нефелина и ортоклаза обычно прорастают микролитами титанистого авгита.

Щелочные базальты — плотные, темно-серые до черного, порфировидные породы. Вкрапленники представлены титанистым авгитом и баркевикитом. Тонкозернистая основная масса сложена пироксеном, амфиболом, полевым шпатом и темно-бурым стеклом.

Породы этой группы отличаются крайне непостоянным составом. Б. М. Куплетским [54] и авторами описаны дайки, отдельные участки которых сложены таралитами, переходящими в шонкиниты. Границы между ними в пределах единого дайкового тела то резкие и отчетливые, то неясные и постепенные.

Дайки щелочных трахитов и тингуаитов. В Хибинском массиве широко распространены тингуаиты, значительно реже встречаются щелочные трахиты. Характерной особенностью тингуаитов является светло-зеленая окраска и плотная афанитового сложения основная масса, на фоне которой отчетливо различимы таблитчатые вкрапленники полевого шпата, игольчатые кристаллы эгирина и округлые зерна нефелина. Распределение вкрапленников равномерное; количество их варьирует от 1—2 до 20% от объема породы. По составу тингуаиты являются меланократовой разновидностью нефелиновых сиенитов. Структура их порфировая с микролитовой и псевдосферолитовой основной массой. Последняя состоит из микролитов спутанноволокнистых и веерообразных агрегатов эгирина-авгита, ортоклаза, альбит-олигоклаза, мелких зерен нефелина и канкринита. На горах Рестиныон и Ньюркпахк описаны тингуаиты, содержащие фенокристаллы оливина.

Щелочные трахиты отличаются светло-серой окраской и порфировым сложением. Вкрапленники представлены ортоклазом, титанистым авгитом и щелочным амфиболом. Основная масса трахитовая. Ориентированные пластинчатые кристаллы ортоклаза содержат пойкилитовые вrostки амфибала и авгита. Количество цветных минералов не превышает 20%.

Породы дайкового комплекса моложе всех интрузивных и постмагматических образований Хибинского массива. Они пересекают хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты, фойяиты, щелочные пегматиты и эгирино-альбитовые жилы. Факты пересечения дайками лампрофиров и тингуаитов щелочных пегматитов и эгирино-альбитовых жил описаны на горах Эвеслогчорр и Рестиныон. Эгирино-альбитовые породы слагают обломки эруптивной брекции, сцепментированной мончикитом. Вместе с тем на горе Рестиныон установлено, что процессы ожелезнения накладываются на тела мончикитов и тингуаитов, являясь более поздними.

Относительно последовательности формирования даек различного состава существуют противоречивые представления (табл. 6).

Таблица 6

Сопоставление схем последовательности формирования дайковых пород
(от молодых к древним)

По Б. М. Куплетскому	По С. И. Заку, В. Н. Большевой
Рудный пироксенит	Щелочные трахиты и тингуаиты
Мончикиты, пикрит-порфиры	Щелочные габброиды (тералиты, шонкиниты, щелочные базальты)
Тералиты и шонкиниты	Лампрофиры (камптониты и мончикиты)
Щелочные базальты	Основные и ультраосновные породы (пироксениты, пикриты, диабазы и оливиниты)
Нефелиниты	
Тингуаиты и щелочные трахиты	

Согласно Б. М. Куплетскому [54], более древними дайковыми породами являются тингуанты, тералиты и шонкиниты, за которыми внедрились более основные по составу мончикиты, пикриты и пироксениты. Однако случаев пересечения одних даек другими Б. М. Куплетским не отмечено. Разработанная им схема последовательности формирования даек основана на приуроченности тел тингуантов и щелочных трахитов к наиболее ранним, по его данным, субширотным трещинам, а щелочных базальтов — к поздним меридиональным расколам.

Авторами на северных склонах горы Коашкар описана дайка тингуанта, пересекающая под прямым углом два параллельных тела камptonитов. П. И. Прокофьевым в 1932 г. на горе Ньоркпахк наблюдалось пересечение широтной дайки щелочного базальта дайкой тингуанта меридионального простирания. На основании этих фактов нами было высказано предположение о более раннем возрасте ультраосновных даек по отношению к щелочным. Аналогичные взаимоотношения, свидетельствующие о более позднем образовании щелочных даек по сравнению с основными, установлены также А. А. Кухаренко с соавторами [43] на Турьем мысу.

Однако вследствие недостаточной обоснованности фактическим материалом вывода о взаимных пересечениях ни одна из предложенных схем не может считаться установленной окончательно.

Б. М. Куплетский, [54, 55], Н. А. Елисеев, Е. Н. Володин и И. С. Ожинский [35] рассматривали дайковый комплекс как последнюю фазу становления массива, считая, что магмы, породившие нефелиновые сиениты и дайки, поступали из общего глубинного очага.

По мнению авторов, дайки, вероятнее всего, являются производными платформенного магматизма, будучи связаны с Хибинским массивом пространственно, но не генетически. В пользу такого заключения говорят следующие факты.

1. Дайки лампрофиров описаны в районе Печенги и Беломорья на расстоянии десятков и сотен километров от интрузий щелочных пород [43].

2. В Хибинском массиве дайки, магматическое происхождение которых неоспоримо, внедрялись позже гидротермальных эгирино-альбитовых жил, возникших в последнюю стадию формирования данного магматического очага. Маловероятно, чтобы после окончания «жизни» глубинной камеры из нее вновь могли поступать высокотемпературные ультраосновные силикатные расплавы, коренным образом отличные по составу от постмагматических дериватов.

3. Если принять точку зрения авторов на последовательность внедрения даек, то следует признать, что они образуют самостоятельный ряд дифференциации от основных к щелочным расплавам, который резко отличается от специфического ряда дифференциации, характерного для интрузивных комплексов Хибинского массива.

Отсутствие пространственной и генетической связи даек с массивами щелочных пород типично для многих районов, расположенных за пределами Кольского полуострова. По представлениям Х. М. Абдуллаева [1] и Г. М. Гапеевой [18], образование дайковых комплексов связано с поднятием магм в период заложения глубинных разломов в консолидированных участках земной коры.

Ожелезненные, частично альбитизированные породы. Эти породы широко развиты в тектонически ослабленных зонах на горах Рестиюн, Ньоркяврпах и Коашкар. В плане зоны их распространения имеют округлые или линейно-вытянутые очертания. Площадь округлых зон составляет 80×30 , 50×35 м, линейно-ориентированных — до сотен метров по длине при мощности до 5 м.

Ожелезненные, частично альбитизированные породы отличаются от вмещающих сиенитов красно-бурый окраской, наличием каверн, заполненных железистыми охрами, обогащением радиально-лучистым альбитом, появлением ильменорутила и циркона. На горах Рестиюн и Коашкар в них сохраняются реликты незамещенных рисчорритов, фойяитов, щелочных пегматитов и эгирино-альбитовых жил. В «Аномальном» ущелье на горе Рестиюн ожелезнению подвергаются эруптивные брекчи, цемент которых представлен мончикитом. Контакты данных зон с неизмененными породами либо резкие, либо постепенные. Важнейшей особенностью их является крайнее непостоянство минерального состава и текстур, вызванное как наличием многочисленных останцов незамещенных сиенитов, так и различной интенсивностью процессов ожелезнения и альбитизации. Типоморфными минералами их, помимо альбита, служат циркон и ильменорутил; содержание их достигает 1—10%. Сравнительно редко отмечаются пирохлор, кварц, брукит, анатаз, флюорит и пирит. Красно-бурый цвет альбита, по-видимому, обусловлен содержанием в нем микроскопических включений лимонита и гематита.

Присутствие в ожелезненных и альбитизированных породах незамещенных останцов рисчорритов, фойяитов, пегматитов, эгирино-альбитовых жил и мончикитов, сохранность структур сиенитов, постепенные переходы между неизмененными и измененными разновидностями не оставляют сомнения в их метасоматическом происхождении. Процессы ожелезнения и альбитизации принадлежат к самым поздним проявлениям эндогенной деятельности, имевшей место после становления Хибинского массива и внедрения пород дайкового комплекса. Верхняя возрастная граница их не известна. Не совсем ясна и природа данных образований. Минеральные парагенезисы, представленные альбитом, цирконом и ильменорутилом, дают основание связывать их формирование с циркуляцией постмагматических растворов. Вместе с тем многочисленные пустоты, выполненные бурыми охрами, и интенсивное развитие лимонитизации свидетельствуют о том, что немалую роль в их образовании сыграло гипергенное выветривание и воздействие богатых кислородом грунтовых вод.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ У ГРАНИЦ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

У границ Хибинского щелочного массива с архейскими и протерозойскими кристаллическими образованиями развиты разнообразные породы, возникшие в результате контактово-метасоматических процессов. Контактово-метасоматической переработке подвергаются как хибиниты и рисchorриты Хибинской интрузии (эндоконтактовые изменения), так и вмещающие гнейсы и осадочно-вулканогенные образования (экзоконтактовые изменения).

Эндоконтактовые изменения. В зоне эндоконтакта рисchorриты, хибиниты и фойяиты обедняются нефелином и обогащаются полевым шпатом и арфведсонитом, переходя в щелочные сиениты. Мощность этой краевой зоны непостоянна. На склонах гор Рестиньюн и Валепахк она измеряется сотнями метров, а у подножия горы Юмъечорр составляет первые метры либо вообще отсутствует. На рис. 24 щелочные сиениты изображены только там, где их мощность превышает десятки метров.

Узкие (до 1 м) оторочки эндоконтактных щелочных сиенитов отмечаются вблизи ксенолитов сланцев, ромбен-порфиров и кварцитов. У контакта с последними щелочной сиенит иногда обогащается кварцем.

У границ с ороговикованными зеленокаменными образованиями протерозоя щелочные сиениты обычно представлены нефелинодержащими разновидностями, сохраняющими гипидиоморфно-зернистую структуру и нередко трахитоидную текстуру. Переходы их в нефелиновые сиениты постепенные.

Контакты щелочных сиенитов с роговиками во всех случаях резкие. Интересное явление наблюдалось в районе р. Мал. Белая. Здесь монокристаллы биотита и полевого шпата пересекают линию контакта, располагаясь частично в сиените, частично в роговике.

Контакты между щелочными сиенитами и фенитизированными гнейсами постепенные. У контакта с гнейсами часто развиты безнефелиновые щелочные сиениты с преобладающими массивными текстурами. Переходы между этими породами и рисchorритами, хибинитами и фойяитами либо резкие, либо постепенные.

Контактовые щелочные сиениты представляют собой лейкократовые породы, характеризующиеся крайним непостоянством размера зерен, текстуры и состава. Наиболее обычны среднезернистые разновидности с величиной зерен 2—4 мм. Наряду с ними отмечаются неправильные участки, имеющие мелкозернистое, крупнозернистое и пегматоидное сложение, или разновидности типа сиенит-порфиров. Наиболее распространены массивные щелочные сиениты, нередко среди них встречаются трахитоидные разновидности. Главными породообразующими минералами являются микроклин (30—90%), эгирин, арфведсонит (3—40%), нефелин (0—30%) и альбит (1—30%), содержание которых на небольших расстояниях

варьирует в широких пределах. В подчиненных количествах встречаются биотит, апатит, сфен, астрофиллит, эвдиалит и кварц.

Микроструктуры щелочных сиенитов обычно гипидиоморфно-зернистые с отчетливым идиоморфизмом калинатрового полевого шпата и нефелина. С своеобразные микроструктуры наблюдались в щелочном сиените на склонах горы Валепахк. Слагающие основную массу породы зерна микроклина имеют здесь зазубренные, неправильные контуры и плотно прилегают друг к другу, создавая гранобластовую «мозаичную» структуру.

Крупные идиоморфные кристаллы микроклина обычно имеют перитовое строение. Количество вростков альбита местами достигает 20—40%, иногда они сливаются друг с другом, придавая кристаллу пятнистый облик. Кроме того, альбит замещает микроклин с краев или по трещинам, образуя мелкие извилистые прожилки.

Нефелин развит в виде идиоморфных кристаллов с квадратными сечениями. Эгирин обычно дает хорошо ограниченные призматические кристаллы. По периферии их часто развивается вторичный арфедсонит, реже наблюдающийся в виде обособленных зерен. В отличие от хибинитов и фойяитов, амфибол нередко преобладает над эгирином. Местами устанавливается обогащение щелочных сиенитов сфеном. Изредка в этих породах присутствует кварц, образующий единичные зерна, располагающиеся среди микроклина и эгирина.

По вопросу о происхождении щелочных сиенитов существуют различные точки зрения. Б. М. Куплетский [54] относил сиениты к эндоконтактовой фации хибинитов. Н. А. Елисеев [35] рассматривал щелочные сиениты как эндоконтактевые разновидности среднезернистых нефелиновых сиенитов 1-й фазы, возникших до внедрения хибинитов. В пользу такого заключения, по его мнению, свидетельствует уменьшение зернистости и появление трахитоидности в хибинитах у контакта со щелочными сиенитами, а также присутствие ксенолитов сиенитов в хибинитах.

Согласно представлениям авторов, в формировании щелочных сиенитов ведущую роль играли метасоматические процессы, вызванные диффузионным обменом компонентами с пересыщенными кремнеземом вмещающими породами. О метасоматическом происхождении сиенитов говорят неустойчивость их состава и текстур, существование неравновесных минеральных ассоциаций кварца и нефелина, постепенные и резкие контакты сиенитов с хибинитами и рисчорритами, факт пересечения монокристаллами полевого шпата и биотита контакта сиенитов с роговиками. Резко меняющиеся мощности сиенитов (от десятков сантиметров до сотен метров), а местами их отсутствие в контактной зоне мы склонны объяснять различной интенсивностью процессов метасоматоза, обусловленной неравномерной пористостью, трещиноватостью и разным составом вмещающих пород.

Экзоконтактовые изменения. Эти изменения у границ Хибинского щелочного массива выражаются в фенитизации

гнейсов и мигматитов архея и ороговикований кристаллических пород протерозойского возраста.

Экзоконтактовые изменения биотитовых гнейсов и мигматитов. Продуктами наиболее глубокой переработки гнейсов в экзоконтактах Хибинской интрузии являются фениты, по составу очень близкие к щелочным сиенитам эндоконтактной зоны. Ширина зон фенитизации, связанных постепенными переходами с неизмененными гнейсами, колеблется от сантиметров до сотен метров. На рис. 24 в ореол фенитизации включены как собственно фениты, так и измененные гнейсы, характеризующиеся пониженным содержанием кварца, появлением гиперстена, эгирина и щелочного амфиболя.

По материалам В. Н. Нумеровой и Н. А. Волотовской, В. И. Намоющко, Е. Н. Егоровой и авторов, главнейшие особенности строения зон фенитизации заключаются в следующем. Мощность фенитов, непосредственно примыкающих к щелочным сиенитам Хибинского массива, обычно составляет 2—10 м. В 10 м от контакта часто преобладают бескварцевые разновидности пород, эгирин нередко исчезает, появляются гиперстен и хлорит. Если разрез не осложнен жилами сиенитов, дающими локальные ореолы фенитизации, уже в 10—50 м от контакта, близость массива обычно оказывается только в появлении гиперстена, хлорита, уменьшении содержания кварца и грануляции. В пределах же зоны шириной 50—200 м от контакта встречаются в основном гранулированные участки. Менее податливы к процессам фенитизации кварц-полевошпатовые прослои в мигматитах. В 10—20 м от контакта, где биотитовые гнейсы интенсивно переработаны щелочным метасоматозом, в кварц-полевошпатовых породах отмечаются лишь гранулированные участки и появление обесцвеченного гиперстена. Встречающиеся среди гнейсов и мигматитов амфиболиты в зоне экзоконтактовых изменений превращаются в диопсио-платиклазовые роговики.

Ширина зон фенитизации местами сокращается до десятков метров либо они вообще отсутствуют. Слабо гранулированные, обогащенные хлоритом гнейсы между горами Валепах и Ляво-чорр граничат непосредственно с щелочными породами Хибинского массива. Следует отметить, что при отсутствии экзоконтактовых ореолов фенитизации изменения в эндоконтактной зоне не значительны. Описанное выше сравнительно простое зональное строение зон фенитизации устанавливается далеко не всегда. В биотитовых гнейсах часто залегают сателлитовые тела и жилы щелочных сиенитов, окруженных собственными ореолами фенитизации, усложняющими простую зональность. Прекрасный пример процессов фенитизации вблизи таких тел описан Е. Н. Егоровой [30] в урочище Лестивара. Е. Н. Егорова показала, что породы, ранее называвшиеся В. Рамсеем [87] лестиваритами, на самом деле представляют собой метасоматически измененные щелочные растворы древних мигматитов. В переходных зонах между щелочными сиенитами и мигматитами наблюдаются неравновесные ми-

неральные парагенезисы, в которых кварц и олигоклаз ассоциируют с эгирином и щелочным амфиболом.

В районе гор Валепах и Рестиньюн, где особенно широко распространены сателлитовые тела щелочных сиенитов, общая ширина зон фенитизации увеличивается до 1—1,5 км. Единичные обнажения гнейсов с эгирином и повышенным содержанием калиевого полевого шпата иногда встречаются в 1,6—1,8 км от контакта.

2. Экзоконтактовые изменения протерозойских образований. Зеленокаменные породы имандра-варзугской серии, представленные габбро-диабазами, шаровыми лавами, метадиабазами и зелеными сланцами, у контакта с Хибинским массивом преобразуются в диопсидо-плагиоклазовые и диопсидо-рогообманково-плагиоклазовые роговики.

И. С. Ожинским в 1936 г. и авторами эти породы расчленяются на три подзоны. Прилегающая к массиву подзона характеризуется наличием диопсидо-плагиоклазовых роговиков, иногда содержащих фаялит и баркевикит. Параллельно ей следует вторая подзона диопсидо-рогообманково-плагиоклазовых роговиков. Наиболее удаленная от массива третья подзона сложена рогообманковыми роговиками, в которых наблюдается начальная стадия развития диопсида по амфиболу. Мощность выделяемых зон не установлена. Следует лишь указать, что диопсид в роговиках отмечается обычно на расстоянии до 200 м от контакта Хибинского массива. Замещение же актинолита обыкновенной роговой обманкой без появления роговиковых структур имеет место и на более значительных расстояниях, до 400—600 м.

В районе развития сателлитовых тел щелочных сиенитов, на западном склоне горы Вудъярчорр, ширина зоны диопсидо-рогообманковых роговиков 400 м. На южных склонах горы Айкуай-вичорр диопсидо-плагиоклазовые роговики отсутствуют, а со щелочными сиенитами массива непосредственно контактируют диопсидо-рогообманково-плагиоклазовые роговики второй зоны.

По внешнему виду роговики однородны. Это темно-серые плотные мелко- и среднезернистые породы с массивной слоистой и сланцеватой текстурой. Состав роговиков, возникших по различным разновидностям зеленокаменных пород, постоянен. Обычно они имеют ясно выраженную мозаичную структуру. Однако в отдельных случаях даже у контактов массива сохраняются реликты неперекристаллизованных зерен полевого шпата. Специфической особенностью этих пород является развитие пойкилитовых структур, обусловленных взаимным прорастанием пироксена, рудных минералов и плагиоклаза. Весьма характерно также наличие крупных порфиробластов диопсида в мелкозернистой пироксено-плагиоклазовой основной массе. Лишь у самой границы с щелочными породами часто появляются более крупнозернистые разновидности с величиной зерен до 1 мм.

Главные породообразующие минералы роговиков представлены диопсидом, плагиоклазом, обыкновенной роговой обманкой,

реже биотитом, баркевикитом, гиперстеном и фаялитом. Постоянно отмечается вкрапленность пирита, пирротина и магнетита.

Диопсид, содержание которого достигает 30—65%, образует неправильные или призматические зерна различных размеров. Плагиоклаз встречается либо в виде неправильных зерен, составляющих основную массу породы, либо в виде порфиробластов размером до 1 мм, часто имеющих полисинтетическое и простое двойниковое строение. Преимущественно это андезин (№ 30—40). Местами отмечается зональные кристаллы, центральная часть которых сложена лабрадором, периферическая — андезином.

Гиперстен (10—20%) пространственно ассоциирует с диопсидом. Содержание роговой обманки меняется от 0 до 20—40%. Преобладает обыкновенная роговая обманка с характерной густозеленой окраской. Вблизи контакта с щелочными породами появляется баркевикитовая роговая обманка, окрашенная в бурье тона. Количество биотита, ассоциирующего с рудными минералами, достигает 5—10%.

Фаялит, образующий зерна размером до 0,5 мм, отмечен наци в двух случаях. По данным И. С. Ожинского, Е. Н. Егоровой и К. К. Судиславлева, он является обычной составной частью роговиков. Количество его в отдельных случаях достигает 20% общей массы породы.

Данные о составе роговиков по осадочным породам основываются на изучении их ксенолитов, встречающихся среди фойяитов, хибинитов и щелочных сиенитов. Глинистые сланцы ксенолитов преобразованы в биотито-плагиоклазовые роговики, описание которых приведено выше, в разделе, посвященном девонским породам.

Заканчивая обзор экзоконтактовых изменений, необходимо остановиться на сопоставлении их особенностей в зеленокаменных породах протерозоя и гнейсах архея. Процессы экзоконтактовых преобразований гнейсов приводят к формированию фенитов, по составу отвечающих щелочным сиенитам, которые обязаны своим происхождением полной метасоматической переработке исходного субстрата. Роговиковые структуры в зоне фенитизации появляются лишь вне пределов распространения собственно фенитов. Зеленокаменные породы в зоне экзоконтакта столь глубоких преобразований не претерпевают. Появившиеся здесь диопсио-плагиоклазовые минеральные ассоциации по своему химическому составу отвечают в основном исходным зеленокаменным породам, приспособившимся к условиям повышенных температур, вызванных внедрением Хибинской интрузии.

Как справедливо указывал И. С. Ожинский [61], ведущую роль в формировании роговиков играют процессы высокотемпературной перекристаллизации. Щелочной метасоматоз приводит здесь лишь к спорадическому появлению таких минералов, как биотит и баркевикит. По мнению авторов, причина глубоких различий в степени преобразования экзоконтактовых гнейсов и зеленокаменных пород определяется разницей величин градиентов концентра-

ций между ними и нефелиновыми сиенитами. Взаимодействие пересыщенных кремнеземом гнейсов и мигматитов с недосыщенными нефелиновыми сиенитами вызывает биметасоматические реакции (направленные на восстановление равновесия) с интенсивным обменом компонентами. Миграция щелочей в гнейсы приводит в этом случае к образованию фенитов. Разница между количеством кремнезема в зеленокаменных породах и нефелиновых сиенитах значительно ниже, поэтому обменные реакции на их контактах имели ограниченное развитие.

Таким образом, совокупность эндо- и экзоконтактовых изменений у границ Хибинского щелочного массива обусловлена главным образом биметасоматическими реакциями с выносом щелочей во вмещающие породы и заимствованием из них кремнезема. По данным В. Н. Горстки [22], незначительность изменений зеленокаменных пород по сравнению с гнейсами помимо особенностей их химического состава объясняется различием физических свойств. Более низкая пористость зеленокаменных пород и роговиков помимо препятствует проникновению в них растворов и развитию процессов фенитизации.

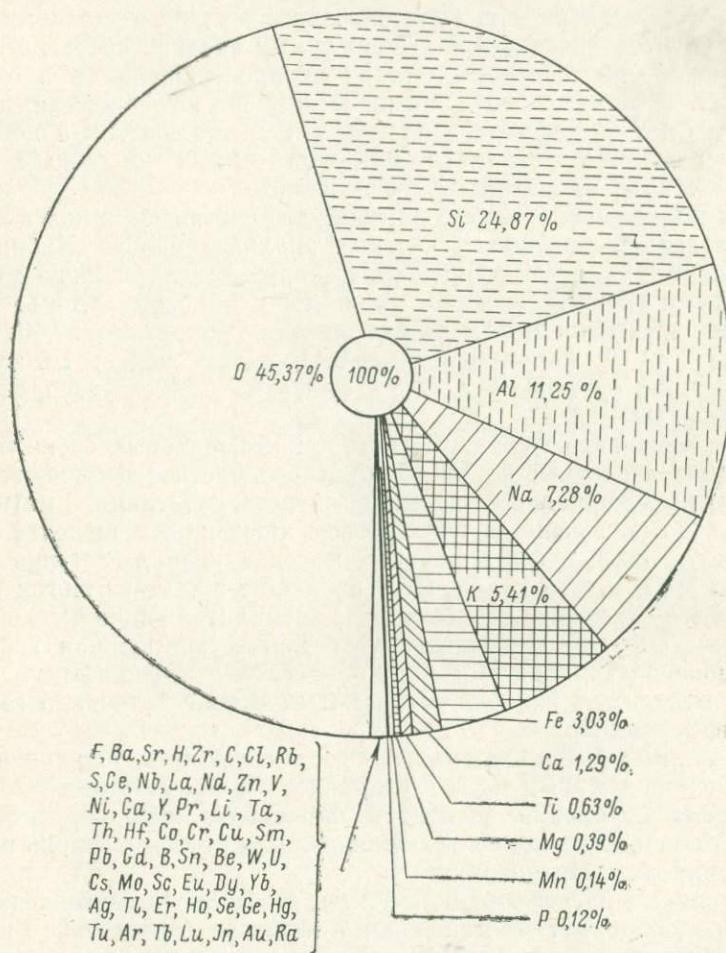
По вопросу о механизме образования фенитов и эндоконтактовых щелочных сиенитов высказываются различные точки зрения. Н. А. Елисеев [35] и В. Н. Горстка [26] считают, что внедрение щелочной магмы сопровождалось термальным воздействием и выносом щелочей во вмещающие породы, что приводило к фенитизации. Обогащение магмы кремнеземом в краевых частях Хибинского массива явилось причиной эндоконтактовых изменений. Согласно представлениям Р. П. Тихоненковой [79], процессы фенитизации предшествовали внедрению хибинитов 1-й фазы. Инфильтрации щелочных растворов сопутствовали явления магматического замещения.

По мнению авторов, воздействие щелочной магмы выражалось только в ороговиковании и грануляции вмещающих толщ. Процессы фенитизации и образования эндоконтактовых щелочных сиенитов связаны с более поздними биметасоматическими реакциями между неравновесными нефелиновыми сиенитами Хибинского массива, с одной стороны, и окружающими породами с другой.

КРАТКАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ХИБИНСКОГО МАССИВА

Средний химический состав Хибинского щелочного массива вычислялся Б. М. Куплетским [55], Л. С. Бородиным [7] и А. В. Галаховым [16]. В 1965—1966 гг. коллективом сотрудников Кольского филиала АН СССР и кафедры минералогии ЛГУ при участии ряда организаций проводились комплексные исследования среднего химического состава щелочных пород Хибинского массива [45]. В процессе этой работы была отобрана пробы «Хибинты-гене-

ральная», принятая в качестве геохимического стандарта (нефелиновый сиенит «Х»), составленная из частных проб с учетом площадного распространения отдельных комплексов пород. Она



анализировалась в 27 лабораториях СССР и зарубежных стран. В результате проведенной работы были вычислены весовые кларки 65 химических элементов (рис. 11).

Средний состав комплекса ийолит-урититов вычислен авторами [59] по данным 53 химических анализов различных петрографических разновидностей и апатито-нефелиновых руд с учетом их объемного распространения. Составы петрографических разновидно-

стей для каждой субфазы рассчитывались способом среднего арифметического по результатам частных анализов. Средний состав пород, принадлежащих каждой субфазе, определялся путем суммирования средних составов разновидностей, пересчитанных на объем каждой из них. Исходный химический состав комплекса ийолит-уртитов представляет собой сумму средних составов пород трех субфаз, пересчитанных на их распространность в объеме интрузии. Объемные соотношения между петрографическими разновидностями определялись на детальных продольных и поперечных разрезах крупного масштаба, построенных по данным буровых скважин и маршрутных пересечений.

Для вычисления среднего химического состава массива в целом использовались результаты частных анализов пробы «Хибины-генеральная» и данные о площадях, занимаемых различными интрузивными комплексами, %: хибиниты и эндоконтактовые нефелиновые сиениты — 20,91; трахитоидные хибиниты — 22,40; рисчорриты — 11,70; ийолит-уртиты — 6,47, в том числе: 1-я субфазы — 2,95, 2-я субфазы — 1,93, 3-я субфазы — 1,59; лявочорриты — 8,20; фойяиты — 30,32.

По сравнению со средним составом нефелиновых сиенитов, по Р. О. Дели, щелочные породы Хибинского массива отличаются пониженным содержанием кремния, железа, марганца, магния и кальция, но повышенным количеством алюминия и щелочей.

Важную роль в формировании массива играли летучие компоненты H_2O , P, F, Cl, SO_3 , CO_2 , входящие в состав многих пордообразующих минералов (апатита, эвдиалита, ринколита, астрофиллита). Об этом свидетельствует также повышенная газонность щелочных пород [66]. Обилие летучих, по-видимому, обусловило медленную консолидацию магмы и способствовало ее лучшей дифференциации.

По данным А. Е. Ферсмана [80], впоследствии дополненным Л. С. Бородиным [7] и А. А. Кухаренко [45], разработана геохимическая классификация элементов Хибинского массива, в основу которой положены распространность их в породах и роль в процессах минералообразования:

1) главные петrogenные элементы, входящие в состав важнейших пордообразующих минералов в качестве существенной их части и присутствующие в пробе «Хибины-генеральная» в количестве выше 1%, — O, Si, Al, Fe, Na, K, Ca;

2) подчиненные петrogenные элементы, входящие в состав второстепенных пордообразующих минералов, не влияющих на видовую характеристику пород и содержащиеся в количествах менее 1%, — Ti, Mg, P, Zr, H, F, Cl, C, S, Sr, Mn;

3) редкие элементы, среднее содержание которых соизмеримо с кларками для литосферы или несколько превышает его; большинство их образует самостоятельные акцессорные минералы или присутствует в качестве заметной примеси в составе пордообразующих и акцессорных минералов — Ba, Rb, TR, Nb, Ga, Th, Ta, Be, Li, Zn, Pb, Mo, U, V;

4) очень редкие, содержащиеся в количествах меньше кларка, не образующие своих соединений и установленные лишь в виде изоморфных или атомно-дисперсных примесей в различных минералах — Cr, Ni, Cu, Co, Y, Cs, Sc, Ge, In, Cd, Sn, W, Ag, Au, Hg, Tl, Ar, He, Ra и, очевидно, As и Se.

Рядом исследователей (А. Е. Ферсманом, Л. С. Бородиным, В. И. Герасимовским и др.) неоднократно обращалось внимание на состав пород Хибинского массива, занимающих промежуточное положение между агпайтовыми и миаскитовыми образованиями (коэффициент агпайтности 0,9—1,2). Согласно данным Б. И. Злобина [39], общепринятое выражение коэффициента агпайтности $\frac{Na+K}{Al}$ не совсем точно, так как оно не отражает различия в поведении Na и K в процессах минералообразования. В связи с этим исследователь предложил новое значение коэффициента агпайтности (Na) = $\frac{Na}{Al-K}$. На большом числе примеров им показано, что предложенный коэффициент агпайтности (Na) более чувствителен к появлению типичных для агпайтовых или миаскитовых образований парагенезисов цветных минералов, нежели общепринятый коэффициент $\frac{Na+K}{Al}$. Исходная величина (Na) для отнесения пород к агпайтовому и миаскитовому типам, согласно Б. И. Злобину, равна 0,85.

В табл. 7 приведены значения коэффициента агпайтности хибинских пород в общепринятым и предложенном Б. И. Злобиным выражениях. Сравнение их показало, что, применяя коэффициент $\frac{Na+K}{Al}$, следует считать хибинские породы промежуточными между агпайтовыми и миаскитовыми образованиями, а по значению (Na) они относятся к агпайтовому типу. Действительно, в нефелиновых сиенитах Хибинского массива широко развиты такие характерные минералы агпайтовых пород, как эгирин, арфведсонит, эвдиалит, астрофиллит, ринколит и др. Для ийолит-урититов с относительно невысоким значением (Na) типичны сфен и титаномагнетит.

Таким образом, коэффициент (Na) применительно к щелочным породам Хибинского plutона более объективно выражает особенности химического и минерального состава, позволяя определить их принадлежность к агпайтовому ряду.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОМПЛЕКСОВ

На вариационной диаграмме химического состава (рис. 12) можно проследить поведение главных окислов в породах разновозрастных комплексов.

По содержанию породообразующих окислов породы всех комплексов, за исключением ийолит-урититов, близки друг другу. Количество кремнекислоты постепенно убывает от хибинитов к ийо-

Средний химический состав пород интрузивных комплексов Хибинского щелочного массива

Компоненты	I	II	III	IV ¹	IV ²	IV ³	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	52,91	54,08	50,52	44,51	44,31	46,22	44,84	55,03	55,07	53,27	54,63
TiO ₂	0,92	0,91	1,13	2,33	1,78	2,84	2,29	1,01	0,94	1,04	0,86
ZrO ₂	0,12	0,24	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,0867	—
Al ₂ O ₃	22,32	20,21	21,39	20,13	22,91	15,18	19,68	21,48	21,66	21,30	18,89
Fe ₂ O ₃	2,82	3,59	3,03	4,44	3,15	6,60	4,60	2,84	2,53	2,59	3,37
FeO	1,31	1,58	2,13	4,31	2,22	5,06	3,87	1,70	1,36	1,58	2,20
MnO	0,25	0,23	0,19	0,15	0,12	0,33	0,19	0,13	0,15	0,18	0,35
MgO	0,60	0,51	0,84	2,53	0,90	3,00	2,17	0,44	0,64	0,65	0,87
CaO	1,39	1,55	1,88	7,11	5,26	7,14	6,57	1,35	1,35	1,80	2,51
BaO	0,19	0,13	0,24	Сл.	0,10	0,32	0,11	0,12	0,20	0,13	—
Na ₂ O	9,95	9,57	7,78	9,10	9,87	7,88	9,02	9,12	9,13	9,78	8,26
K ₂ O	5,72	5,97	8,84	4,51	6,69	4,42	5,20	5,54	5,50	6,51	5,46
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,19	0,54	2,32	0,72	1,11	0,22	0,27	0,286	0,25
H ₂ O ⁻	0,30	0,22	0,16		Не опр.			0,26	0,21	0,14	
H ₂ O ⁺	0,84	0,83	0,59	0,20	0,15	0,12	0,18	0,36	0,55	0,71	1,35
CO ₂	0,04	0,06	0,31		Не опр.			0,02	0,11	0,13	—
F	0,02	0,05	0,42		Не опр.			0,16	0,15	0,12	—
Cl	0,05	0,06	0,02		Не опр.			0,12	0,07	0,04	—

SrO	0,10	0,07	0,30	0,10	0,19	0,11	0,13	0,06	0,07	0,13	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,37	100,00

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

s	62,5	64,2	61,1	52,3	54,3	55,0	53,6	64,7	64,9	63,3	64,1
a	30,7	28,0	30,0	26,6	32,3	20,4	26,7	28,6	28,7	29,4	25,8
c	—	—	—	0,2	—	—	—	0,4	0,5	—	—
—c	0,4	2,8	1,3	—	0,7	1,7	1,1	—	—	2,5	0,8
b	6,4	5,0	7,6	20,9	12,7	22,9	18,6	6,3	5,9	4,8	9,3
f'	56,1	43,4	49,0	38,2	34,6	39,6	36,6	67,1	61,8	30,4	49,9
m'	16,5	17,3	19,5	20,8	12,2	22,2	20,0	12,0	18,6	23,2	16,1
c'	27,4	39,3	31,5	41,0	53,2	38,2	43,4	20,9	19,6	46,4	34,0
n	72,1	67,9	55,5	75,4	68,4	68,1	71,5	71,6	71,6	67,0	69,0
t	1,3	1,2	1,7	3,8	3,0	4,4	3,7	1,4	1,2	1,5	1,2
—Q	36,8	30,4	39,1	48,8	56,7	32,5	47,3	28,2	28,1	34,7	24,2
K _{арн}	1,01	1,04	0,98	1,02	1,17	1,04	0,97	0,98	0,98	1,09	1,03
(Na)	1,02	1,15	1,08	0,99	1,03	1,24	1,06	0,97	0,95	1,13	1,05

П р и м е ч а н и я. Средние химические составы хибинитов (I) и рисчорритов (III) вычислены по материалам А. В. Галахова; трахитоидных хибинитов (II), лявофорритов (V) и фойяитов (VI) — также по данным А. В. Галахова [16]; комплекса ийолит-уртитов (IV¹, IV², IV³ и IV) — по данным авторов; средний состав Хибинского массива (VII) — по данным А. А. Кухаренко с соавторами [45] и, наконец, средний состав нефелиновых сиенитов (VIII) — по данным Р. О. Дели.

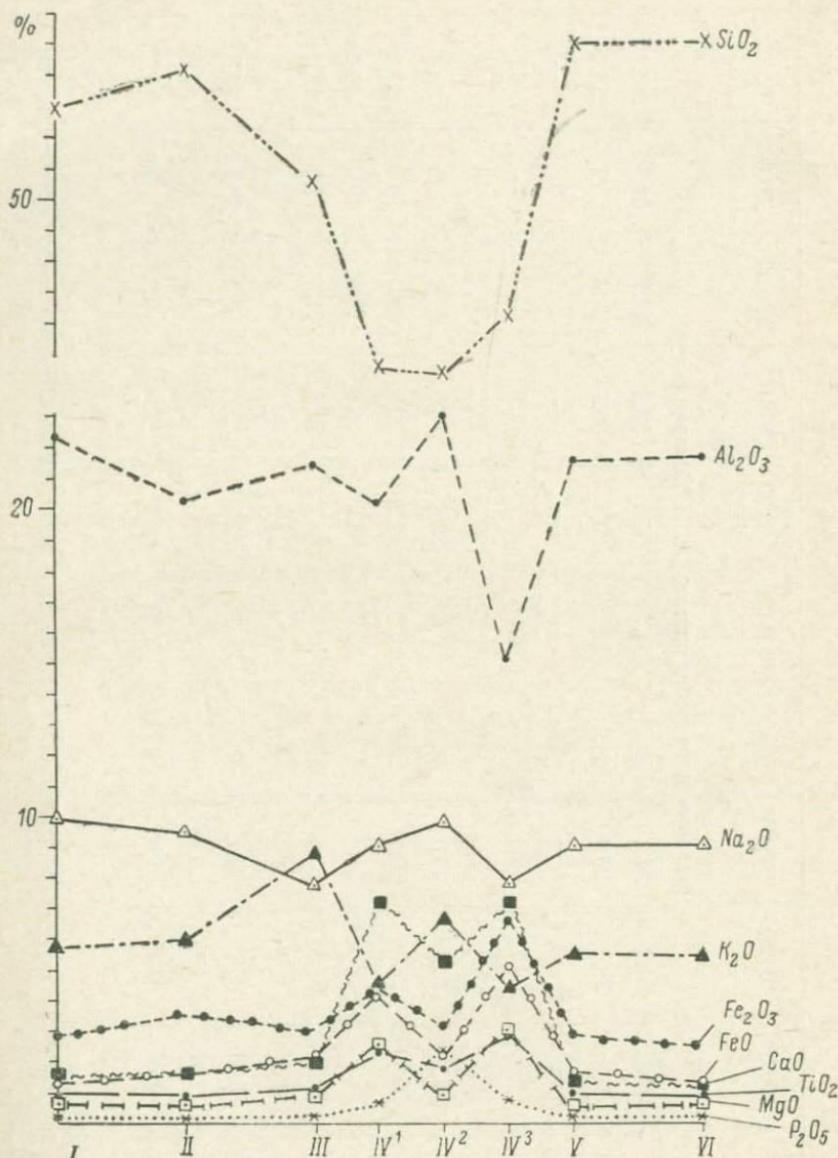


Рис. 12. Вариационная диаграмма химического состава щелочных пород Хибинского массива.

I — хибиниты; II — трахитоидные хибиниты; III — рисчоррриты; IV¹ — ийолит-уртиты 1-й субфазы; IV² — апатито-нефелиновые руды и уртиты 2-й субфазы; IV³ — ийолит-уртиты 3-й субфазы; V — лявоочоррриты; VI — фойяиты.

лит-уритам и вновь повышается в направлении к фойяитам. Это вызывает резкое преобладание нефелина над полевыми шпатами в балансе алюмосиликатов и ийолит-уртитах. Для всех пород массива, кроме рисчорритов, характерно преобладание Na над K при относительно устойчивом их суммарном количестве. Изменение соотношения между щелочами в сторону повышения роли K над Na в рисчорритах обусловило накопление в них астрофиллита и лепидомелана, а также увеличение содержания калиофильтовой молекулы в нефелине [14]. Обращает внимание поведение фемических компонентов (Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, TiO₂), суммарное содержание которых и каждого в отдельности плавно повышается от хибинитов к рисчорритам, образует максимумы в ийолит-уртиках 1-й и 3-й субфаз, вновь уменьшаясь от лявочорритов к фойяитам. В связи с этим породы комплекса ийолит-уртитов обогащены цветными минералами — эгирином, сфером, титаномагнетитом. Содержание P₂O₅ в хибинских нефелиновых сиенитах колеблется от 0,14 до 0,27%, в ийолит-уртиках — от 0,54 до 2,32%, составляя в среднем по массиву 0,286%, что лишь немногим выше среднего содержания этого компонента в литосфере.

Результаты анализов средних проб, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, нанесены на петрохимическую диаграмму (рис. 13). Как видно из приведенных данных, существенных различий в составе пород разновозрастных комплексов, за исключением ийолит-уртитов, не наблюдается. Не выявлено также какои-либо закономерности в изменении состава пород в порядке предполагаемой их возрастной последовательности. Тем не менее на диаграмме показаны следующие общие особенности химического состава щелочных пород Хибинского массива:

- а) недосыщенность кремнекислотой ($-28,1 > Q > -39,1$);
- б) сравнительная бедность фемическими компонентами ($7,6 > b > 5,0$);
- в) повышенное содержание щелочных алюмосиликатов ($30,7 > a > 28,0$);
- г) большая роль щелочей ($1,15 > (\text{Na}) > 0,95$);
- д) преобладание Na над K ($72,1 > n > 55,5$).

Химический состав ийолит-уртитов имеет такие отличия: а) более резкий недостаток кремнекислоты ($-32,5 > Q > -48,8$); б) повышенное содержание фемических компонентов ($22,9 > b > 12,7$); в) меньшее количество щелочных алюмосиликатов ($32,3 > a > 20,4$).

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИНТРУЗИИ ИЙОЛИТ-УРТИТОВ

Фигуративная точка среднего состава пород 1-й субфазы (IV¹) располагается в непосредственной близости от точки состава ийолит-уртитовой магмы (IV), что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии дифференциации исходного расплава в очаге к моменту отделения первой порции. Состав пород следующей субфа-

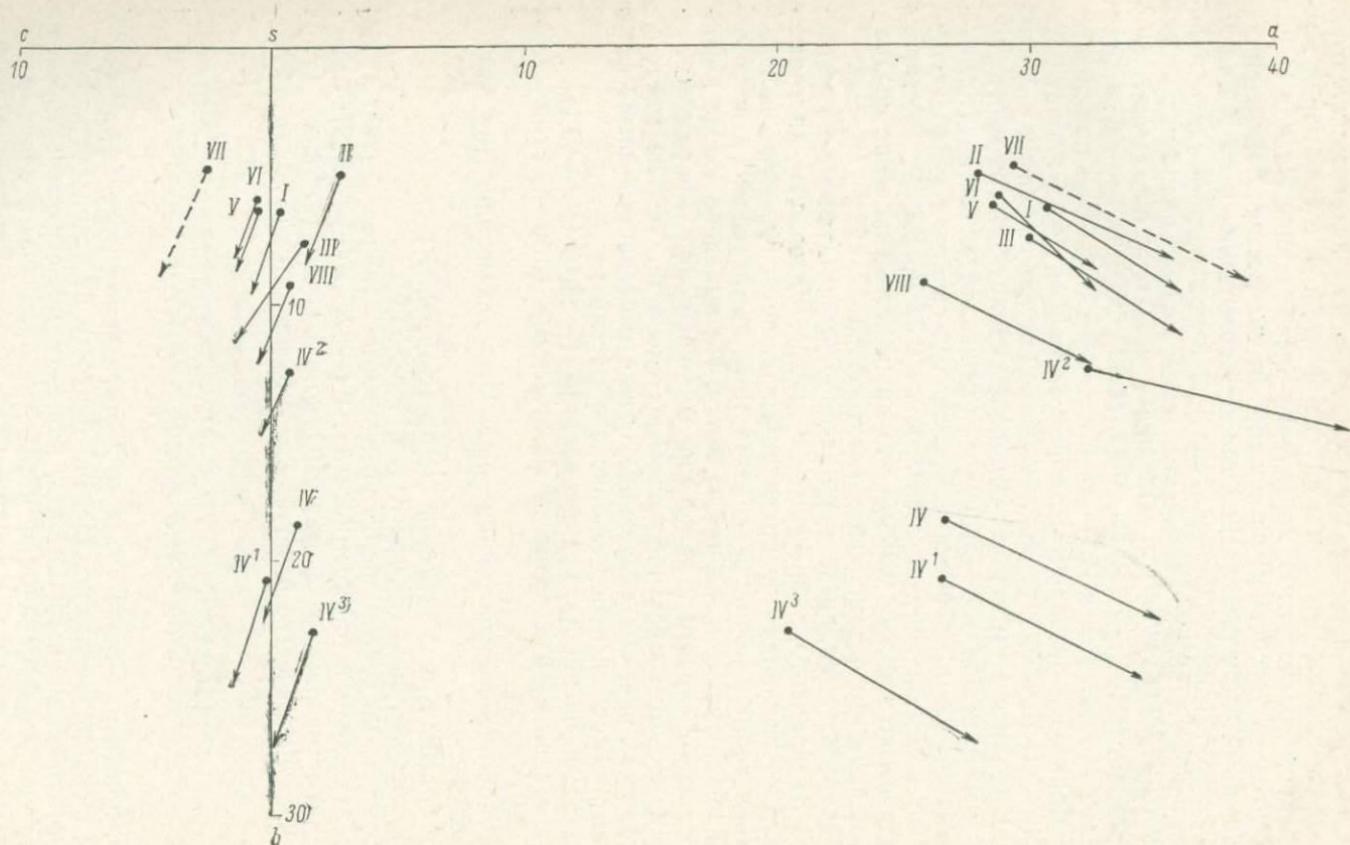


Рис. 13. Векторная диаграмма химического состава интрузивных комплексов Хибинского массива по средним пробам.
Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 7.

зы (IV²) изменился по сравнению с первой в сторону обеднения Fe, Mg, Ca, сопровождающегося резким увеличением роли Al и щелочей, вследствие чего в данном комплексе получили преобладающее развитие богатые нефелином уртиты. Такое перераспределение соотношений между главными компонентами, очевидно, способствовало накоплению фосфора в данной порции расплава (2,32% P₂O₅), и последующему обособлению его в рудные тела, где сконцентрировано 47,3% всего валового количества P₂O₅, содержащегося в ийолит-уртитовой магме. Необходимо подчеркнуть, однако, что несмотря на сравнительно невысокое содержание P₂O₅ и относительное понижение содержания CaO в данной порции расплава (5,26%), согласно расчетам только половины ее (2,62%) и 3/4 P₂O₅ (1,77%) потребовалось для образования всего апатита, слагающего Хибинские месторождения.

Сравнение полученных результатов с данными по ийолит-уртитам Тувы [51], Кольского полуострова [55], Финляндии, Швеции, Африки (где количества P₂O₅ колеблются от 0,20 в лейкократовых до 3,27% в меланократовых разновидностях, а CaO — соответственно от 3,47 до 22,88%) показывает, что установленные для Хибинского массива средние содержания этих компонентов как в исходной ийолит-уртитовой магме (1,11% P₂O₅ и 6,57% CaO), так и в ее продуктивной фации (2,32% P₂O₅ и 5,26% CaO) являются вполне обычными и даже не слишком высокими для пород ийолит-уртитового ряда.

Для формирования таких скоплений апатита, какими являются Хибинские апатитовые месторождения, помимо оптимального содержания фосфора и кальция в исходном расплаве требуется, по-видимому, определенная тектоническая обстановка, способствующая достаточно высокой степени его дифференциации как в очаге, так и в интрузивной камере, а также значительные размеры интрузии (объем расплава).

В результате отделения основного количества щелочей, алюминия и фосфора оставшаяся часть расплава (IV³) оказалась значительно обогащенной Fe, Mg, Ca, Ti, что выразилось в появлении в составе комплекса меланократовых ийолитов и мельтейгитов с повышенным содержанием титаномагнетита и сфена. В этой связи широкое развитие полевошпатовых аналогов (малиньитов и луявитов) в пострудном комплексе, очевидно, обусловлено не столько исходным составом данной порции магмы, сколько процессами гравитационно-кинетической дифференциации в интрузивной камере.

Перечисленные взаимосвязанные изменения в составе трех последовательных порций ийолит-уртитового расплава происходили на фоне закономерного увеличения от ранних производных к поздним таких основных петрохимических параметров, как S , \bar{c} и коэффициента агпайтности при одновременном уменьшении характеристики n , что отражает направленность эволюции химического состава интрузии.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что схема трехкратного образования ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива, выдвинутая на основании структурно-петрографических признаков, находит также удовлетворительное объяснение и с петрохимических позиций.

О ГЕНЕЗИСЕ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ

А. А. Полкановым и У Ли-женем [68] была предпринята попытка проследить процесс эволюции щелочной магмы, питавшей Хибинскую интрузию. Методика их исследований заключалась в установлении зависимости изменения нормативного состава салических компонентов $Or + Ne + Ab + Lc$ на тройной диаграмме системы $SiO_2 - KAlSiO_4 - NaAlSiO_4$.

Сопоставление фигуративных точек состава пород ранних (хибинитов, трахитоидных хибинитов и рисчорритов) и более поздних фаз (ийолит-уртитов, лявочорритов и фойяитов) позволяет говорить о том, что от более древних к более молодым породам наблюдается постепенное перемещение их составов к тройной точке $Ab - Or - Ne$. Это дает основание считать, что щелочные породы Хибинского массива являются дифференциатами единой магмы на глубине.

Рассматривая составы базальтовой и нефелино-сиенитовой магм на диаграмме четверной системы $Ol(Di) - Ne - SiO_2 - Ap$, А. А. Полканов и У Ли-жене пришли к выводу о возможности образования пород Хибинского массива в результате фракционной дифференциации исходной базальтовой магмы. Подтверждение своей точки зрения они находят в наличии среди вмещающих пород соседнего Ловозерского массива основных и ультраосновных эффузивов (пикрит-порфиры) и в появлении щелочных габброндов среди даек, секущих щелочные породы Хибинского массива. В процессе дифференциации большая роль отводится газовому переносу, способствующему концентрации летучих и щелочей в апикальных частях магматического очага.

По А. А. Полканову, нефелино-сиенитовая магма, располагавшаяся в верхней части магматического резервуара, ниже сменялась магмой ийолит-уртитового, а затем базальтового состава. Вследствие этого в магматическую камеру в первую очередь поступали нефелино-сиенитовые расплавы, накопившиеся в апикальных частях глубинной камеры.

Внедрение ийолит-уртитовой магмы объясняется А. А. Полкановым восходящими движениями расплавов, расположенных во внутренних частях глубинного очага, вслед за которыми источниками питания вновь становились нефелино-сиенитовые магмы, породившие лявочорриты и фойяиты. Рисчорритовая магма имеет промежуточный состав между нефелино-сиенитовой и ийолит-уртитовой.

Согласно представлениям А. А. Кухаренко и М. П. Орловой [43], нефелино-сиенитовые магмы следует рассматривать как про-

изводные не базальтовых, а ультраосновных расплавов, возникших при селективном плавлении перидотитовой мантии. А. А. Кухаренко считает, что начальным членом этой формации являются кимберлиты, конечным, по-видимому, — щелочные платформенные интрузии нефелиновых сиенитов; петрографически сложные интрузивы щелочно-ультраосновных комплексов служат как бы связующим звеном между теми и другими.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА

Химический состав пород дайкового комплекса, приведенный в табл. 8, иллюстрируется петрохимической диаграммой (рис. 14).

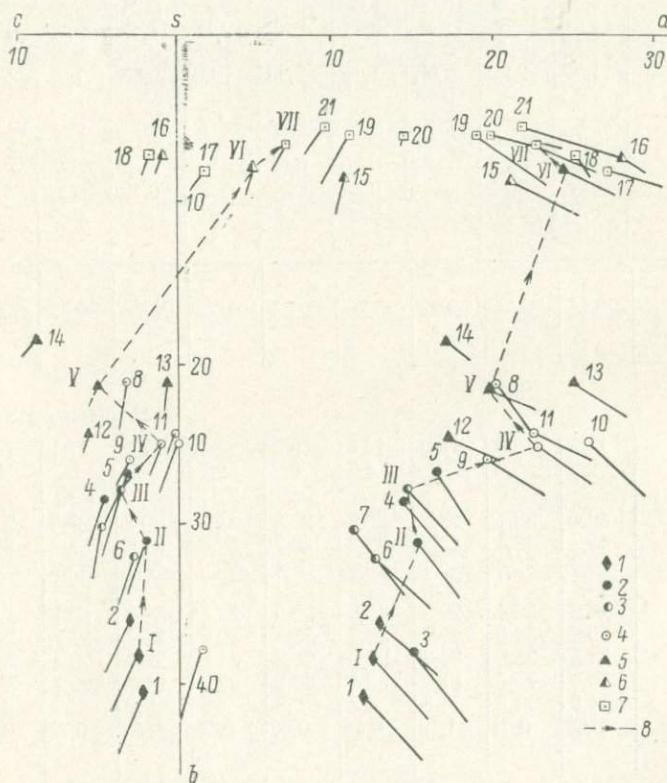


Рис. 14. Векторная диаграмма химического состава дайковых пород. 1 — дайки основного состава; 2 — мончилиты; 3 — тералиты; 4 — шонкиниты; 5 — щелочные базальты; 6 — щелочные трахиты; 7 — тингуайтиты; 8 — направление дифференциации.

Римскими цифрами помечены векторы среднего состава даек по группам. Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 8.

Наиболее ранние дайки основного состава располагаются в нижней части диаграммы вблизи оси *sb*. Каждая последующая

Химический состав по

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38,57	40,64	39,69	43,07	46,36	46,53	47,07	47,86	43,60	44,19
TiO ₂	2,37	2,58	2,52	2,58	2,22	2,99	1,44	1,38	1,57	0,18
Al ₂ O ₃	12,26	14,13	11,73	17,00	17,09	14,31	15,80	19,01	19,02	19,77
Fe ₂ O ₃	7,05	6,06	4,85	5,55	3,65	3,61	3,64	3,65	3,69	0,64
FeO	5,02	6,10	5,77	7,24	7,72	8,15	8,49	8,41	8,35	7,65
MnO	0,30	0,11	0,23	0,27	0,21	0,22	—	—	—	—
MgO	9,51	7,31	10,56	5,03	5,79	6,56	6,31	3,48	3,30	4,94
CaO	13,51	13,04	11,46	9,71	8,32	12,13	11,45	6,26	10,00	7,49
Na ₂ O	4,30	4,40	6,56	5,20	6,00	4,95	4,76	8,33	6,83	9,61
K ₂ O	1,80	2,20	2,08	1,72	2,30	1,58	0,66	1,26	2,98	3,67
BaO	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,12	—	1,41
CO ₂	—	—	2,16	—	—	—	—	—	—	—
CO ₃	0,24	0,58	—	0,30	0,13	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,58	0,32	—	0,38	0,38	0,20	0,12	0,21	1,34	0,74
П.п.п.	5,76	3,20	2,28	2,60	0,20	—	—	—	—	—
Сумма	100,15	99,55	100,04	99,70	99,65	101,23	99,74	99,97	100,68	100,29

Числовые характеристики

<i>a</i>	11,9	12,8	15,0	14,9	16,3	12,5	11,1	21,1	19,6	25,6
<i>c</i>	2,2	3,0	—	4,6	3,2	2,8	4,8	3,3	3,0	—
<i>c'</i>	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	—
<i>b</i>	40,6	36,1	28,5	26,8	26,8	32,1	30,3	21,2	26,0	24,8
<i>s</i>	45,3	48,1	45,3	52,6	53,7	52,6	53,8	55,4	51,4	49,3
<i>Q</i>	-35,4	-32,4	-41,1	-28,0	-28,4	-22,6	-19,7	-32,7	-39,4	-53,2
<i>n'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>s'</i>	26,2	30,4	20,0	42,8	39,0	32,5	36,3	52,1	42,9	30,9
<i>m'</i>	39,2	34,0	45,0	30,7	35,8	32,6	34,4	27,5	21,6	32,9
<i>c'</i>	34,6	35,6	35,0	26,5	25,2	34,9	29,3	20,4	35,5	36,2
<i>n</i>	78,4	75,5	81,0	82,4	80,2	82,5	91,6	90,5	77,5	80,0
<i>t</i>	4,9	4,6	4,5	4,4	2,8	4,7	2,2	2,2	2,7	0,4
(Na)	0,68	0,61	1,13	0,56	0,67	0,65	0,52	0,78	0,72	1,00

Примечания. 1 — переходная порода пикрит-камптонит, гора Рестинь-Фиру, гора Ньюкврпахх; В. Н. Больщева; 3 — мончикит, гора Кукисумчорр; чикит, ущелье Рамселя; В. Н. Больщева; 6 — тераллит, перевал Петрелиуса; В. Ра-ралит, перевал Чоргрор; Б. М. Куплетский; 9 — шонкинит, перевал Чоргрор; Б. кинит, ущелье Рамселя; Б. М. Куплетский; 12 — щелочной базальт, р. Каскасниона-ский; 14 — анальцимовый базальт, гора Ньюкврпахх; Б. М. Куплетский; 15 — щело-Сев. Кукисумчорр; Б. М. Куплетский; 17 — тингуант, гора Эвеслогчорр; В. Н. Кукисумчорр; Б. М. Куплетский; 20 — тингуант, гора Кукисумчорр; Б. М. Куп-

Номера анализов в таблице соответствуют номерам векторов на рис. 14.

Таблица 8

пород дайкового комплекса

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
47,10 0,78 17,19 5,38 7,79 — 2,16 7,56 8,26 3,19 — — — — 0,88 —	41,49 1,31 19,46 4,40 9,39 0,54 1,73 9,83 6,03 1,64 — 1,07 1,60 0,29 1,59 —	46,81 0,70 19,73 5,64 4,39 2,25 1,12 6,69 10,26 1,60 — — — — 1,30 —	42,07 0,90 22,70 4,42 8,47 1,13 1,13 7,96 4,65 3,09 — — — — 3,87 —	51,81 1,04 15,41 5,86 4,90 0,80 0,84 3,34 11,88 3,22 — — — — сл. —	54,48 0,26 21,28 1,93 2,76 0,84 0,53 1,54 9,78 3,65 — — — — 2,85 —	52,56 0,65 19,18 5,10 0,90 0,32 0,61 2,44 8,40 6,00 — — — — 0,44 3,70	54,46 сл. 19,96 2,34 3,33 0,48 0,99 2,12 8,68 2,76 — — — — 5,20 0,99	52,18 2,52 13,28 9,65 1,55 0,48 0,99 2,16 9,40 5,94 — — — — — 0,89 —	49,43 1,12 13,83 11,37 5,03 1,57 0,27 2,21 13,16 1,82 — — — — — 1,45	51,30 1,77 14,89 9,18 1,19 0,52 0,55 2,49 8,84 6,16 0,29 — — — — — —
100,29	99,54	100,50	100,01	99,39	100,63	99,46	99,46	99,59	100,70	98,63

по А. Н. Заварницкому

22,4 0,1	17,0 5,7	24,8 0,7	16,9 9,0	20,7 —	27,4 0,9	26,9 —	24,8 1,9	18,6 —	19,5 —	21,4 —
—	—	—	—	10,3	—	1,6	—	10,7	14,0	9,1
24,4	24,5	21,1	18,6	8,8	8,2	8,2	7,3	6,1	6,1	5,5
53,1	52,8	53,4	55,5	60,2	64,2	63,3	66,0	64,6	60,4	64,0
—38,7	—34,1	—43,5	—31,8	—31,8	—31,3	—27,9	—28,8	—19,5	—32,2	—23,9
—	—	—	—	—	—	—	—	25,4	—	—
48,6	57,2	44,3	72,8	31,3	73,9	50,4	73,2	—	47,0	21,9
14,9	12,8	20,4	11,7	21,9	10,8	11,3	14,9	29,4	7,1	18,1
36,5	30,0	35,3	15,5	46,8	15,3	38,8	11,9	45,2	45,9	60,0
79,6	85,0	90,6	69,4	77,4	80,4	65,9	82,3	51,1	85,9	55,0
1,2	2,3	1,1	1,6	1,5	0,4	1,0	—	3,5	1,7	2,5
0,99	0,56	0,94	0,40	1,63	0,93	1,09	0,84	2,28	1,82	1,78

ион; В. Н. Большева; 2 — переходная порода от ультраосновного состава к лампробату М. Куплетский; 4 — мончикит, гора Тахтарумчорр; В. Н. Большева; 5 — монмессий и В. Гакман; 7 — тералит, перевал Петрелиуса; Б. М. Куплетский; 8 — тектит М. Куплетский; 10 — шонкинит, перевал Петрелиуса; Б. М. Куплетский; 11 — шонийок; Б. М. Куплетский; 13 — нозеановый базальт, гора Ньоркпахх; Б. М. Куплетский; трахит, гора Расумчорр; Б. М. Куплетский; 16 — щелочной трахит, гора Большева; 18 — тингуант, гора Ньоркяврпахх; В. Рамсей; 19 — тингуант, гора Лупанова.

возрастная группа даек отличается от предыдущей относительным преобладанием щелочных алюмосиликатов над цветными компонентами. Самые молодые дайковые породы — щелочные трахиты и тингуайты — являются разновидностями нефелиновых сиенитов.

Таким образом, исследования химического состава дайковой серии пород позволили установить закономерность изменения их состава и наметить естественный ряд дифференциации от основных (пироксенитов и пикритов) к щелочным (щелочным трахитам и тингуайтам).

Глава III

ТЕКТОНИКА

Хибинский массив обладает автономным внутренним строением, не сопряженным с планом структур вмещающих пород. Внешние контакты его занимают секущее положение по отношению к ориентировке гнейсовидности, слоистости и сланцеватости в окружающих мигматитах, биотитовых гнейсах, кварцитах и диабазах. В северной части массива направление контакта субширотное, а простирание гнейсовидности вмещающих пород меридиональное.

В районе станций Хибины и Имандра граница plutона проходит в меридиональном, а сланцеватость и слоистость в протерозойских образованиях имеют субширотное направление.

Генеральный план внутреннего строения массива определяется серповидными очертаниями разновозрастных интрузий хибинитов, рисчорритов, ийолит-уртитов и лявоочорритов, опоясывающих ядро, образованное фойяитами. Серповидные тела имеют наибольшую ширину в западной части, к востоку видимая мощность их постепенно уменьшается, иногда вплоть до полного выклинивания. При движении с запада на восток более древние интрузивные комплексы закономерно сменяются поздними. Согласно представлениям Н. А. Елисеева [35] и авторов [38], хибиниты, рисчорриты и лявоочорриты принадлежат к классу кольцевых интрузий, а трахигоидные хибиниты, ийолит-уртиты и фойяиты представляют собой конические тела.

Прежде чем перейти к объяснению причин образования основных черт внутреннего строения Хибинского массива, необходимо кратко изложить сведения о его форме и структуре отдельных интрузивных комплексов.

ФОРМА МАССИВА

На современном эрозионном срезе установлено преимущественное падение внешних контактов Хибинского массива к центру интрузии, реже в обратном направлении под углом 30—80°. При этом местами (к востоку от ст. Хибины) изменение направлений падения происходит на расстоянии нескольких метров. На основании имеющегося материала большинство исследователей рассматривало Хибинский массив как сложную интрузию центрального типа [35]. Наряду с этим высказывались мнения о его лакколитовой форме [70].

Коллективом Западного геофизического треста проводилось специальное изучение формы и внутренней структуры массива методами гравиметрии и сейсморазведки [83]. По данным Г. Н. Шаблинского и Н. А. Каверзневой, северный контакт массива до глубины 6—8 км имеет крутое падение под углом 80—90°. Западный контакт, падающий до глубины 2—3 км под углом 70—80° под массив, на глубинах 3—6 км вы полаживается до 50—60°. Южный контакт до глубины 6 км ведет себя аналогичным образом, а на глубинах 6—8 км предполагается его горизонтальное залегание. В целом западная часть массива характеризуется большей вертикальной мощностью, нежели восточная. Породы комплексов рисчорритов, ийолит-уртитов и лявочорритов имеют преимущественно пологое залегание.

Г. Н. Шаблинский относит Хибинский массив к классу лополитообразных интрузий. Вопрос о справедливости его гипотезы, существенно отличающейся от общепринятого взгляда на образование Хибинского массива в результате ритмичного внедрения кольцевых и конических интрузий, может быть решен только после проведения глубокого структурного бурения.

Представления о пологом залегании рисчорритов опровергаются имеющимся фактическим материалом. Большая вертикальная мощность западной части массива, где развиты кольцевые интрузии, по сравнению с областью распространения конической интрузии фойяитов на востоке подтверждает раннюю гипотезу Н. А. Елисеева [35], которую поддерживают и авторы.

СТРУКТУРА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

I Период

Хибиниты. Интрузия хибинитов по внутреннему строению является нераслоенной. Лишь в висячем ее боку выделяется горизонт грубозернистых трахитоидных пород, плоскопараллельная структура которых в плане повторяет дугообразную форму данного интрузивного тела. Падение трахитоидности — преимущественно к центру массива под углом 5—30°. Только у южных склонов горы Вудъяврчорр наблюдалось обратное падение под углами 20—30°.

Залегание внешнего контакта хибинитов с вмещающими породами, согласно приведенным выше данным гравиметрии, — вертикальное. Внутренний контакт хибинитов с трахитоидными хибинитами наблюдался в семи выходах на склонах гор Ловчорр, Часночорр и Юмечорр. Контакт резкий, падающий к центру массива под углами 40—70°. Как правило, вдоль контакта залегают дайки жильных пород, препятствующие изучению взаимоотношений между обоими интрузивными комплексами.

Таким образом, судя по имеющимся ограниченным данным, внешний контакт интрузии хибинитов залегает почти вертикально. Контакт с более молодой интрузией трахитоидных хибинитов падает к центру массива под углами 40—70°.

Трахитоидные хибиниты. Отличительной чертой пород данного комплекса является повсеместно четко выраженная трахитоидность, обусловленная план-параллельной ориентировкой таблитчатых кристаллов полевого шпата. Простирание ее повторяет очертания контуров данной интрузии, падение — к центру массива под различными углами. В районе выклинивания интрузии, на горах Намуайв и Коашкар, обычны крутые падения под углом 75—80°. При движении к западу, в направлении гор Тахтарвумчорр и Юдычвумчорр, наблюдается выполаживание трахитоидности до 20—30° и даже до субгоризонтального залегания. В поперечном разрезе на горах Тахтарвумчорр и Вудъяврчорр отмечается закономерное изменение углов падения трахитоидности от 50—60 в нижней до 5—15° в верхней части интрузивного комплекса.

Вдоль внешнего контакта данная интрузия соприкасается с древними гнейсами, диабазами, ромбен-порфирами и хибинитами. Выше отмечалось, что нижний контакт ее с хибинитами погружается внутрь массива под углами 40—70°. Контакты трахитоидных хибинитов с гнейсами падают как к центру массива, так и от него.

Со стороны висячего бока трахитоидные хибиниты контактируют с более молодыми ийолит-уртитами, рисчорритами и фойяитами. Контакты с рисчорритами на горах Тахтарвумчорр, Ляво-чорр и Коашкар погружаются внутрь массива под углом 80—85° (4 замера). Контакты ийолит-уртитов с хибинитами падают в том же направлении под углом 70—80°. Контакт между трахитоидными хибинитами и фойяитами на Коашкаре наклонен к центру массива под углом 75° или залегает вертикально. Таким образом, можно предположить, что оба контакта интрузии трахитоидных хибинитов наклонены к центру массива: нижний под углами 50—70, верхний — 80—85°. Однако залегание верхнего контакта не дает представления об истинной форме интрузии, так как он образован при внедрении более поздних комплексов. Судя по пологому залеганию трахитоидности в верхней части интрузии, ее верхний контакт погружается к центру массива под углом 10—20°.

II Период

Рисчорриты. Им свойственны массивные текстуры. Лишь изредка на горах Поачвумчорр и Рисчорр в них наблюдается неясно выраженная полосчатость, обусловленная появлением меланократовых прослоев шириной 2—4 см. Простирание полосчатости в общем согласно с простирианием границ интрузии, падение — к центру массива под углами 60—70°. Контакты рисчорритов с более древними трахитоидными хибинитами, как мы уже отмечали, наклонены к центру массива под углами 80—85°, а с ляво-чорритами и фойяитами падают в том же направлении под углами от 60—85° до вертикальных (16 замеров).

На основании анализа залегания контактов внешний контакт описываемой интрузии круто наклонен к центру массива или вер-

тикальный, а внутренняя граница образована поверхностью срезания более молодыми породами. Эта поверхность погружается внутрь массива под углами 60—85°.

Ийолит-уртиты. Н. А. Елисеев [35] рассматривал интрузию ийолит-уртитов как типичный пример интрузивных конических пластов, характеризующихся полной конформностью внутренней структуры с поверхностями внешних контактов. Однако детальные поисково-разведочные работы и комплексные геофизические исследования последних лет указывают на более сложное внешнее и внутреннее строение ее.

Внешний (нижний) контакт интрузии с вмещающими трахитоидными хибинитами и рисчорритами на всем протяжении (по данным 20 замеров на поверхности) падает к центру массива под углами 60—85°, с локальными отклонениями до 45° на горах Намуайв, Лявочорр и Суолуайв. Крутое падение данного контакта прослежено в современном рельфе на интервале 700 м. Пересечение нижнего контакта восьмью скважинами на отметках от —150 (Расвумчорр) до —1000 м (Коашва) показывает, что на этих глубинах угол падения не превышает 30—35°.

Достоверные сведения о положении верхнего (внутреннего) контакта, а следовательно, и о первичной форме ийолит-уртитовой интрузии можно получить только в ее южной части, где она целиком залегает в более древних породах. Здесь, в пределах Кукисвумчорр-Расвумчоррского участка, бурением и геофизическими исследованиями установлено резкое выполнаживание контакта от 30° в приповерхностной части до 0—10° (см. рис. 4). Положение и форма верхнего контакта ийолит-уртитовой интрузии в северной ее половине остаются неизвестны, так как висячий бок ийолит-уртитов срезан здесь более поздней интрузией лявоочорритов.

Внутреннее строение ийолит-уртитовой интрузии определяется положением контактов и элементов прототектоники каждого из трех подкомплексов.

Положение и форма нижнего контакта интрузии ийолитов и уртитов 1-й субфазы, являющегося одновременно внешним контактом всего комплекса, были охарактеризованы выше. В южной части, в лежачем боку комплекса, первичная расслоенность в узкой (10—50 м) приконтактовой зоне, параллельная плоскости контакта (угол падения 60—85°), быстро выполняется до 30—25° по мере удаления от него.

Массивные уртиты и апатито-нефелиновые руды 2-й субфазы характеризуются на верхних уровнях параллельностью верхнего и нижнего контактов, пологим (20—35°) падением и соответствием внутренней структуры внешним контурам.

На отметках минус 400—800 м по данным структурного бурения угол падения массивных уртитов резко увеличивается до 60—70° [участки горы Куэльпор (см. рис. 8) рек Ворткеуай, Юкспориок], мощность уртитов местами (Юкспориок) уменьшается в несколько раз, а апатитовое оруденение приобретает вкрапленный и гнездовый характер.

В южной части интрузии нижний контакт уртитов 2-й субфазы залегает согласно с пологой расслоенностью висячего бока пород 1-й субфазы. Только на Коашвинском участке установлено пересечение этим контактом по падению трахитоидности дорудных уртитов и ийолитов, сопровождающееся образованием протяженных зон брекчий. Кроме того, восточнее Коашвы, в долине р. Вуоннемиок, и на северо-западном фланге Кукисвумчоррского месторождения (южный отрог горы Кукисвумчорр) установлено срезание массивными уртитами 2-й субфазы пород 1-й субфазы по простианию, в результате чего последние полностью отсутствуют в районе Суолуай — Ньоркпахк и на участке Бол. Кукисвумчорр.

Апатитовые залежи Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского участка имеют сложное внутреннее строение, обусловленное широким развитием пликативных и дизьюнктивных нарушений.

По данным Г. М. Вировлянского [19], тектоническая эволюция данных месторождений может быть представлена в следующем виде:

- а) образование структур течения в жидкой фазе;
- б) преобразование структур течения в складчатые формы в пластичном состоянии; дальнейшее развитие складчатых форм в твердой среде с образованием надвигов и сдвигов (внутриапатитовая тектоника);
- в) образование постмагматических нарушений преимущественно сбросового характера (продольные, поперечные, диагональные) с амплитудой в десятки и сотни метров, выходящих за пределы залежи (послеапатитовая тектоника).

Придавая решающее значение дизьюнктивной тектонике, Г. М. Вировлянский [9] считает основным элементом структуры апатитовой залежи продольный сброс, намеченный им в висячем боку последней. Этот сброс, документирующийся, по мнению Г. М. Вировлянского, апатитовой брекчией и поздними ийолитами, падает несколько круче рудного тела, смещая его вниз по падению на сотни метров.

По данным Ф. М. Онохина [62] Кукисвумчоррское рудное тело на северо-западном фланге срезается крутопадающим поперечным разломом, в зоне которого наблюдается брекчирование всех пород (включая пострудные малиниты и поздние лявочорриты) и широкое развитие пегматитовых жил, секущих породы дайкового комплекса. Однако гравимагнитные исследования, проведенные в зоне предполагаемого разлома, не обнаружили признаков каких-либо смещений.

Вместе с тем, по данным авторов, в рудном теле достоверно устанавливаются только продольные пологопадающие нарушения преимущественно взбросового характера с амплитудой до нескольких метров, не выходящие за пределы рудного тела.

Породы 3-й субфазы отличаются более сложным строением. В пределах Кукисвумчорр-Расвумчоррского и Куниокского участков плоскость их нижнего контакта, залегая до отметки ± 0 согласно с рудным телом, падает под углами $30-40^\circ$. Ниже этот

контакт по данным глубокого структурного бурения имеет углы падения от 50° (уч-к Саамский) до 65° (уч-ки Куэльпор и Юксфор). На северо-западном фланге Кукисумчоррского месторождения и на участке р. Вуоннемиок — гора Ньоркпахк породы 3-й субфазы срезают по простирианию и падению породы 2-й субфазы и занимают всю площадь ийолит-уртитовой интрузии (горы Бол. Кукисумчорр, Суолуйв, Ньоркпахк).

Верхний контакт образований 3-й субфазы на Кувисумчорр-Расвумчоррском участке резко выполаживается до горизонтального. На участке Ньоркпахк — Суолуйв как верхний, так и нижний контакты падают одинаково круто (60—80°). На участке р. Куниок висячий бок пострудных уртитов и ийолитов срезан поздней интрузией ляворрортов.

Внутреннее строение пород 3-й субфазы отличается большой сложностью. На участке Ньоркпахк — Суолуйв текстуры течения в ийолитах падают согласно с крутыми контактами интрузии (60—80°) только в узкой приконтактовой полосе (50—100 м), далее выполаживаясь до 10—15°. На Кукисумчорр-Расвумчоррском участке трахитоидность и полосчатость в пострудных малинитах и луявритах висячего бока залегают полого (0—15°), в соответствии с верхним контактом. В лежачем боку интрузивного тела при построении разрезов выявляется несоответствие, обусловленное более пологим, чем нижний контакт, залеганием первичной расслоенности, в результате чего ряд слоев ийолитов и мельтейтитов примыкают под острым углом к рудному телу, не выходя на поверхность (см. рис. 4).

Согласно представлениям Т. Н. Ивановой [41], интрузия ийолит-уртитов в момент ее становления имела в плане форму непрерывного кольца, протягивающегося от горы Коашкар через Рисчорр до горы Рестиньюн. В результате последующих радиальных и концентрических тектонических движений она была разобщена на ряд блоков.

III Период

Ляворрорты. По внутренней структуре породы данного комплекса являются массивными. Выше уже отмечалось, что контакты ляворрортов с рисчорритами падают к центру массива под углами от 65° до вертикальных, а ийолит-уртитов с ляворрортами также наклонены внутрь интрузивного тела (50—70°). Пространственное положение пограничной поверхности между ляворрортами и фойяитами не ясно. Судя по залеганию трахитоидности в фойяитах, она наклонена к центру массива (65—70°).

Таким образом, интрузия ляворрортов имеет, по-видимому, взаимно параллельные контакты, наклоненные к центру массива под углами от 50—75° до вертикальных.

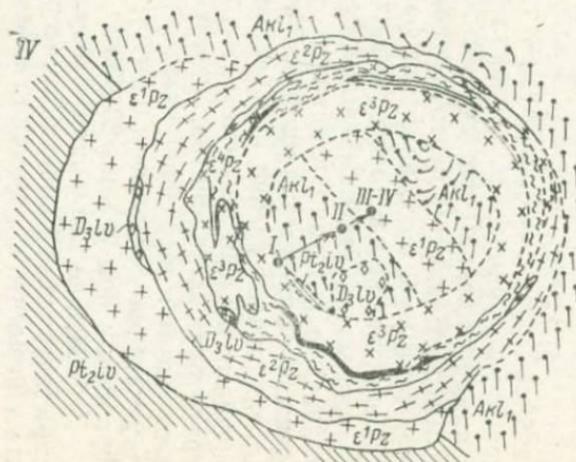
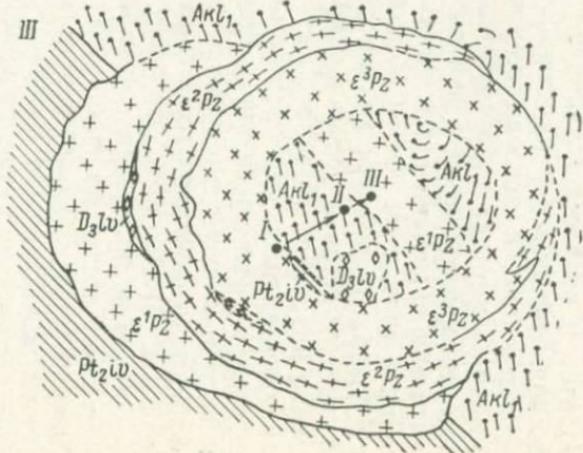
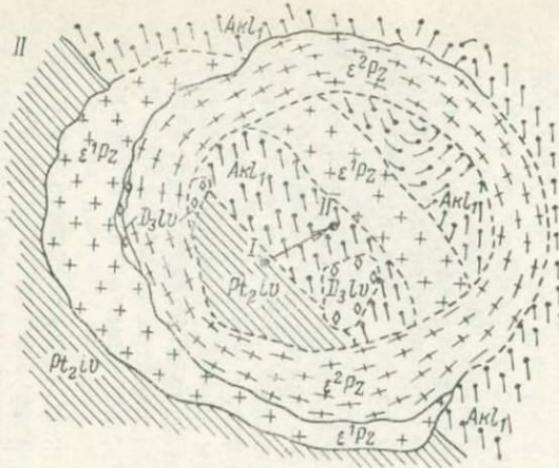
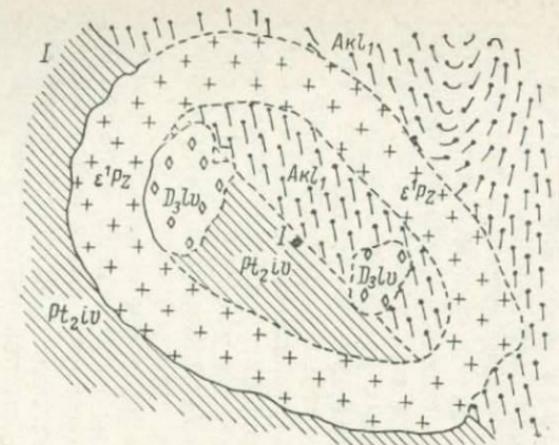
Фойяиты. Часто обладают четко выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной ориентировкой таблитчатых кристаллов полевого шпата. В краевых частях интрузии трахитоидность гар-

монично сопряжена с контурами внешнего контакта с падением к центру массива ($65-75^\circ$). Центральная часть комплекса сложена массивными эгириновыми фойяитами. Согласно приведенным выше данным, нижний контакт фойяитов с окружающими породами падает внутрь массива. О положении верхнего контакта фойяитовой интрузии судить трудно, так как в нормальном залегании перекрывающие ее образования в районе не известны. Судя по взаимоотношениям фойяитов с останцами кровли, распространенными на Саамском перевале, залегание верхнего контакта пологое. Таким образом, интрузия фойяитов, вероятно, имеет крутопадающий нижний и пологолежащий верхний контакты.

Анализ приведенных выше данных свидетельствует о том, что кольцевые интрузии хибинитов, рисчорритов и лявофорритов сложены в основном массивными породами. Для них типично либо вертикальное падение ограничивающих поверхностей, либо погружение их внутрь массива под углом $80-85^\circ$. Конические интрузии трахитоидных хибинитов, ийолит-урититов и фойяитов характеризуются четкой расслоенностью, нижние контакты их падают к центру массива под углами $65-70^\circ$, верхние наклонены в том же направлении под углами $20-30^\circ$.

Обобщение материала о возрастных взаимоотношениях и строении слагающих Хибинский массив интрузивных комплексов позволяет наметить следующие главные этапы магматизма: I период — внедрение кольцевой интрузии хибинитов и конической трахитоидных хибинитов; II период — образование кольцевого тела рисчорритов и конического ийолит-урититов; III период — формирование кольцевой интрузии лявофорритов и конической фойяитов. Следовательно, в истории становления массива вырисовываются три крупных ритма, в каждом из которых происходило заполнение магмой первоначально кольцевых, а затем конических разломов. Закономерная смена более ранних комплексов поздними при движении с запада на восток объясняется тем, что центр периодически возобновляющихся концентрических разломов последовательно перемещается в восточном направлении. В результате этого ранние интрузии, первоначально имевшие в плане округлые очертания, срезались более поздними интрузивными телами. Поэтому на современном эрозионном срезе все интрузии, за исключением фойяитов, имеют серповидную форму. Лишь самое молодое коническое тело фойяитов сохранило свою истинную конфигурацию (рис. 15, 16).

Авторами проведена попытка определения геометрических параметров каждой из концентрических интрузий, образующих Хибинский массив, с расчетом расстояния перемещения центров интрузии при движении с запада на восток. При определении эксцентриситетов и размеров каждого интрузивного комплекса, сохранившегося на современном срезе в виде серповидного тела, первоначальные очертания его графически реконструировались, исходя из существующей конфигурации. Результаты расчетов сведены в табл. 9.



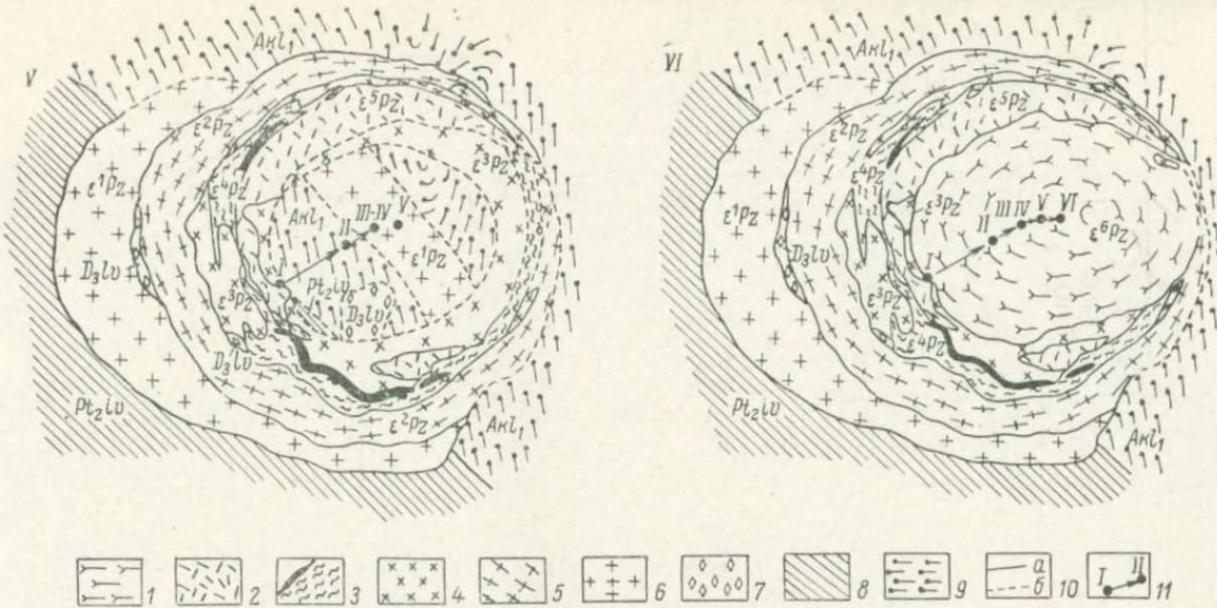


Рис. 15. Схема формирования интрузивных комплексов Хибинского щелочного массива.

1 — фойяиты; 2 — лявочорриты; 3 — ийолит-уртиты и апатито-нейфелиновые руды; 4 — рисчорриты; 5 — трахитоидные хибиниты; 6 — массивные хибиниты; 7 — ромбен-порфирь девона; 8 — зеленокаменные породы протерозоя; 9 — гнейсы архея; 10 — контакты устаковленные (*a*) и предполагаемые (*б*); 11 — центры интрузивных комплексов и направление их перемещения.
Римские цифры — номера интрузивных фаз.

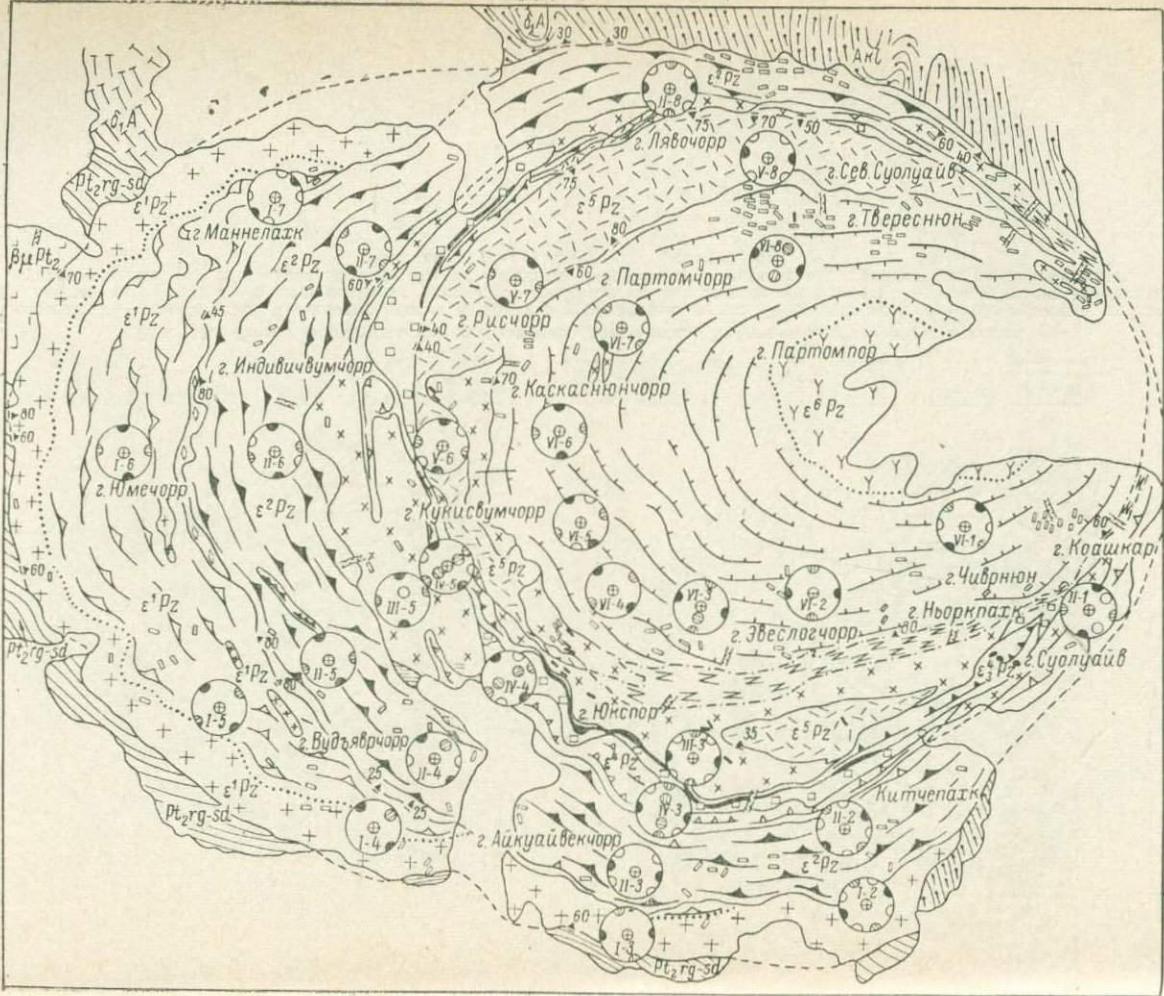




Рис. 16. Структурная схема Хибинского щелочного массива.

1 — четвертичные отложения; 2 — формация дак, связанных с региональныммагматизмом (a), эти приальбитовые жилы, щелочные пегматиты, жильные нефелиновые сиениты (b); 3 — фойяиты массивные; 4 — фойяиты трахитидные; 5 — жильные (a) и масштабные (b) лягвий-кордиты; 6 — ийолит-урититы пострудные субфаазы; 7 — апатито-нефелиновые руды (a), уртиты массивные (b); 8 — ийолит-урититы дорудные субфаазы; 9 — рисчорриты массивные; 10 — жильные трахитидные (a) и трахито-диабазовые (b); 11 — жильные (a) и грубозернистые хибиниты; 12 — хибиниты массивные; 13 — ромбические порфириты (a), утлсто-тианистые сланцы (b); 14 — мегапериодиты, трахито-диабазы; 15 — хибиниты; 16 — зеленные актинолитовые сланцы, кварцито-песчаники, шаровые лавы, турбогнейсы; 17 — тектонические нарушения; 18 — зоны катаклизма, перекристаллизации и милонитизация; 19 — диагональные, радиальные, пластины; 20 — диагональные, радиальные, пластины; 21 — элементы залегания контактов.

Несмотря на схематичность подобных построений, полученные результаты все же дают конкретные данные об истинном размере каждой интрузии, ее эксцентриситете и направлении перемещения.

Наряду с кольцевыми и коническими разломами, открывающими пути для щелочной магмы, в пределах Хибинского массива отчетливо выражены наложенные тектонические нарушения различного возраста, характера и масштаба. Они широко проявлены в зонах выклинивания разновозрастных интрузивных комплексов на участках Рестиньюн и Коашкар, а также вдоль южного контакта фойяитов и рисчорритов на хр. Эвеслогчорр [44].

На участках Рестиньюн и Коашкар тектонические нарушения вызвали огнейсовование, перекристаллизацию и рассланцевание рисчорритов, фойяитов, хибинитов и ийолит-урититов, появление бластических структур, широкое развитие блокирования.

Эвеслогчоррская тектоническая зона прослежена на расстоянии 24 км при ширине 100—1500 м от горы Коашкар на востоке до горы Кукусумчорр на западе. Южная часть ее охватывает верхи комплекса рисчорритов, северная — внешнюю часть фойяитового ядра. В пределах данной зоны рисчорриты приобретают отчетливую гнейсовидность и очковую структуру, обусловленную наличием среди мелкозернистой бластической массы овальных зерен полевого шпата, содержащих пойкилитовые вростки нефелина. Длина их 3—10 см при ширине 1—4 см. Соотношение площади «очки» и основной массы, по А. В. Галахову [13], меняется от 23 до 77 %.

В гнейсовидных разновидностях отмечаются кулисообразно и четковидно расположенные линзовидные тела массивных рисчорритов длиной до 1,5 м. Как «очки», так и линзовидные тела являются реликтами исходных рисчор-

Таблица 9

Параметры палеоструктурных реконструкций Хибинского массива

Фаза интрузии	Породы	Азимут длиной оси интрузии	Размер длиной оси, км	Размер короткой оси, км	Эксцентриситет	Местоположение центра данной интрузии по отношению к центру предшествующей интрузии		Местоположение центра данной интрузии по отношению к центру интрузии хибинитов	
						Азимут	Расстояние, км	Азимут	Расстояние, км
6	Фойяиты	СВ 82°	26,0	18,5	0,71	СВ 84°	1,6	СВ 66°	12,8
5	Лявочорриты	СВ 88	29,0	26,0	0,89	СВ 75	2,0	СВ 63	11,9
4	Ийолит-уриты	СВ 85	29,5	28,3	0,96	—	—	СВ 60	9,5
3	Рисчорриты	СВ 83	31,0	28,75	0,93	СВ 60	2,7	СВ 60	9,5
2	Трахитоидные хибиниты	С3 274	38,0	34,0	0,89	СВ 60	6,8	СВ 60	6,8
1	Хибиниты	С3 302	41,0	27,4	0,67	—	—	—	—
Массив в целом			44	35	0,79				

ритов, претерпевших блокирование, дробление и перекристаллизацию. В милонитизированных разновидностях рисчорритов наблюдаются и поздние прямоугольные порфиробласти полевого шпата длиной до 4—10 см, содержащие реликтовые агрегаты мелкозернистой основной массы. Иногда они ориентированы перпендикулярно или косо по отношению к гнейсовидности рисчорритов.

Вопрос о генезисе гнейсовидных рисчорритов является дискуссионным. А. В. Галахов [13] рассматривает их как первично-магматические образования, возникшие при кристаллизации расплавов в условиях одностороннего давления. По мнению авторов, они представляют собой продукты тектонических деформаций в зонах нарушений.

В северной части Эвслогчоррской тектонической зоны развиты катаклазированные и перекристаллизованные гнейсовидные нефелиновые сиениты, возникшие за счет фойяитов. В наименее изменившихся разновидностях, обычно сохраняющих реликты первичных магматических структур, кристаллы полевого шпата и нефелина отчетливо гранулированы. В наиболее тектонизированных перекристаллизованных сиенитах наряду с интенсивным проявлением бластеза и формированием порфиробластов нередко отмечаются останцы фойяитов. В порфиробластических разновидностях в мелкозернистой гранулированной основной массе постоянно отмеча-

ются более крупные прямоугольные кристаллы полевого шпата размером 3—7 см. Распределение порфиробластов неравномерное. Большая часть их вытянута по гнейсовидности, изредка пересекая ее в различных направлениях. В порфиробластах наблюдаются неправильные участки мелкозернистой основной массы, состоящей из эгирина, нефелина, микроклина и альбита. Игольчатые и призматические кристаллы эгирина и чешуйки биотита обнаруживают четкую субпараллельную ориентировку, обуславливающую гнейсовидность. Гнейсовидные нефелиновые сиениты отличаются от порфиробластических лишь отсутствием новообразованных крупных кристаллов полевого шпата.

Катаклазированные рисчорриты и фойяиты в зонах мощностью от десятков сантиметров до 150 м отчетливо рассланцованны, заметно обогащены эгирином, биотитом, астрофиллитом. Часто здесь наблюдаются мелкие сбросы амплитудой 2—5 м и зеркала скольжения. Простирание гнейсовидности и сланцеватости в Эвеслогчоррской тектонической зоне меняется от СВ 80° на востоке, у горы Коашкар, до СЗ 300° на западе, в районе горы Юксфор; падение крутое, под углами 80—90° к центру массива.

Помимо описанных выше концентрических тектонических зон на площади Хибинского массива имели место тектонические подвижки по радиальным направлениям. Наличие их подчеркивается ориентировкой речных долин, закладывавшихся, по-видимому, в наиболее ослабленных зонах. К радиальным трещинам на горах Коашкар и Рестиньюн приурочены зоны ожелезнения и альбитизации, а на горе Юксфор отмечается интенсивная шпреутейнизация.

Палеозойскими концентрическими разломами были охвачены и вмещающие массив докембрийские образования, среди которых устанавливаются зоны милонитизации мощностью до 50 м. Часть этих зон залечена мелкими телами нефелиновых и щелочных сиенитов. Концентрические разломы протяженностью до 15 км выявляются также в боковых породах по данным гравиметрии [82].

Наиболее сложными являются вопросы об относительном возрасте тектонических деформаций различного направления, времени проявления разломов, закономерностях возобновления движений по ранее заложенным тектоническим зонам в поздние периоды и о возможных амплитудах перемещения в смежных блоках. По этим важнейшим вопросам могут быть высказаны лишь косвенные соображения. Существование разновозрастных кольцевых и конических интрузий говорит о многоэтапной тектонической деятельности. Образование концентрических зон смятия на горах Эвеслогчорр и Рестиньюн имело место после образования фойяитов, но до процессов альбитизации и внедрения дайковых пород. Доказательством тому служит пересечение блокированных фойяитов и пегматитов неразорванными дайками лампрофиров на горе Эвеслогчорр.

В свою очередь формирование дайковой серии пород сопровождалось дополнительными подвижками с небольшими амплиту-

дами перемещения. Радиальные тектонические нарушения развивались позднее, чем концентрические. Приуроченные к ним зоны альбитизации и ожелезнения на горах Рестиюн и Коашкар явно накладываются на раннее сформировавшиеся дайки и эгирин-полевошпатовые жилы, вытянутые по концентрическим направлениям.

Тектоническая «жизнь» Хибинского массива не ограничивается палеозойской эпохой, а продолжается до наших дней. С новейшими, более быстрыми, чем в окружающих породах, тектоническими поднятиями связывается формирование среднегорного рельефа Хибин. В подобные поднятия, происходившие по концентрическим разломам, видимо, вовлекалась и узкая зона вмещающих пород, так как рельеф местности здесь более расчлененный, чем вдали от массива. Район Хибинского щелочного plutона до сих пор отличается повышенной сейсмичностью [65, 77].

В последние годы оживленную дискуссию вызвала гипотеза Ф. М. Онохина [62, 63] о сложном блоковом строении Хибинского массива, обусловленном наличием ряда крупных радиальных разломов, расходящихся из центрального фойяитового ядра. По представлениям этого исследователя, амплитуда перемещения одного из таких блоков, ограниченного Кукисумчоррским и Куэльпорским разломами, достигает 2—2,5 км.

Данная гипотеза, согласно которой апатитовая залежь, расчлененная радиальными разломами, в целом опущена на значительную глубину, представляет несомненный интерес. Если она получит документальное подтверждение, это значительно расширит перспективы поисковых работ. К сожалению, по представлениям авторов монографии, точка зрения Ф. М. Онохина пока недостаточно обоснована объективным фактическим материалом. В пределах Хибинского массива действительно существуют радиальные зоны повышенной трещиноватости, однако они не сопровождаются сколько-нибудь значительными перемещениями. Здесь не наблюдается ни горизонтального смещения границ различных комплексов в крыльях предполагаемых сбросов, ни вторичных наложенных структур, параллельных плоскостям сбрасывателя, ни зон брекчирования и милонитизации, обычно документирующих крупные разломы. Все эти соображения не позволяют нам согласиться с гипотезой Ф. М. Онохина о блоковом строении Хибинского массива.

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА

Изучение трещинной тектоники Хибинского массива было начато в 1932—1934 гг. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и А. В. Пэком [69]. Более поздними исследованиями Н. А. Елисеева, И. С. Ожинского и Е. Н. Володина [35] установлено, что в породах массива развиты сопряженные с первичными элементами прототектоники пластовые, продольные, поперечные и диагональные трещины. Ориентировка блока систем трещин, по Н. А. Елисееву, находится в полном соответствии с концентрическим строением интрузий.

Наиболее полные сведения по трещинной тектонике получены авторами [46]. Собранные нами материалы по трещиноватости обрабатывались путем построения круговых диаграмм по нескольким секторам для каждого интрузивного комплекса. Секторы ограничены с одной стороны контурами распространения пород разновозрастных интрузий, с другой — радиальными линиями, проведенными от центра комплекса фойяитов. Схема расположения их показана на рис. 16. В каждом секторе положение структурного блока существенно не меняется, что позволяет, несмотря на концентрическое строение массива, достаточно объективно судить о закономерностях поведения систем отдельности. Кроме того, круговые диаграммы трещиноватости составлены по разрезу ст. Хибины — устье р. Тулиок.

Ниже приведены данные о положении структурного блока в разновозрастных интрузивных комплексах. В основу описания положена характеристика диаграмм по разрезу, дополненная материалами о поведении трещин в отдельных секторах.

Диаграмма трещиноватости хибинитов. На диаграмме отчетливо выражены 5 максимумов систем трещин (рис. 17, а): 1 — СЗ 340° , падение вертикальное, 2 — СВ 65° , падение вертикальное; 3 — СВ 80° , падение вертикальное; 4 — В 90° , падение вертикальное; 5 — горизонтальная.

Первые четыре максимума образуют две взаимно перпендикулярные пары. Система трещин 1 направлена параллельно простианию внешнего контакта хибинитов (концентрическая система), а расположенная под углом 85° к ней система трещин 2 ориентирована радиально относительно центра интрузии хибинитов. Пара взаимно перпендикулярных систем 3 и 4 располагается под острыми углами по отношению к радиальным и концентрическим трещинам. Горизонтальная система трещин перпендикулярна к ранее рассмотренным. Таким образом, в диаграмме трещиноватости хибинитов расположение всех 5 максимумов полностью соответствует тому, которое наблюдал Н. А. Елисеев в нерасслоенных интрузиях. Однако установить принадлежность выделенных систем к определенным генетическим типам не представляется возможным ввиду того, что хибиниты не обладают линейным параллелизмом минералов.

Анализ трещинных диаграмм, построенных для различных секторов (см. рис. 16), показывает, что блок трещин в хибинитах образован тремя взаимно перпендикулярными системами трещин (радиальной, концентрической и диагональной, а в ряде случаев (секторы I-2, I-6) усложняется горизонтальными трещинами. Положение блока систем трещин в хибинитах отражает кольцевое строение данной интрузии (табл. 10).

Диаграмма трещиноватости трахитоидных хибинитов. Блок систем трещин трахитоидных хибинитов образован (рис. 17, б) тремя максимумами, соответствующими: 1 — радиальным (СВ 66° , падение вертикальное); 2 — концентрическим (СЗ 356° , падение на юго-запад под углом 80°) и 3 — горизонтальным трещинам.

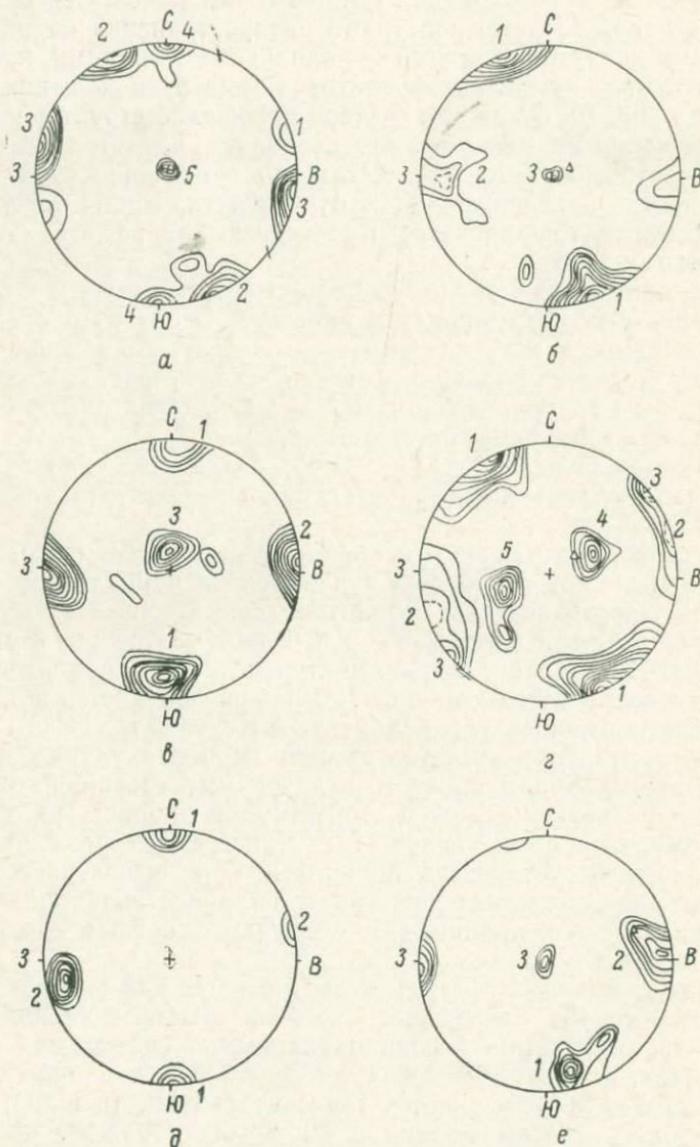


Рис. 17. Диаграммы трещиноватости хибинитов (а), трахитоидных хибинитов (б), рисчорритов (в), ийолит-урититов (г), лявофорритов (д) и фойяитов (е).

Треугольником показаны центры максимумов трахитоидности.

Таблица 10

Ориентировка (град.) радиальных и концентрических систем трещин в различных участках интрузии хибинитов

Номера секторов на рис. 16	Система трещин		Наименьший двугранный угол между диагональной и концентрической системами
	Радиальная	Концентрическая	
I-2	C3 328	CB 62	86
I-3	C 0	CB 74	74
I-4	CB 54	C3 330	84
I-5	CB 60	C3 342	84
I-6	CB 80	CB 5	75
I-7	C3 300	—	—

Значком треугольник на диаграмме показан центр максимума трахитоидности хибинитов, расположенный в северо-восточном квадранте. Сопоставление ориентировки максимумов трахитоидности хибинитов с диаграммой трещиноватости показывает, что пластовые трещины, которые должны совпадать с плоскостями стратификации, отсутствуют. Данные трещины получили отражения на диаграммах, составленных для всех 8 секторов трахитоидных хибинитов (см. рис. 16), что, вероятно, объясняется их слабой выраженностью и различными углами наклона трахитоидности у лежачего и висячего боков интрузии.

Анализ диаграмм трещиноватости по секторам показывает, что при движении по простианию интрузии трахитоидных хибинитов направление радиальных и концентрических систем трещин закономерно меняется.

Диаграмма трещиноватости рисчорритов. На диаграмме (рис. 17, б) выделяются максимумы главных систем трещин: 1 — радиальной ($B 90^\circ$, падение на юг под углом 80°); 2 — концентрической ($C 0^\circ$, падение вертикальное) и 3 — горизонтальной. Эта диаграмма наглядно иллюстрирует взаимную зависимость в расположении главных систем трещин. Радиальная система имеет крутое падение к югу. Субгоризонтальная система, сохраняя свое нормальное положение по отношению к радиальной, отклоняется к северу на 10° .

Два слабо выраженных максимума пологих трещин не сопряжены с главными и, по-видимому, являются трещинами отслаивания вдоль поверхности склонов.

Диаграмма трещиноватости ийолит-урититов. Трещиноватость ийолит-урититов (рис. 17, г) характеризуется наличием: 1 — вертикальных радиальных ($CB 60^\circ$); 2 — концентрических ($C3 342^\circ$); 3 — диагональных ($C3 320^\circ$); 4 — наклонных пластовых и 5 — попечерных трещин.

Пластовая система трещин, как и трахитоидность этих пород, имеет простижение $C3 335^\circ$ и наклонена к центру массива под

углом 39° . Расположенная под углом 82° к ней поперечная система при этом же простирации погружается к юго-западу под углом 43° . Максимум горизонтальных трещин здесь отсутствует.

Детальное изучение трещиноватости ийолит-уртитов, основанное на обобщении обширного фактического материала, полученного при проведении крупномасштабной геологической съемки, показало, что блок систем трещин ийолит-уртитов образован тремя возрастными генетическими группами трещин: первичными (контакционными), тектоническими и трещинами разгрузки [48].

Первичные (пластовые, поперечные, продольные и диагональные) трещины закономерно связаны с элементами расслоенности пород, подчеркивают особенности формы конической интрузии ийолит-уртитов и гармонично сопряжены с ее структурой. Тектонические трещины радиального и концентрического направлений возникают в связи с обновляющимися разломами, сопровождающими становление более молодых интрузий лявофоритов и фойяитов. Горизонтальная отдельность проявляется вдоль поверхностей отслоения пород при снятии нагрузки (эрозии вышележащих толщ).

Установлена приуроченность жильных дифференциатов ийолит-уртитовой интрузии к первичным трещинам, пород дайкового комплекса — к тектоническим разломам.

Диаграмма трещиноватости лявофоритов. На диаграмме (рис. 17, д) отражены: 1 — радиальная ($\text{В} 90^\circ$, падение вертикальное) и 2 — концентрическая ($\text{СЗ} 353^\circ$, падение на юго-запад под углом 80°) системы трещин.

Большой фактический материал по трещиноватости лявофоритов подтверждает зависимость положения блока систем трещин от кольцевого строения данной интрузии.

Диаграмма трещиноватости фойяитов (рис. 17, е). Форма блоков систем трещин фойяитов определяется тремя максимумами, соответствующими: 1 — радиальной ($\text{СВ} 78^\circ$, падение на юго-восток под углом 85°); 2 — концентрической (простижение $\text{СЗ} 354^\circ$, падение на северо-восток под углом 80°) и 3 — горизонтальной системой отдельности.

Центр максимума трахитоидности фойяитов, помеченный на диаграмме треугольником, имеет крутое падение к северо-востоку. Не исключено, что пластовые системы трещин группировались совместно с концентрическими в широкий максимум. Форма блока систем трещин в различных частях интрузии фойяитов не отличается постоянством: кроме радиальных, концентрических и горизонтальных трещин в некоторых секторах выделяются пластовые и поперечные.

Морфологические особенности трещин различных систем. Трещины различных систем в породах Хибинского массива морфологически мало отличаются друг от друга.

Радиальные трещины, характеризующиеся ровными поверхностями, прослеживаются обычно на значительные расстояния. Радиальными системами трещин часто образованы борта ущелий

(ущелья Рамсея, Ферсмана, Рисчорра, «Дразнящего эха» и др.).

Концентрические трещины также выдержаны в ориентировке и прямолинейны. Расстояния между ними колеблются от 20—30 см до 3—5 м. Поверхности концентрических трещин плотно примыкают друг к другу, а иногда приоткрыты. Ущелья, борта которых образованы этими трещинами, широко распространены в периферических частях массива. В отдельных случаях ущелья радиальных и концентрических направлений пересекаются под прямым углом (Г-образное ущелье, расположенное на южных предгорьях Ловчорра).

Горизонтальные трещины отличаются прерывистостью, волнистой поверхностью и образуют тонкоплитчатую отдельность.

Диагональные трещины всегда ровные, закрытые. Обычно развита только одна система диагональных трещин, значительно реже — две. В этом случае трещины какого-либо одного направления выражены отчетливее, нежели другого.

Поперечные трещины немногочисленны, прямолинейны. Пластовые системы трещин, развитые в ийолит-уритатах и реже в трахитоидных хибинитах и фойяитах, отличаются прерывистостью и невыдержанностью ориентировки.

Радиальные и концентрические разломы, определяющие трещинную тектонику Хибинского массива, продолжаются и во вмещающих архейских и протерозойских образованиях. Впервые на это обратил внимание Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [57]. Более поздними исследованиями Г. Д. Рихтера [71] выявлена серия радиальных и концентрических разломов вокруг Хибинского массива.

Наличие концентрических систем трещин во вмещающих породах подтверждается и нашими наблюдениями. К концентрическим системам трещин, развитым в зоне экзоконтакта, приурочены сателлитовые трещинные интрузии щелочных сиенитов, имеющие в плане линейно-вытянутую форму и прослеживающиеся по профилю до 2 км при мощности 200 м. Сателлитовые интрузии зафиксированы нами в архейских гнейсах к северу от массива, а также в метадиабазах и зеленых сланцах в районе оз. Имандра и ст. Хибины. Крупный массив анальцимо-нефелиновых сиенитов субширотного профиля, расположенный в 5 км от южного контакта Хибинского plutона, описан Н. И. Соустовым [75]. Разломы концентрических направлений фиксируются также по зонам милонитизации во вмещающих породах. Одна из таких зон установлена в метагаббро у устья р. Гольцовки. Эта зона имеет меридиональное профиляние и крутое (70°) падение к западу.

Проекции полюсов жил и даек, развитых в пределах секторов, наносились на соответствующие диаграммы трещиноватости. Анализ диаграмм показал, что в приуроченности жильных образований к главным системам трещин четкой зависимости не существует. Однако в некоторых обнажениях установлена приуроченность жил нефелиновых сиенитов и пегматитов к горизонтальной системе трещин. Жилы пегматитов, залегающие в трахитоидных хибинитах и фойяитах, иногда располагаются в направлении тра-

хитоидности этих пород. Породы дайкового комплекса заполняют вертикальные или крутопадающие трещины радиальных и концентрических направлений. На участках гор Рестиньюн и Эвеслогчорр установлена приуроченность эгирино-альбитовых жил к концептрическим трещинам.

Выходы по трещинной тектонике. 1. Форма блока систем трещин разновозрастных пород многофазного Хибинского массива определяется наличием вертикальных или крутопадающих радиальных и концентрических систем трещин, горизонтальной системы трещин и иногда усложняется одной-двумя диагональными системами трещин.

2. Отличительной особенностью трещинного блока ийолит-уритов является присутствие наряду с радиальными и концентрическими системами трещин взаимно перпендикулярных пластовых и поперечных трещин. Горизонтальная система трещин в ийолит-уритах не представлена.

3. Положение трещинного блока во всех породах массива строго подчиняется его кольцевому строению. Радиальные и концентрические трещины, оставаясь взаимно перпендикулярными друг к другу, закономерно меняют свою ориентировку в соответствии с кольцевым строением интрузивных комплексов.

4. Развитые в породах Хибинского массива концентрические системы трещин прослеживаются и во вмещающих архейских гнейсах и протерозойских осадочно-эффузивных образованиях. К концентрическим разломам во вмещающих породах приурочены сателлитовые тела щелочных сиенитов.

5. В распределении жильных и дайковых образований намечается следующая закономерность. Жилы нефелиновых сиенитов и пегматитов обычно приурочены к горизонтальной системе трещин или располагаются вдоль плоскости стратификации расслоенных интрузий.

Породы дайкового комплекса заполняют радиальные и концентрические системы трещин. Жилы эгирино-альбитового состава на участках Рестиньюн — Эвеслогчорр следуют трещинам концентрических направлений. К радиальным трещинам приурочены зоны альбитизации, ожелезнения (горы Рестиньюн, Коашкар) и шпрештейнизации (гора Юкспор).

Глава IV

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Хибинский горный массив является крупнейшим в цепи возвышенностей центральной и западной частей Кольского полуострова. С запада и востока он ограничен наиболее глубокими озерами Мурманской области; с севера и юга к нему примыкает холмистая равнина кольского пенеплена.

Площадь Хибинского массива равна 1327 км^2 , наивысшая точка до 1200 м над уровнем моря. Основной орографической особенностью Хибин является платообразная поверхность вершин, глубоко (до 800 м) расчлененная ледниково-эрзационными долинами на отдельные массивы.

Среди факторов, обусловивших формирование среднегорного рельефа Хибин, основным является локальное тектоническое поднятие щелочного массива и сопутствующее ему эрозионное расчленение горста. Значительную роль в рельефообразовании сыграли нивация, ледниковая экзарация и аккумуляция, деятельность талых ледниковых вод, рек и ручьев и солифлюкция. Эти процессы проходили и проходят в условиях интенсивного физического выветривания горных пород и гравитационного перемещения продуктов разрушения.

Прихибинская равнина входит в пределы описываемого района лишь узкими полосами на севере и юге. Особенности рельефа в значительной степени объясняются различной устойчивостью в отношении выветривания архейских гнейсов на севере и зеленокаменных пород протерозоя на юге. В период альпийского орогенеза краевые части равнины были втянуты в поднятие, чем обусловлено высокое гипсометрическое положение линии контакта Хибинского массива.

Рельеф равнины создан главным образом в мезозойскую и кайнозойскую эпохи под действием длительного эрозионного и денудационного выравнивания тектонически малоподвижной территории. В четвертичном периоде оставила свои сравнительно неглубокие следы ледниковая экзарация и аккумуляция, а также деятельность ледниковых вод. В результате местных тектонических подвижек и ледниковой аккумуляции профили равнинных и, особенно, горных рек отличаются невыработанностью и порожистостью.

Образование основных черт рельефа Хибин и соседних частей равнины закончилось в дочетвертичное время, что подтверждает-

ся присутствием на дне долин доледниковых отложений (см. раздел «Кайнозой»).

По вопросу происхождения Хибинских гор высказываются две точки зрения. Часть исследователей [71] считает, что образование Хибинских гор вызвано процессами селективной денудации. Согласно этому взгляду, нефелиновые сиениты, будучи более устойчивыми к процессам выветривания, чем вмещающие их докембрийские породы, сохранились на современной поверхности в виде горного массива. По данным Б. М. Куплетского [54] и А. Д. Арманда [3], Хибинский горный массив образовался вследствие местного тектонического поднятия по системе кольцевых разломов.

Сторонники гипотезы селективной денудации в подтверждение своих взглядов указывают на близкое совпадение контуров Хибинского горного массива с его геологическими границами. Однако такое совпадение наблюдается далеко не всегда. Так, в западной и юго-восточной части Хибин внешний контакт массива проходит не у подножия гор, а вдоль крутого склона. В то же время к северу от горы Путелличорр значительная часть массивных хибинитов залегает под четвертичными отложениями на холмистой равнине. Кроме того, гипотезе селективного выветривания противоречит относительно легкое выветривание нефелиновых сиенитов, хорошо известное геологам и экспериментально подтвержденное М. Д. Дорфманом (1959).

Более правдоподобной представляется точка зрения, согласно которой образование Хибин обусловлено молодыми поднятиями по кольцевым разломам. В пользу этой гипотезы говорят следующие факты.

1. Грабенообразный характер озер Имандря и Умбозеро, свидетельствующий о тектонической подвижности района в целом.

2. Наличие каньонообразных речных долин и ущелий, окружающих массив с периферии. Примером их могут служить долины рек Айкуайвенчиок и Кедикуай. Глубина ущелий достигает 70—100 м, длина — до 800 м. Ущелья и долины закладывались, очевидно, по линиям разломов.

3. Следы тектонических подвижек по концентрическим разломам, опоясывающим Хибинский массив. Данные разломы устанавливаются по зонам милонитизации, рассланцевания и брекчирования, ориентированным параллельно контактам массива (р. Гольцовка, Пирротиновое ущелье, гора Мал. Валепахк). Некоторым подтверждением продолжающегося тектонического поднятия массива может служить повышенная сейсмичность района.

Таким образом, тектоническое происхождение Хибинских гор представляется более вероятным.

Ниже описываются отдельные формы рельефа Хибинского горного массива.

Плато. Вершины Хибинских гор как бы срезаны на высоте 900—1100 м над уровнем моря. Наиболее крупные платообразные массивы — Кукисвумчорр, Тахтарвумчорр, Расвумчорр и др. — имеют почти горизонтальные слабовыпуклые вершины, достигаю-

щие в длину 6 км и в ширину 1,5 км. Поверхность плато обычно покрыта слоем щебенистого элювия мощностью 1—3 м.

По представлению ряда исследователей, платообразные вершины возникли в результате выветривания и денудации по системе пологопадающих трещин. Этой точке зрения противоречит наличие пологопадающей отдельности, не всегда совпадающей с плоскостью вершин. Так, например, на горе Юкспор отдельность под острым углом срезается поверхностью плато. С точки зрения представлений о тектоническом происхождении Хибинских гор платообразная поверхность представляет собой часть поднятого пенеплена, расчлененного последующими процессами денудации.

Отрицательные формы рельефа (перевалы, ущелья, речные долины, цирки, кары). Особенностью большинства хибинских речных долин, перевалов, ущелий является их радиально-концентрическое расположение, сопряженное с внутренней тектоникой массива. Так, например, реки Тахтарка, Мал. Белая, ущелья Географов, Рамселя и другие направлены по радиусам относительно центра массива, долины рек Калиок, Кукисиок, Вуоннемиок и других располагаются концентрически. Большинство крупных речных долин имеет корытообразную форму. Исключение составляет долина р. Гакмана, характеризующаяся эрозионным профилем.

Перевалы типа Умбозерского, Саамского, представляющие собой сквозные троги, отличаются пологими мягкими очертаниями и широким дном. Другая группа перевалов, типа Юкспорлак, имеет крутые стенки и узкое дно.

Одной из наиболее характерных форм рельефа в Хибинах являются цирки. Крупнейшие из них цирки Рисчорр, Кукисумчорр, Тахтарвумчорр, Расвумчорр, Юмечорр имеют отвесные стены высотой до 400 м и плоское дно размером до 1,5×2 км.

По вопросу о генезисе отрицательных форм рельефа существуют различные мнения. И. Н. Гладцин [20] основную роль в их образовании придает процессам нивации. Согласно его взглядам, начальной стадией речной долины, перевала, ущелья является цирк, в результате разработки и углубления которого возникают все разнообразные отрицательные формы рельефа.

По представлениям авторов, образование большинства речных долин, перевалов и ущелий в Хибинском горном массиве связано с линейным выветриванием по механически ослабленным зонам. Пространственное положение этих зон обусловлено либо интенсивным развитием крутопадающих вертикальных трещин различного направления (ущелья Рамселя, Ферсмана, долины Саамская, Юкспориока), либо наличием более поздних наложенных зон брекчирования и милонитизации (средняя часть Юкспорского перевала, долина р. Вуоннемиок).

Линейная кора выветривания и породы разрушенных зон легко подвергаются выносу любыми агентами денудации, так что нет необходимости принимать за главный из них нивацию. Наоборот, денудационные ложбины, развитые на выходах линейной коры

выветривания на плато, очевидно, являются зачаточной стадией развития ущелий, долин и цирков.

Формы рельефа, созданные выпахивающей деятельностью ледника. Выпахивающая работа льда сказалась главным образом в преобразовании эрозионных речных долин в типичные троги. Характерным примером этого могут служить корытообразные долины крупных хибинских рек Мал. Белой, Куниока, Тулиока и др. Ширина долин достигает 4—5 км при глубине 450—500 м.

Деятельностью покровных льдов обусловлена сглаженная форма части западных склонов Хибинского массива и «бараньи лбы» на отрогах слагающих его гор.

Формы рельефа, связанные с аккумулятивной деятельностью ледника. Результатом аккумулятивной деятельности покровного и местного ледников явилось создание холмисто-моренного рельефа и конечно-моренных гряд, развитых как в пределах предгорной равнины, так и на склонах массива до абсолютной высоты 650—750 м. Наибольшее значение в формировании ледниково-аккумулятивного рельефа Хибин имел ледник второй стадии покровного оледенения. Меньшая роль принадлежала горным ледникам, сдавшим свои формы рельефа лишь внутри Хибин.

Группы моренных холмов занимают обычно довольно значительные площади, размерами до 3×5 км. Высота их 3—20 м, ширина 30—60 м, крутизна склонов 5—40°. В промежутках между холмами располагаются замкнутые котловины, имеющие размеры от 10 до 50 м в поперечнике.

Конечно-моренные гряды, перегораживающие долины многих рек (Мал. Белой, Кукисиока, Буровой и др.), имеют в плане прямолинейные или извилистые очертания. Нередко моренные валы, образованные лопастями покровного ледника, заходившими в пределы долин, изогнуты вверх по течению рек. В различных долинах наблюдается от одной до четырех конечных моренных гряд. Высота их 80—100 м, ширина 1 км, длина 4 км.

Формы рельефа, обусловленные водно-ледниковой аккумуляцией. В процессе таяния ледников были образованы характерные формы водно-ледниковых отложений: приледниковые террасы, камы и озы.

Приледниковые террасы встречаются как на внешних склонах Хибин, на высоте 650—700 м над уровнем моря, так и в долинах рек Тулиок, Каскансюнайок и других. Это аккумулятивные формы, обходящие неровности склонов по горизонтали или с небольшим продольным уклоном. Ширина площадки может достигать 50 м, высота уступа — 20 м, длина — 2 км. Образованы террасы аккумулятивной деятельностью маргинальных потоков и приледниковых озер.

Камы и озы обычно встречаются совместно, образуя холмисто-грядовый рельеф, который распространен в юго-западной, северной и северо-восточной частях Прихибинской равнины.

В большинстве случаев они разбросаны беспорядочно, без видимой ориентировки. Высота холмов и гряд до 2,5 м, крутизна

склонов 15—30°. Они образованы в результате вытаивания водно-ледниковых отложений из «мертвого» льда.

Отмечаются также флювиогляциальные дельты, зандровые равнины и долинные зандры.

Формы рельефа, связанные с современными рельефообразующими процессами. Из молодых элементов рельефа наибольшую роль в Хибинах играют формы речной эрозии и аккумуляции, гравитационные, нивальные и мерзлотные.

Реки Хибин в верховьях энергично врезаются в коренные породы и ледниковые отложения. Как правило, они имеют неширокую пойму и лишь местами, на участках, где прорезаются конечные морены, формируют серии террас шириной до 100 м с уступом до 3—4 м. При впадении в озера реки обычно образуют дельты размером иногда до 1×1,5 км (р. Тулиок).

Совместной деятельностью лавин и временных потоков образованы конусы выноса в долинах, достигающие 1500 м в длину и 900 м в ширину. Многочисленны также осыпи, закрывающие подножия склонов в трогах и карах.

В Хибинах в течение всего теплого сезона сохраняются снежники в карах и ущельях, продолжающие углубление форм, возникших в ледниковое время.

Выше границы леса происходит в настоящее время солифлюкционное перемещение морены и делювия коренных пород, образующее натечные террасы до 10—20 м шириной и до 1 м высотой.

Глава V
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В Хибинском горнoprомышленном районе разведаны промышленные месторождения апатита, диатомитов, торфа и строительных материалов. На территории его известны также мелкие месторождения серного колчедана. Главным богатством района, определяющим его экономический профиль и перспективы дальнейшего промышленного освоения, являются уникальные по запасам месторождения апатито-нефелиновых руд, на базе которых построены рудники и обогатительные фабрики.

АПАТИТ .

Наиболее крупные залежи апатито-нефелиновых руд сосредоточены в юго-западной части Хибинского массива. Они слагают единое тело, протягивающееся от горы Кукисвумчорр до горы Вост. Расвумчорр на расстояние 12 км при средней мощности 100 м и далее к востоку соединяющееся с Коашвинской рудной зоной. Апатитовые залежи меньших размеров известны на участках Куэльпор — Лявойок, Ньоркпах — Суолуайв, Поачвумчорр. Отдельные выходы апатито-нефелиновых руд отмечены в северной части Хибинского массива, в районе гор Лявочорр и Валепахк. За исключением Поачвумчоррского рудопроявления все месторождения апатита пространственно и генетически связаны с интрузией ийолит-уртитов. Рудные тела обычно располагаются в верхней и средней части данной интрузии.

Апатито-нефелиновые руды в основном состоят из апатита (30—70 %), нефелина (30—50 %), подчиненного количества эгирина, арфведсонита, полевого шпата, сфена, титаномагнетита. По текстурным особенностям среди них выделяются сетчатые, линзовидно-полосчатые, пятнистые, блоковые и брекчевые разновидности с содержанием пятиокиси фосфора от 12 до 40 % и глинозема 1—20 %. Наблюдается обратная зависимость между содержанием P_2O_5 и Al_2O_3 , количества которого постепенно возрастает по мере обеднения пород апатитом.

Апатито-нефелиновые породы представляют собой комплексные руды на фосфор и алюминий. Как побочные продукты при переработке из них могут быть получены фтористый кальций, окись стронция, щелочи, ванадий и титан. В настоящее время на обога-

тительной фабрике из руд вырабатывают апатитовый и нефелиновый концентрат, содержащий 29—30% глиноэма. Остальные полезные компоненты: часть нефелина, сфен, титаномагнетит, эгирин и т. д. — уходят в «хвосты». Извлечение в концентрат пятиокиси фосфора составляет 93—96%. Ниже приведено краткое описание апатитовых месторождений по участкам (рис. 18, см. вкладку в конце книги).

Кукисумчорр-Расвумчоррский участок. Этот участок расположен в юго-западной части Хибинского массива. Апатито-нефелиновые руды слагают здесь единую залежь, отдельные части которой известны под названием месторождений: Кукисумчоррское, Юксспорское, Апатитовый цирк, плато Расвумчорр и Восточный Расвумчорр. Общая длина залежи 12 км, мощность от 10 до 215 м (в среднем 100 м). В плане рудное тело имеет форму дуги, обращенной выпуклостью на юго-запад. Простирание его меняется от широтного на юге до СЗ 330° на западе при центроклинальном падении под углом 30—35°. Данная залежь прослежена скважинами по падению на 2,5 км. С глубиной мощность апатито-нефелиновых руд плавно уменьшается до 5—30 м. Однако полное выклинивание по падению нигде не установлено. Форма рудной залежи пластиообразная с пережимами и раздувами по простиранию и падению. На современном эрозионном срезе она перекрывается рисчорритами. На глубине апатито-нефелиновые руды отделены от рисчорритов толщей ийолитов и малинитов. В лежачем боку руды за счет падения количества апатита постепенно переходят в уртиты, реже — в ийолиты. В районе горы Кукисумчорр апатито-нефелиновое тело обладает зональным строением. Висячий бок его представлен богатыми пятнистыми и пятнисто-полосчатыми рудами со средним содержанием 23—28% P_2O_5 . Лежачий бок залежи сложен преимущественно линзовидно-полосчатыми и сетчатыми рудами, содержащими 15—20% P_2O_5 (рис. 19). В районе гор Юкспор и Расвумчорр пятнистые руды распространены локально.

Вопрос о причинах образования пережимов и раздувов рудной залежи является дискуссионным. Так, Г. М. Вировлянский [19] считает, что они обусловлены системой крутопадающих сбросов-сдвигов, разбивающих данное тело на ряд блоков, смешенных относительно друг друга на 70—210 м.

По мнению авторов, образование так называемых «пережимов» объясняется внедрением в позднемагматический период по пологим, местами уступообразным, продольным разломам уртит-пегматоидного расплава на отдельных участках брекчирующего и ассилирующего рудное тело.

Запасы апатито-нефелиновых руд по группе хибинских месторождений оцениваются в 3 млрд. т.

На базе разведанных месторождений введены в эксплуатацию рудники «Кировский» (Кукисумчоррское месторождение), «Юксспорский» (Юксспорское месторождение), «Расвумчорр-Цирк» (месторождение «Апатитовый цирк») и «Центральный» (месторожде-

ние Плато Расвумчорр). Общая проектная производительность этих рудников 37,6 млн. т руды в год. Добыча ведется комбинатом «Апатит» с 1929 г. К настоящему времени на всех рудниках из-

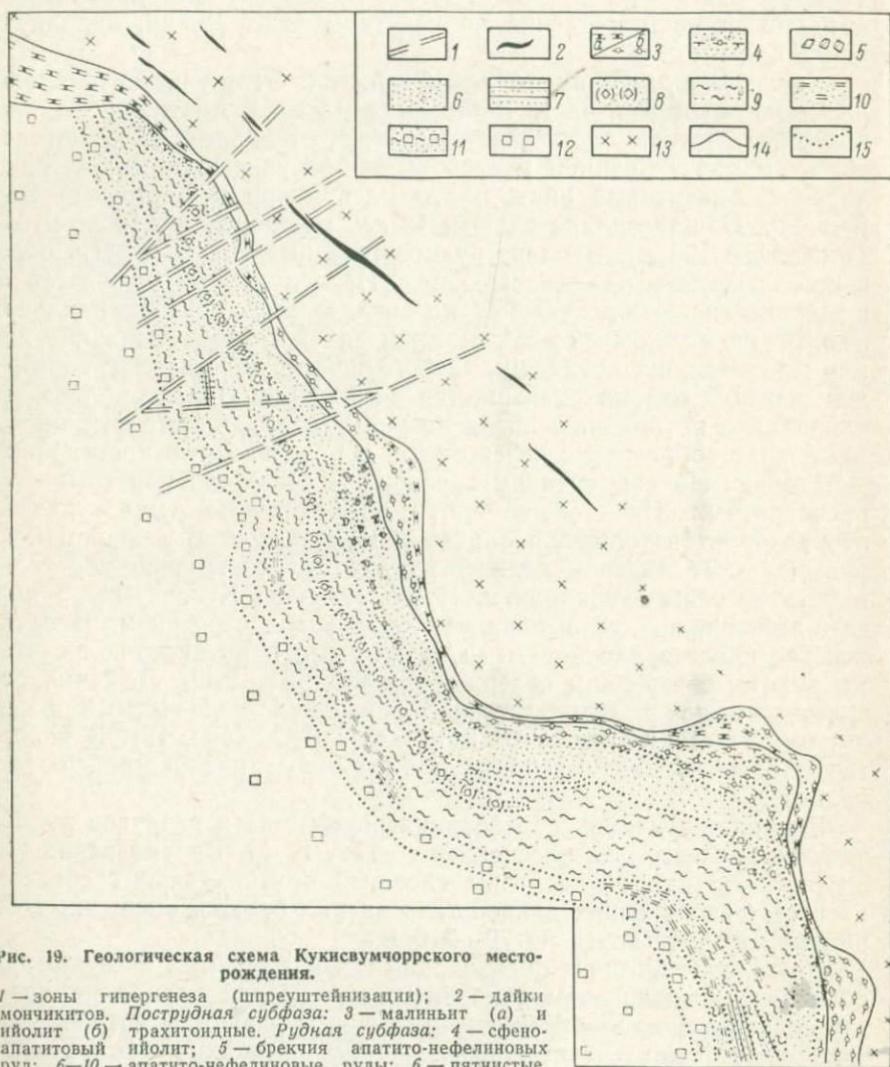


Рис. 19. Геологическая схема Кукисвумчоррского месторождения.

1 — зоны гипергенеза (шареуштейнизации); 2 — дайки моницитов. Пострудная субфаза: 3 — малингит (*a*) и ийолит (*b*) трахитондные. Рудная субфаза: 4 — сфеено-апатитовый ийолит; 5 — брекция апатито-нефелиновых руд; 6—10 — апатито-нефелиновые руды: 6 — пятнистые, 7 — полосчатые, 8 — блоковые, 9 — линзовидно-полосчатые, 10 — сетчатые; 11 — линзовидно-полосчатый уртит с апатитом; 12 — массивный уртит; 13 — рисчоррит; 14 — интрузивные контакты; 15 — границы между петрографическими и текстурными разновидностями пород и руд.

влечено из недр около 220 млн. т апатито-нефелиновой руды. Фактически за 1968 г. получено 24 млн. т руды. В ближайшее десятилетие намечается удвоение добычи руды.

Переработка руды с получением апатитового и нефелинового концентратов производится на апатито-нефелиновых обогатительных фабриках (АНОФ I и II), выпускающих 9,5 млн. т концентрата в год.

Коашвинский участок. Месторождение Коашва, открытое в 1960 г. коллективом геологов СЗТГУ (Ф. В. Минаков, А. И. Александров, В. В. Малыгин и др.), находится в юго-восточной части Хибинского массива, в 5 км восточнее действующего рудника «Центральный».

Апатито-нефелиновые руды, представленные линзовидно-полосчатыми, полосчатыми, блоковыми, пятнистыми и пятнисто-полосчатыми разновидностями, пространственно и генетически связаны с массивными уртитами 2-й субфазы. Рудная зона, прослеженная разведочными скважинами на 3 км по простиранию (СВ 65—70°) и на 1,5—2 км по падению (С3 30—35°), является непосредственным продолжением апатитовых залежей Кукисумчорра, Юкспоря и Расумчорра, с которыми она связана на глубине. Средняя мощность зоны составляет 165 м. Структура ее определяется четырехкратным чередованием рудных горизонтов, сложенных апатито-нефелиновыми рудами, и пластообразных тел массивных неравномернозернистых полевошпатовых уртитов [48]. Каждый из четырех рудных горизонтов, кроме I, является «слепым» телом. Длина их по простиранию варьирует от 1,7 до 3 км, средняя мощность — 25—40 м. Рудные тела осложнены пережимами и раздувами. Центральные части горизонтов образованы ненарушенными апатито-нефелиновыми рудами, которые со стороны кровли, подошвы и в местах выклинивания брекчированы и сцементированы окружающими массивными уртитами (рис. 4, 20, 21; рис. 21 см. вкладку в конце книги). В последних повсеместно, но неравномерно развит апатит поздней генерации. Наибольшие скопления его имеют место в цементе рудной брекчии и в уртитах вблизи рудных горизонтов, где содержание апатита обычно достигает промышленных концентраций [49].

Первый рудный горизонт приурочен к кровле зоны, прослежен без перерыва сплошности на 3 км. Максимальная мощность его 85 м, на флангах и в локальных пережимах снижается до нескольких метров; средняя мощность — 24,9 м; среднее содержание P_2O_5 17,5%. К верхней части первого горизонта приурочено сфено-апатитовое оруденение.

Второй рудный горизонт протяженностью 3 км, приурочен к осевой части зоны, залегает среди массивных уртитов. Мощность его колеблется от 7 до 75 м, а на северо-восточном фланге, где он соединяется с нижележащим третьим горизонтом, превышает 100—125 м. Данный горизонт обнажается лишь в предгорьях Коашвы. В долине р. Вуоннемиок он выклинивается. Среднее содержание P_2O_5 — 20,73%.

Третий рудный горизонт отличается весьма сложной формой, обусловленной рядом раздувов мощностью до 80—110 м и пере-

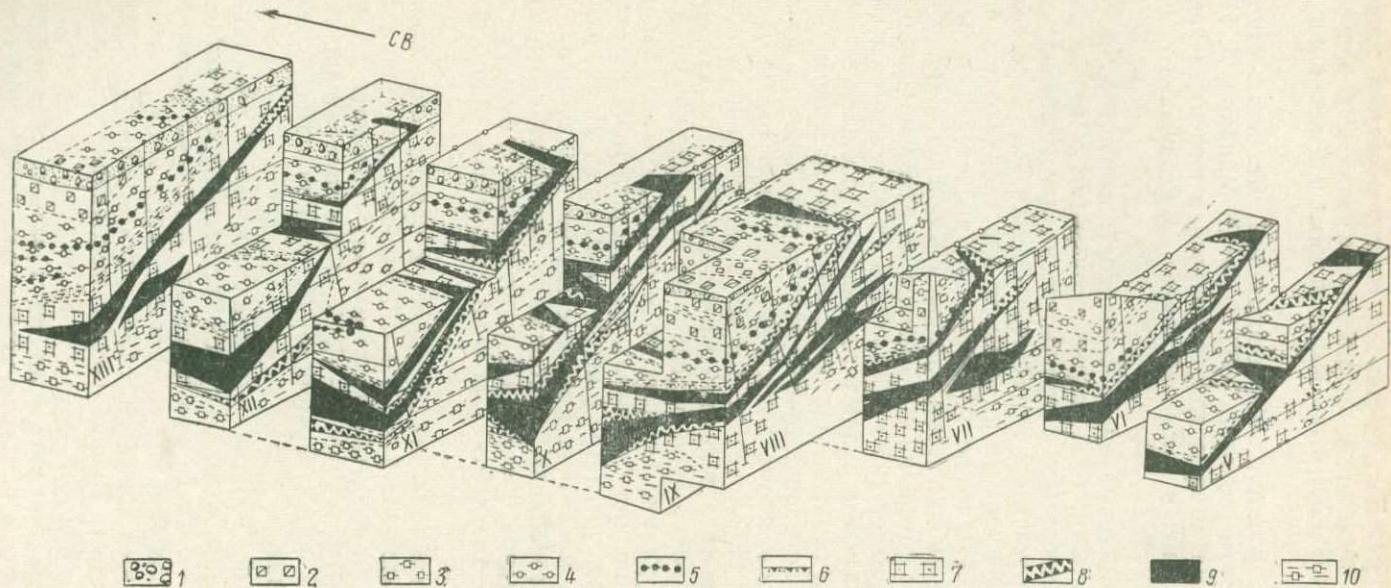


Рис. 20. Блок-диаграмма Коашвинского месторождения.

1 — четвертичные отложения. Пострудная субфаза: 2 — массивный ювит; 3 — трахитоидный уртит; 4 — трахитоидный ийолит; 5 — трахитоидный мельтейгит. Рудная субфаза: 6 — сфено-апатитовая руда; 7 — массивный неравномернозернистый полевошпатовый уртит; 8 — брекчия апатито-нефелиновых руд с уртитовым цементом; 9 — апатито-нефелиновая руда. Дорудная субфаза: 10 — трахитоидные уртит, ийолит и малинит. Римскими цифрами обозначены номера разведочных профилей.

жимов вплоть до полного выклинивания. Средняя мощность его 27,7 м, а среднее содержание P_2O_5 17,40%.

Четвертый рудный горизонт расположен в основании рудной зоны, оконтурен скважинами по длине на 1,7 км при средней мощности 23,8 м. Среднее содержание P_2O_5 18,05%.

Разведка Коашвинского месторождения закончена в 1967 г. Балансовые запасы апатито-нефелиновых руд составляют 507,8 млн. т, в том числе по промышленным категориям 292,2 млн. т при среднем содержании P_2O_5 18,48%.

Куэльпор-Лявойокский участок. Расположен в северо-западной части Хибинского массива. Апатито-нефелиновое оруденение выявлено здесь на возвышенности Куэльпор и к северу от нее в районе Партомчорр — Лявойок.

Куэльпорское рудное тело приурочено к зоне контакта ийолигурититов с молодой интрузией лявофоритов. Залежь имеет меридиональное простиранье с падением на восток (к центру массива) под углом 30—35°. По простиранию она прослежена на 2 км при мощности от нескольких до 60—80 м.

Северная часть залежи состоит из сплошных апатито-нефелиновых руд, к югу сменяющихся брекчиями, в которых обломки руды заключены в массе уртита. Буровыми работами установлено, что данное рудное тело на глубине 50—100 м частично срезается крутопадающей интрузией лявофоритов, а еще ниже, приобретая более крутое падение, выклинивается (см. рис. 8). Это обстоятельство значительно снижает общие перспективы месторождения.

Внутреннее строение рудного тела аналогично строению апатито-нефелиновых залежей Кукисумчоррского месторождения. Верхняя часть его сложена богатыми пятнистыми, нижняя — более бедными линзовидно-полосчатыми рудами.

Содержание P_2O_5 в рудах Куэльпорского месторождения непостоянно: в центральной части рудного тела на поверхности оно в среднем равно 21,74%, на флангах и глубине снижается до 8—10%.

Общие запасы апатито-нефелиновых руд, отнесенные к забалансовым, составляют 31,6 млн. т. Для уточнения перспектив месторождения необходимо проведение дополнительных разведочных работ на его флангах.

В двух километрах к северо-западу от Куэльпорского месторождения, в районе Партомчорр — Лявойок, поисково-картировочным бурением выявлена рудная зона, представленная апатитсодержащими ийолитами и уртитами, чередующимися с пропластками апатито-сфеновых и апатито-нефелиновых руд мощностью от 0,5 до 5—15 м. Отдельными скважинами по простиранию она прослежена на 5 км, по падению подсечена до глубины 500 м от поверхности. Падение данной залежи на юго-восток, к центру массива, общая мощность ее от 27 до 103 м (в среднем около 70 м). Суммарная мощность апатито-нефелиновых и апатито-сфеновых прослоев в вертикальном разрезе не более 20—30% от всей мощности рудной зоны. В связи с этим и среднее содержание P_2O_5

в последней — 6,46%, хотя в собственно рудных горизонтах оно достигает 20% и более.

Несмотря на низкое качество руды, залежь Партомчорр — Лявойок представляет промышленный интерес, так как запасы бедных руд до горизонта минус 200—300 м ориентировочно оцениваются в 500—600 млн. т.

Ньоркпахк-Суолуайвский участок. Участок, расположенный в юго-восточной части Хибинских тундр, на отрогах гор Суолуайв и Ньоркпахк, имеет своеобразное геологическое строение. Геологопоисковыми работами здесь выделены два поля развития эруптивной брекции, цемент которой представлен трахитоидными полевошпатовыми ийолитами и малинитами пострудной субфазы, а обломки — апатито-нефелиновой рудой.

Юго-западное поле брекции, протягивающееся по простиранию на 1300 м, при средней ширине 150—200 м, прослежено рядом скважин до глубины 100—200 м. Соотношение объема рудных ксенолитов к объему цемента брекции равно 1,0 : 1,2. Ориентировочные запасы апатито-нефелиновых руд в ксенолитах по юго-западному полю составляют 55 млн. т, при среднем содержании P_2O_5 около 15%.

На северо-восточном участке рудные ксенолиты приурочены к лежачему боку тела пострудных ийолитов. Размеры рудного поля и степень насыщенности его ксенолитами апатито-нефелиновых руд пока не установлены.

В центральной части Ньоркпахк-Суолуайвского участка, разделяющей юго-западное и северо-восточное поле брекций, рудные ксенолиты внутри ийолитов не встречены. Пройденная здесь скважина в зоне контакта ийолитов с подстилающими полевошпатовыми уртитами вскрыла бедные апатито-нефелиновые руды. На границе ийолитов и уртитов эти руды подсечены еще двумя скважинами на юго-западном участке. Это обстоятельство, по-видимому, указывает на возможность нахождения апатито-нефелиновых руд в ненарушенном залегании.

Как известно, вопрос о генезисе апатитовых руд Хибинского массива является дискуссионным. Подавляющее большинство исследователей признает магматическое происхождение апатитовых месторождений, расходясь между собой лишь в объяснении механизма отщепления фосфатного расплава. Так, А. Е. Ферсман [80], Б. М. Куплетский [54], Н. А. Елисеев [35] и другие считают, что формирование апатито-нефелиновых месторождений происходило одновременно с внедрением ийолит-уртитовой интрузии. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [57], М. П. Фивег [82] и Т. Н. Иванова [41] допускают существование самостоятельной фосфатной магмы, отделившейся от ийолитовой на глубине. По мнению С. М. Курбатова и С. А. Руденко, обогащение апатитом осуществлялось метасоматическим путем. Основываясь на материалах, собранных в последние годы, авторы поддерживают гипотезу о магматическом генезисе апатитовых руд, считая, что формирование их происходило в момент консолидации пород 2-й субфазы ийолит-уртитового ком-

плекса. Образование руд сопровождалось перекристаллизацией и, возможно, пульсирующим поступлением расплавов.

Поачумчоррский участок. Расположен в западной части Хибинского массива. Развитые здесь рисчорриты пересечены серией рудных тел длиной от 10 до 800 м при мощности от 1 до 8 м. Наиболее мощные жилы сложены мелкоблоковыми и пятнисто-полосчатыми апатито-нефелиновыми рудами. Характерной их особенностью является наличие крупных кристаллов полевого шпата, содержащих пойкилитовые включения нефелина и апатита. Содержание P_2O_5 в руде колеблется в пределах 20—25%.

Вопрос о генезисе данных апатитовых руд не решен окончательно. Большинство исследователей считает, что они образовались метасоматическим путем [41].

Касаясь общей прогнозной оценки Хибинского массива, необходимо отметить, что вследствие хорошей изученности нет оснований ожидать открытия в пределах его новых, выходящих на поверхность крупных апатито-нефелиновых рудных тел. Однако геологические предпосылки свидетельствуют о возможности находления на глубине «слепых» рудных залежей, могущих иметь прошлое значение.

Все перспективные на апатит участки пространственно приурочены к интрузии ийолит-уртитов, лишь частично захватывая рисчорриты.

По состоянию на 1 января 1969 г. балансовые запасы апатито-нефелиновых руд составляют 2726 млн. т, в том числе по промышленным категориям ($A+B+C_1$) — 2170 млн. т при среднем содержании P_2O_5 около 18%. В то же время прогнозные запасы ориентированно определены в 1340 млн. т, включая участок Партомчорр — Лявойок (600 млн. т) со средним содержанием P_2O_5 6—7%.

Учитывая все возрастающую потребность страны в фосфатных минеральных удобрениях, выпуск которых в ближайшие 10—12 лет должен возрасти в 8—9 раз, и отсутствие в СССР к настоящему времени других крупных месторождений апатита, необходимо продолжить поисковые и разведочные работы на перспективных участках Хибинского массива.

Эти работы в основном должны идти по следующим направлениям: 1) поиски и разведка новых рудных тел; 2) дополнительная разведка площадей, непосредственно примыкающих к известным месторождениям; 3) увеличение сырьевой базы за счет снижения кондиций на апатито-нефелиновые руды.

Для решения указанных задач необходимо в первую очередь продолжить начатое в 1966 г. структурно-поисковое бурение на наиболее перспективных участках продуктивной толщи с целью выявления новых «слепых» рудных залежей. Эти поисковые работы должны охватить участки Ньоркпахк — Суолуайв — Коашкар, Коашва — Вост. Расвумчорр, Кукисвумчорр — Партомчорр — Кульпир и северную часть ийолит-уртитовой интрузии [60].

В ближайшие годы следует также закончить доразведку флангов Коашвинского месторождения и провести предварительную

разведку глубоких горизонтов Кукисумчоррского и Расвумчоррского рудных залежей. В 1970—1972 гг. после составления ТЭД о снижении кондиций на апатито-нефелиновые руды необходимо провести предварительную разведку бедных руд Партомчорр-Лявойокского апатито-нефелинового месторождения.

Для общей оценки перспектив апатитоносности Хибинского массива с попутным изучением газоносности пород на глубоких горизонтах намечено пробурить 2—3 структурные скважины глубиной 3—4 км.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АПАТИТА

Наряду с промышленными месторождениями в пределах интрузии ийолит-урититов известно несколько апатито-нефелиновых и сфено-апатитовых рудопроявлений, краткая характеристика которых дана ниже.

На горе Коашкар апатитовое оруденение, выявленное в 1960 г. Е. А. Каменевым, приурочено к массивным ювитам. Здесь в зоне контакта с фойяитами (мощностью 10—15 м) наблюдаются вкрапленность и маломощные (до 0,5 м) прослои апатита. Зона оруденения падает к юго-востоку (от центра массива) под углами 60—65°. Содержание P_2O_5 — 14,4% на опробованную мощность 9,15 м. По простирианию оруденение прослеживается на 40 м, далее уходя под наносы.

На южном отроге горы Кукисумчорр апатитовые рудопроявления, обнаруженные при поисках в 1959 г., расположены на северо-западном фланге Кукисумчоррского месторождения. Оруденение приурочено к контакту массивных полевошпатовых урбитов 2-й субфазы с трахитоидными малинитами-люявитами 3-й субфазы. Наиболее крупное тело длиной около 500 м и максимальной видимой мощностью 170 м вскрыто канавами и шурфами на восточном склоне отрога. Лежачий бок его сложен мелкоблоковыми, полосчатыми, линзовидно-полосчатыми рудами и урбитами с гнездами апатита. В висячем боку преобладают пятнистые и пятнисто-полосчатые руды, интенсивно брекчированные и сцементированные малинитами, срезающими данное тело с севера. Эта рудная брекчия прослежена по падению на 200 м. Мощность ее варьирует от 4,5 до 23,6 м при содержании P_2O_5 от 14,25 до 25,58%. На флангах рудное тело выклинивается. Далее к северо-западу вдоль контакта малинитов — люявитов с массивными полевошпатовыми урбитами на расстоянии 700 м прослеживаются редкие ксенолиты апатитовых руд в малините и гнезда апатита в урбите.

На горе Лявочорр, южнее перевала Сев. Лявочорр, А. И. Александровым (1957 г.) в лежачем боку трахитоидных урбитов 1-й субфазы выявлена зона сфено-апатитового оруденения. Позднее она прослежена по простирианию более чем на 600 м при мощности от 2 до 20 м. Оруденение представлено вкрапленностью и маломощными (1—20 см) прослоями призматического сфена и мелкозернистого апатита. Сфено-апатитовые прослои, ориентированные

согласно с трахитоидностью вмещающего уртита, падают к юго-востоку под углом 45°. Содержание P_2O_5 колеблется от 1,51 до 12,85%, а TiO_2 — от 4,75 до 9,85%, при среднем содержании 4,74 и 6,99% соответственно.

На вершине горы Бол. Валепахк, вблизи ущелья перевала Обманного, на контакте массивных ювитов с лявофоритами, в 1962 г. канавами вскрыто рудное тело мощностью 9—12 м, сложенное пятнистыми апатитовыми рудами с прослоями ювитов и жилами лявофоритов. Длина тела по простиранию не превышает 50 м. Полосчатость в руде падает к югу несколько положе (углы 55—65°), чем плоскость контакта лявофоритов (угол 75°). Содержание P_2O_5 в руде колеблется от 9,58 до 32,75%.

На горе Сред. Валепахк в зоне контакта массивных полевошпатовых уртитов с лявофоритами вскрыт локальный участок сфено-апатитового оруденения видимой мощностью около 50 м, в пределах которого мелкозернистый апатит и призматический сфен образуют неравномерную вкрапленность и гнездообразные скопления в полевошпатовом уртите. Содержание P_2O_5 по отдельным пробам 2,37—8,55%, составляя в среднем 4,29%. Оруденение не прослеживается по простиранию, но продолжается по падению на 400 м (угол падения 45°), значительно уменьшаясь в мощности.

В массивных полевошпатовых уртитах на горе Сев. Суолуайв у контакта с лявофоритами встречаются маломощные (10—20 см) прослои и гнезда апатита и прослои ийолита мощностью до 5 м с содержанием до 10% сфена.

Кроме апатитового оруденения, приуроченного к ийолит-уртитовой интрузии, в пределах массива выявлен ряд мелких рудопроявлений, связанных с комплексами хибинитов, рисчорритов, фойяитов.

В 1959 г. Е. А. Каменевым в верхней части западного склона г. Иидичумчорр обнаружено апатитовое оруденение, приуроченное к жиле, мощностью 0,75 м, горизонтально залегающей в трахитоидных хибинитах. Жильное тело имеет полосчатое строение, обусловленное чередованием прослоев мощностью 5—10 см, сложенных апатито-нефелиновой рудой и массивным полевошпатовым уртитом. Среднее содержание апатита в жиле 20—25%.

Апатитовые рудопроявления в рисчорритах встречены в юго-восточной части массива на горе Ньюрпахк, на перевале Юкспорлак, на южном отроге Кукисумчорра и на перевале Кукисум.

Рудопроявление, обнаруженное в 1963 г. Ф. В. Минаковым, на юго-восточном склоне горы Ньюрпахк, представлено несколькими маломощными (2—3 см) прерывистыми прожилками мелкозернистого зеленовато-белого апатита длиной до 2 м, которые приурочены к участку рисчоррита, обогащенного нефелином. Вблизи прожилка апатита наблюдается концентрация мелкозернистого сфена.

На перевале Юкспорлак известны два рудопроявления апатита. Первое приурочено к северной стенке южного прохода. Это жилообразное тело прослежено по склону в направлении СЗ 350°

на 10 м при мощности от 1 до 3 м. Апатито-нефелиновая руда, слагающая его, представлена густопятнистой и мелкоблоковой разновидностью, напоминающей руду поачвумчоррской жилы. В краевых частях жилы содержание нефелина увеличивается и появляется полевой шпат, вследствие чего контакты ее с вмещающими рисчорритами неясные, расплывчатые. Судя по положению полосчатости, падение жилы крутое.

В 45 м к юго-западу от этого выхода в рисчоррите залегает жила неравномернозернистого массивного ийолита, обогащенного призматическим сfenом и апатитом. По простианию (СВ 15°) она прослеживается на 4 м и по падению (ЮВ 80°) — на 3 м. Мощность жилы 0,5 м. Контакты ее четкие. Вблизи контактов ийолиты мелкозернистые. По направлению к оси жилы размер зерен увеличивается (до 2—4 мм), повышается содержание нефелина (60—70%). В северном направлении к средней части жилы приурочен прослой желто-зеленого апатита длиной 1,5 м и мощностью 3—5 см. Рисчоррит у контактов с жилой местами обогащен цветными минералами.

На южном отроге горы Кукисвумчорр (верхняя часть западного склона) апатитовое оруденение, обнаруженное в 1959 г. Ф. В. Минаковым, приурочено к узкому клиновидному телу рисчорритов, мощностью около 6 м, «зажатому» между луяврит-малинитами и лявофоритами. Рудное тело сложено богатой пятнисто-полосчатой рудой с содержанием не менее 80% апатита. Отчетливая полосчатость, параллельная плоскости контакта, ориентирована в направлении СЗ 320° с падением на северо-восток под углом 50°. Вскрытая северо-западная часть рудного тела длиной 3 м тупо выклинивается в рисчорrite. Юго-восточная часть его скрыта под мощной осыпью, однако находящиеся в 30 м к юго-востоку выходы рисчоррита уже не содержат апатитового оруденения. Вмещающий рисчоррит на расстоянии 2—2,5 м от подошвы рудного тела и на простиании его к северо-западу обогащен нефелином и содержит рассеянную вкрапленность и редкие гнезда апатита, в связи с чем нижняя граница тела менее отчетливая, чем верхняя.

Апатитовое оруденение, обнаруженное в 1960 г. А. И. Александровым в нижней части склона горы Бол. Кукисвумчорр, приурочено к линзовидному телу гигантозернистого эгирино-полевошпатового пегматита размером $(1 \div 5) \cdot 15$ м, залегающего среди рисчорритов.

Мелкозернистый апатит образует здесь неправильные скопления между блоками полевого шпата и радиально-лучистыми агрегатами эгирина. Среднее содержание его 10—15%. В наиболее крупных скоплениях (размером до $1,5 \times 1,8$ м) концентрация апатита достигает 70—80%.

Апатитовое оруденение в фойятах обнаружено В. Н. Годовиковым в верховьях р. Тулиок, на северном склоне горы Кукисвумчорр (между перевалами Ворткеуай и Саамским). Оно представлено серией неправильных гнезд среднезернистого желто-зеленого

апатита, концентрирующихся на нескольких разобщенных участках (размерами 0,5—3 м в длину и 0,3—1 м в ширину) в зоне протяженностью около 20 м. Простижение зоны СЗ 305°. Вмещающий крупнозернистый фойяйт в зоне развития апатита местами приобретает пегматоидное строение, а на участках концентрации последнего обогащается нефелином (70—90%), приближаясь по составу и облику к уртиту. Одновременно с этим здесь наблюдается развитие крупнокристаллических агрегатов слюды. Содержание P_2O_5 на участке, наиболее обогащенном апатитом (мощность 1 м), составляет 14,63%.

ТИТАН

Источником титана в Хибинском массиве могут служить щелочные породы, обогащенные сфером и титаномагнетитом.

СФЕН

Широко распространенный акцессорный минерал. Повышенные концентрации его отмечаются в висячем боку апатито-нефелиновых залежей, в комплексе ийолит-уртитов, у контактов разновозрастных интрузивных комплексов. Протяженность обогащенных сфером зон обычно составляет десятки метров при мощности 1—10 м. Большая часть рудопроявлений сфена по простианию не прослежена и не опробована.

Ниже даем краткое описание Кукисвумчорр-Юкспорского сферового месторождения, приуроченного к контакту апатито-нефелиновой залежи с покрывающими рисчорритами.

Апатито-сфено-нефелиновые породы образуют здесь ряд линзообразных тел мощностью от 20—30 до 100 м. По простианию с небольшими перерывами они прослежены примерно на 1000 м. Содержание сфена в рудах 20—28%, что соответствует содержанию 8—11% TiO_2 . Наряду со сфером здесь присутствуют эгирии, нефелин, апатит и ильменит.

Суммарные забалансовые запасы сферовых руд на Кукисвумчорр-Юкспорском месторождении составляют 21,9 млн. т. В до-военное время в небольшом объеме была начата эксплуатация месторождения, прекращенная в 1940 г. Добытые здесь руды обогащались на специально построенной фабрике. Кроме апатито-сфено-нефелиновых пород, сфен можно попутно извлекать из апатито-нефелиновых руд, где содержание его достигает 2—3%.

ТИТАНОМАГНЕТИТ

Как акцессорный минерал распространен в Хибинском массиве повсеместно. Он присутствует в ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых рудах в количестве 1—2%. Практическую ценность как титановое сырье может иметь лишь титаномагнетит, извлекаемый попутно при комплексном обогащении апатито-нефелиновых

руд. При увеличении добычи в два раза против существующего уровня можно при комплексной переработке ежегодно получать до 60 тыс. т титаномагнетитового концентрата.

СЕРНЫЙ КОЛЧЕДАН

На территории описываемого района известны непромышленные месторождения серного колчедана, приуроченные к полю развития роговиков у юго-западного и южного контактов Хибинского массива. В пределах этого рудного поля выделяются две группы месторождений: западная (Тахтарвумчоррское, Западные Пирротины) и восточная (Ловчорриокское, Пирротиновое ущелье). Рудные тела сложены насыщенными пирротином роговиками и оруденелыми графитизированными, альбит-хлоритовыми и другими сланцами. Они образуют сложные линзообразные залежи длиной от 30—50 до 1500 м при мощности 0,3—17 м. Главные рудные минералы — это пирротин и пирит; в небольшом количестве присутствуют сульфиды молибдена, свинца, меди, никеля, а также золото, платина, флюорит. Среднее содержание серы в руде колеблется от 10 до 24%. Суммарные забалансовые запасы серного колчедана всех месторождений по категориям А+В+C₁ составляют 3839 тыс. т, в том числе по категории (А+В) — 828 тыс. т. Запасы не утверждены. Ввиду низкого содержания серы в руде и небольших запасов данные месторождения отнесены к непромышленным.

ТОРФ

В Хибинском районе известно одно месторождение торфа «Болото 14 км», разрабатывающееся с 1932 г. Площадь месторождения 60 га, мощность торфа 1,6 м, степень разложения его 27/1, зольность 4,3%. Суммарные запасы торфа-сырца 672 тыс. м³, из них топливного — 521 тыс. м³. Данные запасы не утверждались и на балансе не числятся. Слабо разложившиеся торфяники широко развиты на равнине, окружающей Хибинский массив.

КАМНИ СТРОИТЕЛЬНЫЕ

В пределах Хибинского района каменные строительные материалы (диабазы, габбро-диабазы, амфиболиты, хибиниты и др.) развиты широко. Запасы их практически неограничены. Однако в настоящее время в качестве месторождения зарегистрированы лишь небольшие разведанные участки, располагающиеся вблизи путей сообщения. Одно из месторождений хибинитов частично разрабатывалось для получения строительного и декоративного камня. В последнее время установлена возможность использования в качестве декоративного камня тингуита, хибинита, массивного уртита.

ПЕСКИ И ГРАВИЙ

На территории Хибинского горнопромышленного района известны 20 месторождений песчано-гравийного материала, большая часть которых расположена у подножия Хибинских гор. Они приурочены к озерным и флювиогляциальным отложениям четвертичного периода. Данные отложения представлены, как правило, слоистыми отсортированными разнозернистыми песками, содержащими хорошо окатанный гравийно-галечный материал. Мощности полезной песчано-гравийной толщи варьируют от 2—3 до 10—15 м при вскрыше от 0,3 до 2—3 м. Суммарные запасы песчано-гравийного материала по всем месторождениям составляют около 15 500 тыс. м³.

ПЕСКИ СТЕКОЛЬНЫЕ

Месторождения стекольных песков расположены на восточном берегу оз. Имандра. Полезная толща сложена аллювиальными отложениями нефелин-полевошпатовых песков, образующих насыпные косы, береговые валы и т. п. Площади изученных месторождений варьируют от 686 до 505 тыс. м² при мощности полезной толщи от 0,5 до 10 м. Нефелин-полевошпатовые пески образованы грубым, слабо окатанным материалом с размером зерен от 1 до 10 мм. Средний химический состав их следующий, %: SiO₂ — 56,86; TiO₂ — 0,66; Al₂O₃ — 21,77; Fe₂O₃ — 3,38; CaO — 0,88; MnO — 0,57; K₂O — 6,73; Na₂O — 7,19; п. п. п — 6,16. Основным недостатком сырья, ограничивающим его применение в ряде производств, является относительно высокое содержание окиси железа.

Суммарные запасы стекольных песков оцениваются в 21 027 тыс. т.

ДИАТОМИТЫ

В пределах Хибинского района известно одно промышленное Сейдозерское месторождение и одно Порокяvrское проявление диатомита.

Сейдозерское месторождение диатомитов площадью 1120 тыс. м² находится в южной части губы Белой (оз. Имандра). Мощность диатомитов колеблется от 1 до 9 м, составляя в среднем 5,5 м, мощность перекрывающей водной толщи 0,5—11 м. Содержание диатомовых створок непостоянно — 32—73,2%. Количество активной кремнекислоты колеблется от 9,1 до 33,86%. Запасы месторождения, детально разведенного в 1932 г., составляют 6 150 тыс. м³. На балансе они не числятся.

Порокяvrское проявление диатомитов приурочено к заболоченной низине, окружающей оз. Порокяvr. Площадь распространения диатомитов около 300 м². Мощность их варьирует от 0,2 до 1 м и более. Анализы диатомитов не проводились.

Глава VI

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Систематическое изучение подземных вод с проведением гидро-геологических съемок различных масштабов, специальных гидро-геологических и инженерно-геологических работ на апатитовых рудниках и стационарных гидрогеологических наблюдений производится с 1933 г. Наиболее детально исследована южная часть массива — бассейн оз. Бол. Вудъяvr, горная часть рек Вуоннемиок и Расвумиок.

Подземные воды распространены в коренных породах и в четвертичных отложениях, где они образуют взаимосвязанные водоносные горизонты. Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков.

Общими базисами эрозии для Хибинского массива служат глубокие депрессии озер Имандра и Умбозеро, обрамляющие массив с запада и востока, а также заболоченные впадины, расположенные к югу и северу от него. Относительные превышения окружающих гор над местными базисами эрозии (озера Гольцовое, Бол. Вудъяvr и Порокяvr) составляют 500—700 м.

В связи с интенсивной выветрелостью и повышенной трещиноватостью нефелиновых сиенитов создаются благоприятные условия для просачивания через зону аэрации атмосферных вод, образующих единый водоносный горизонт. Зеркало его повторяет в сглаженном виде рельеф местности. Глубина залегания горизонта трещинных вод определяется степенью расчлененности рельефа: чем больше превышение окружающих гор над местными базисами эрозии, тем глубже от поверхности залегает уровень водоносного горизонта. Так, если на водоразделах уровень горизонта трещинных вод устанавливается на глубине 375—276 м, то с понижением рельефа он плавно опускается до 174—13 м, а в нижних частях долин рек Саамская, Вуоннемиок, Куниок и других превышает дневную поверхность (табл. 11).

Естественные восходящие источники подземных трещинных вод известны у подножия Южного отрога горы Кукисвумчорр (дебит до 8 л/сек) и у подошвы ийолитового отрога горы Расвумчорр (дебит до 16 л/сек). В пределах зоны аэрации развиты источники трещинных вод сезонного характера. Как правило, дебит источников, расположенных на значительных отметках, меньше дебита родников, находящихся в депрессиях.

Таблица 11

Глубина залегания уровня подземных трещинных вод

Местоположение скважин	Глубина залегания уровня водонос- ного горизонта от поверхности, м			Интервал уровня водоносного горизонта
	от	до	средн.	
Юкспор	—	—	375	500—660
Кукисвумчорр	260	290	276	450—500
Там же	285	305	295	400—450
" "	325	345	335	300—350
" "	165	180	173	400—450
Юкспор	—	—	63	450—500
Саамская долина	10	35	22	400—450
Там же	10	15	12	350—400
Долина р. Вуоннемиок	—	—	+2	350—400
Долина р. Куниок	—	—	+35	250—300

Обводненность коренных пород проявляется на значительной глубине. Многолетние наблюдения на Кукисвумчоррском руднике им. С. М. Кирова показали, что за период с 1938 по 1968 г. по мере отработки нижних горизонтов среднегодовой приток воды в рудник увеличился с 97,7 по 1100 м³/ч. Величина притока воды в горные выработки и скважины зависит и от количества атмосферных осадков. Резкое увеличение притока наблюдается через 1—2 дня после выпадения обильных дождей и в период снеготаяния. Так, на Кукисвумчоррском руднике разница в величине притока зимой и весной достигает 4200 м³/ч.

Нефелиновые сиениты Хибинского массива являются наиболее водообильными по сравнению с кристаллическими породами других районов Кольского полуострова. По бассейну оз. Бол. Вудъярв минимальный модуль стока составляет, например, 7,5—8,0 л/сек с 1 км², что почти в 3 раза превышает подземный сток бассейна р. Нивы и в 3,5 раза бассейна р. Туломы.

Средний коэффициент фильтрации нефелиновых сиенитов, определенный опытным путем, равен 0,5 м/сутки.

Водоносность различных типов четвертичных отложений крайне неравномерна и зависит от их литологического состава, крупности фракций и наличия водоупоров.

Моренные отложения характеризуются пониженными фильтрационными свойствами из-за значительного содержания глинистых частиц в их составе. Коэффициент фильтрации варьирует здесь от 0,2 до нескольких метров, изредка повышаясь до 20 м/сутки.

Значительно большей фильтрационной способностью обладают флювиогляциальные отложения, коэффициенты фильтрации которых 17—44 м/сутки.

Водоносность аллювиальных и озерных отложений весьма изменчива. Коэффициенты фильтрации их варьируют от 0,05 м/сутки в глинах и суглинках до 35—75 м/сутки в гравийно-валунных отложениях. Преобладают среди них осадки с повышенными коэффициентами фильтрации.

Процесс инфильтрации атмосферных осадков в элювиально-делювиальных отложениях, как правило, происходит беспрепятственно. Постоянные водоносные горизонты обычно отсутствуют, лишь в редких случаях, когда встречаются маломощные прослои суглинков, образуются сезонные малодебитные водоносные горизонты типа верховодки (плато Эвеслогчорр, Кукисумчорр, Расумчорр). Талые воды снежников и дождевые воды, просачиваясь сквозь толщу делювиальных, реже моренных, отложений в верховых долин, дают начало многочисленным горным речкам и ручьям, дебит которых в истоке составляет 1—15 л/сек.

Буровыми скважинами, пройденными в приозерной низменностии бассейна оз. Бол. Вудъяvr, в четвертичных отложениях вскрыты два напорных водоносных горизонта на глубине 70 и 120 м.

Подземные воды Хибинского массива, отличающиеся очень слабой минерализацией, являются ультрапресными (сухой остаток 30—40 мг/л, жесткость 0,15—0,30°) натриево-гидрокарбонатными. Средний химический состав их определяется формулой

$$M_{0,045} \frac{\text{HCO}_3 61 \text{ CO}_3 17 \text{ PO}_4 9 \text{ SO}_4 6}{(\text{K} + \text{Na}) 82 \text{ Ca} 16} \text{ F} 0,0004.$$

Для этих вод характерно повышенное содержание фтора (до 4 мг/л), что в отдельных случаях ограничивает применение воды для питьевых целей.

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ И РАССЕЯННЫЕ БИТУМЫ

Газы свободной фазы. Впервые в пределах Хибинского массива горючие газы обнаружены в 1951 г. при проходке Юкспорского тоннеля. Здесь в породах ийолит-уртитового комплекса было отмечено интенсивное выделение газов. Впоследствии газопроявления отмечались в выработках Кукисумчоррского рудника и в Расвумчоррском тоннеле, а также в разведочных скважинах на участках Ньоркпахк и Коашва.

Как видно из табл. 12, состав газов свободной фазы для различных участков Хибинского массива достаточно постоянен. Если пересчитать данные анализов на безвоздушную смесь, то содержание водорода будет изменяться в пределах 10—20, метана — 70—93, тяжелых углеводородных газов $C_2—C_4$ — 2—9 %. Кроме горючих газов в природной газовой смеси иногда встречается немного двуокиси углерода и сравнительно большое количество гелия. Содержание азота варьирует от 0 до 18,6 %. Таким образом, газовые компоненты из щелочных пород Хибинского массива по составу близки таковым газо-нефтяным месторождений.

Газы свободной фазы содержатся в микротрецинах, секущих массив, и в сообщающихся поровых каналах пород. В зонах разломов и в макротрецинах, образовавшихся после консолидации массива, они отсутствуют. Газопроявления, изучение которых проводилось в горных выработках рудников и буровых скважинах, представляют собой локальные зоны, преимущественно приуроченные к породам ийолит-уртитового комплекса. В апатито-нефелиновых рудах они не встречены, за исключением слабых газопроявлений в апатитовой брекчии.

Скопления газов на отдельных локальных участках обусловлены изменением коллекторских свойств пород [66]. Участки с хорошей проницаемостью, окруженные практически непроницаемыми породами, образуют своеобразные «ловушки» для газа. Изучение проницаемости горных пород Хибинского массива подтвердило это и показало, что она изменяется в широких пределах от 0,001 до 2,43 мдарси (преобладают значения 0,001—0,002 мдарси); более высокие величины являются аномальными. Зоны повышенных газосодержаний в районах возвышенностей Кукисумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Коашва и Ньоркпахк располагаются преимуществен-

Таблица 12

Результаты анализов газов свободной фазы
(в пересчете на безвоздушную смесь)

Дата отбора пробы	Место газопроявления	Порода	Состав газа, об. %					
			He	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ —C ₃ H ₈	N ₂	CO ₂
1951	Юкспорский тоннель	Уртит	—	13,9	81,4		2,7	—
1951	Там же	"	—	—	82,91	1,97	2,77	—
	Расвумчоррский тоннель							
25/XI 1961	Пк 37+15	Уртит	—	20,61	73,67	4,11	1,56	0,0
23/VII 1963	Штольня 4-бис, шпур	"	—	3,00	84,08	8,48	—	0,9
30/VII 1963	Там же	"	—	2,81	92,82	5,89	—	0,8
	Рудник им. С. М. Кирова							
17/VI 1966	Наклонный тоннель, пк 2+30	Ийолит-уртит	0,93	16,82	73,37	8,93	0,0	0,0
17/VI 1966	Там же, пк 2+32	"	1,21	19,26	74,69	4,00	0,17	0,0
3/II 1969	" , шпур 17	"	0,41	7,50	65,74	7,24	18,59	0,26
28/XII 1968	Горизонт +322 м, скв. 447		1,53	44,29	61,50	2,53	3,0	0,0
11/III 1961	Уч-к Ньоркпахк, скв. 261	Ийолит	—	0,37	74,40	2,13	17,41	0,0
5/VI 1964	М-ние Коашва, скв. 3	Уртит	—	5,29	88,33	5,38	0,0	0,88

Примечание. CO ни в одной пробе не обнаружено.

но в подстилающих апатито-нефелиновое тело породах ийолит-уртитового комплекса [69].

Давление газа на участках повышенных содержаний, вскрытых в рудниках, незначительное и не превышает сотых долей атмосферы.

Газы, содержащиеся в закрытых порах пород и полостях минералов. Для извлечения газов породы подвергались механическому дроблению в условиях вакуума до частиц размером 0,05 мм. В межминеральных порах и полостях минералов содержится сравнительно большое количество газов. Результаты анализов более чем 1500 проб газа, извлеченных из пород массива, приведены в табл. 13.

Средний состав газов различных пород характеризуется резким преобладанием углеводородов (93—98%) и сравнительно небольшим количеством водорода (1,8—5,29%). В составе углеводородных газов кроме преобладающего метана всегда присутствуют его гомологи: этан, пропан, изо-бутан, н-бутан. Часто в количествах, не превышающих десятых долей процента, встречаются CO₂ и редко CO. Содержание азота колеблется в пределах 0,5—8%.

Таблица 13

Среднее содержание газов в породах, см³/кг породы

Породы	H ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	<i>n</i> 30-C ₄ H ₁₀	<i>n</i> -C ₄ H ₁₀	CO ₂	N ₂
Хибиниты массивные	0,34	0,01	15,09	0,45	0,04	0,001	0,03	0,06	1,03
Хибиниты трахитоидные	0,82	0,00	22,32	0,52	0,04	0,002	0,003	0,08	1,98
Рисчорриты	0,91	0,00	19,64	0,58	0,11	0,030	0,070	0,07	0,36
Ийолит-уриты, мельтейгиты, малиниты	1,07	0,01	23,65	0,53	0,10	0,002	0,003	0,06	0,53
Руды апатито-нефелиновые	0,30	0,00	5,11	0,17	0,01	0,0004	0,0004	0,08	
Лявочорриты	0,65	0,00	33,98	1,22	0,08	0,010	0,015	0,10	
Фойяиты трахитоидные	0,33	0,00	8,51	0,12	0,01	0,000	0,000	0,07	0,25
Фойяиты массивные	0,42	0,00	13,13	0,18	0,006	0,000	0,000	0,24	0,46
Жильные породы (мончикиты, тингуаниты)	3,63	0,000	0,70	0,05	0,010	0,000	0,000	0,04	

Присутствие гелия установлено только в некоторых пробах и не превышает сотых долей кубических сантиметров в 1 кг породы.

Как видно из данных табл. 13, щелочные породы различных интрузивных комплексов отличаются по количеству заключенных в них газов. Такие же различия наблюдаются и между отдельными членами одного комплекса. Так, среди группы ийолит-урититов максимальное содержание углеводородных газов (до 238 см³/кг породы) установлено в урититах. В апатито-нефелиновых рудах оно колеблется от 1,8 в богатых пятнистых до 6,15 см³/кг в бедных сетчатых и линзовидно-полосчатых разновидностях.

В породах, вмещающих Хибинский массив, количество газов не превышает 5 см³/кг. Углеводороды в них практически отсутствуют. Тщательное исследование зон экзо- и эндоконтактов массива показало, что углеводородные газы выносились из него на расстояние, на котором проявляются kontaktово-метасоматические процессы [83].

Содержание и состав газов в минералах щелочных пород, по данным исследования 74 проб мономинеральных фракций, приведены в табл. 14. Судя по данным из этой таблицы, различные минералы содержат разное количество заключенных в них газов: максимальное количество углеводородных газов в нефелине, минимальное — в апатите и эпимагматическом альбите.

По материалам С. В. Икорского [42], наиболее часто газовые включения наблюдаются в нефелине, где они располагаются по слабо выраженной спайности или группируются в зонах, секущих кристаллы в различных направлениях. Включения имеют неправильную, трубчатую или округлую форму, часто с явно выраженным элементами отрицательной огранки (рис. 22, а, б). Размеры включений не превышают 0,03—0,04 мм.

Таблица 14

Среднее содержание газов в минералах, см³/кг минерала

Минерал	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	CO ₂	N ₂
Нефелин	0,96	54,02	1,44	0,24	0,01	0,04	3,66
Калиевый полевой шпат . . .	0,67	28,04	0,44	0,03	0,002	0,06	4,71
Альбит	0,32	0,99	0,08	0,00	0,00	—	0,06
Эвдиалит	3,18	18,20	3,15	0,40	0,12	Следы	3,02
Эгирин	0,32	8,23	0,13	0,07	0,00	0,02	—
Сфен	0,30	13,24	0,23	0,05	0,00	0,22	—
Апатит	0,33	1,27	0,02	0,01	0,00	0,07	—

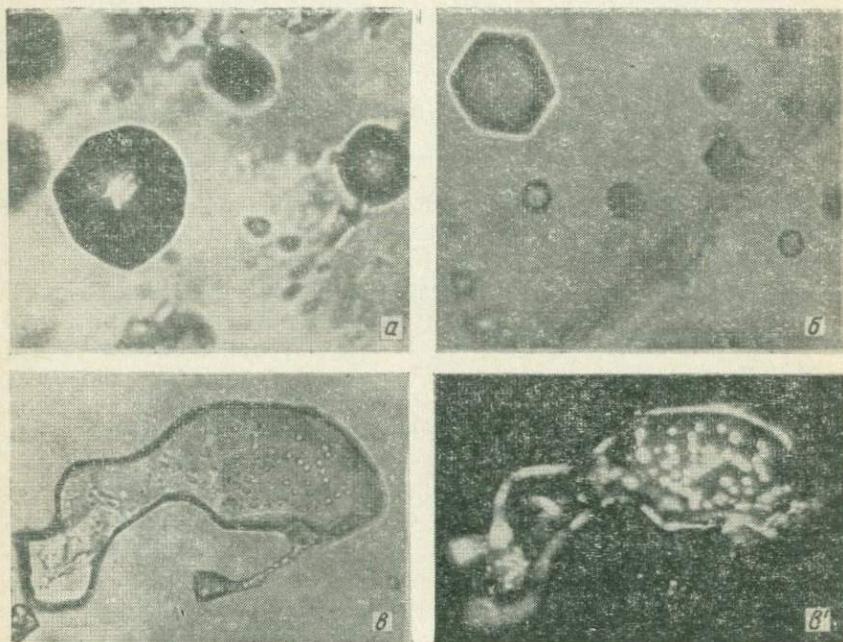


Рис. 22. Включения в минералах Хибинского массива (фото С. В. Икорского).
 а — окружные газовые включения в нефелине (увел. 10*); б — мелкие газовые включения в нефелине с полостями в форме негативного кристалла (вид в плоскости, почти перпендикулярной к оси Z_б, увел. 1350*); в — включения в эвдиалите с каплями битума на стенах полости; в' — в простом проходящем свете; в' — люминесценция битума в сплошно-фиолетовых лучах (увел. 380*).

Изотопный состав углерода углеводородных газов. Исследования изотопного состава углерода углеводородных газов проводились на приборе МИ-1305 с конструктивными изменениями, обеспечивающими прецизионное измерение [17]. Результаты анализа выражены в значениях σC^{13} :

$$\sigma C^{13} = \frac{(C^{13}/C^{12})_{\text{обр}} - (C^{13}/C^{12})_{\text{ст}}}{(C^{13}/C^{12})_{\text{ст}}} \cdot 1000.$$

В качестве опорного стандарта использовался эталон РДВ, характеризующийся абсолютной величиной отношения C^{13}/C^{12} , равной $1123,72 \cdot 10^{-5}$. Эта величина принимается за ноль ($\sigma C^{13} = 0,00$). Величина σC^{13} со знаком «плюс» соответствует избытку, а со знаком «минус» — дефициту изотопа C^{13} в исследуемом образце по сравнению со стандартом. Результаты исследования углеводородных газов в сравнении с другими природными генерациями углерода представлены в табл. 15.

Таблица 15

Изотопный состав углерода углеводородных газов изверженных пород и других природных генераций

Проба	Место отбора образца	$\sigma C^{13}, \%$
Кольский полуостров		
Свободный газ (газопроявления) .	Хибинский массив	—1,18 до —1,93
Газ закрытых пор пород и минералов:		
хибиниты, уртиты, ийолиты	Там же	—0,32 до —1,28
эвдиалит из пегматита . . .	"	—0,84
полевой шпат из пегматита		—1,46
фойяит		—0,53
гнейс	Прихибинский уч-к	—0,60
песчаник фенитизированный	м. Турий	—3,09
Гренландия		
науайит	Иллимауссакский массив	—0,77
Другие углеродсодержащие природные генерации		
Метан биохимического происхождения		—6,9 до —8,4
Метан в вулканических газах и выделениях горячих источников		—2,1 до —2,9
Природные газы нефтяных месторождений		—3,2 до —4,8
Нефти		—2,30 до —3,26
Графиты в основных и ультраосновных породах		—0,78
Алмазы		—0,24 до —0,80
Карбонатиты		—0,50 до —0,9
CO_2 из зон регионального метаморфизма и вулканической деятельности		—0,13 до —1,2

Проведенными исследованиями установлена значительная обедненность углеводородных газов Хибинского массива легким изотопом углерода по сравнению с другими изученными генерациями природных углеводородов [17].

Диапазон колебания изотопного состава углерода газов в закрытых порах пород и во включениях в минералах колеблется от $\sigma C^{13} = -0,32$ до $-1,28$. Обычно углеводороды характеризуются концентрацией изотопа C^{12} более высокой, чем углерод биосфера (в среднем $\sigma C^{13} = -2,5$). Так, например, в метане биохимического происхождения обогащенность легким изотопом $\sigma C^{13} = -(6,9 \div 8,4)$. Углеводороды, образующие скопления и залежи в осадочных породах, метан, рассеянный в породах и растворенный в пластовых водах, имеют изотопный состав $\sigma C^{13} = -(3,2 \div 4,8)$. Изотопный состав метана, связанного с вулканическими очагами и зонами тектонической активности и присутствующего в газообразных выделениях горячих источников, $\sigma C^{13} = -(2,1 \div 2,9)$. В противоположность метану, двуокись углерода во всех этих случаях, в частности CO_2 магматического происхождения, имеет более тяжелый изотопный состав углерода — $\sigma C^{13} = -(0,2 \div 1,2)$. Таким образом, исследованные газы щелочных массивов по своему изотопному составу представляют исключение в ряду углеводородов и попадают в пределы, характерные для CO_2 .

Если предположить возможность образования углеводородных газов за счет термального метаморфизма органического биогенного вещества осадочных пород, то изотопный состав газов должен отвечать среднему изотопному составу углерода органических остатков и битумов метаморфических пород (среднее значение $\sigma C^{13} = -2,6$). При высокой температуре возгонки органического вещества разделение изотопов между любыми углеродсодержащими соединениями незначительно ввиду стремления в этих условиях констант равновесия реакций изотопного обмена к единице. Однако если предположить, что разделение изотопов и имело место, то оно привело бы лишь к еще большему обогащению CH_4 изотопом C^{12} , поскольку термодинамический изотопный эффект в ряду основных соединений углерода $CO_3 \rightarrow CO_2 \rightarrow C \rightarrow CO \rightarrow CH_4$ направлен к последовательному увеличению концентраций изотопа C^{12} от более окисленных к более восстановленным соединениям. Обогащенность газов щелочных пород изотопом C^{13} является дополнительным свидетельством их неорганической природы. Поскольку фракционирование изотопов в эндогенных условиях ограничено, логично предположить, что соединения, являющиеся продуктом дифференциации или дегазации магматических расплавов, наследуют изотопный состав первичного углерода. Большинство минералов и углеродсодержащих соединений, генетически и пространственно связанных с интрузиями, имеют изотопный состав $\sigma C^{13} = -(0,2 \div 1,2)$ (табл. 15). Мы полагаем, что первичным углеродом для углеводородных газов щелочных пород является графитный углерод мантии.

Для получения сравнительных данных, характеризующих изотопный состав газов, образующихся при возгонке органических биогенных веществ осадочных пород, была отобрана проба из фенитизированных песчаников (Кандалакшский залив, м. Турий) (табл. 15). Биогенное вещество, содержащееся в этих породах,

под влиянием высоких температур, связанных с воздействием на них щелочной магмы, подверглось возгонке. Изотопный состав газов, полученных при изучении данной пробы, резко отличается от метана изверженных пород ($\sigma C^{13} = -3,09$) и отвечает газам органического происхождения.

Рассеянные битумы горных пород. В породах Хибинского массива наряду с горючими газами углеводородного состава обнаружены дисперсные высокомолекулярные органические соединения (битумы). Они находятся в межминеральных порах пород, во включениях в минералах и, по-видимому, в дефектах кристаллических решеток.

Содержание хлороформенного экстракта битумов, извлеченных из щелочных пород, колеблется от 0,0018 до 0,0063 вес. %. Количество дисперсного углерода, оставшегося после извлечения битума, составляет 0,01—0,12 %. Элементарный состав битумов характеризуется следующими содержаниями (вес. % на породу): С — 62,3—83,3; Н — 8,5—13,5; S — 0,39—1,30; N+O — 3,0—25,5. Компонентный состав хлороформенного экстракта таков (вес. %): масла — 22,0—52,3; бензольные смолы — 17,6—29,0; спирто-бензольные смолы — 8,08—25,23; асфальтены — 10,50—28,2. Значительное количество масел и преобладание бензольных смол над спирто-бензольными указывает на то, что битум является восстановленным.

При проведении детальных исследований углеводородной части битума в одном образце ийолита было установлено преобладание в нем парафиновых углеводородов с числом углеродных атомов в цепи 29—31. Присутствуют также нафтеновые и ароматические углеводороды. Показатель преломления углеводородов n_D^{20} равен 1,4706.

Структура битумов, содержащихся в горных породах, изучалась методом инфракрасной спектроскопии. Ниже приведено описание наиболее типичного для хибинских пород спектра хлороформенного экстракта битума из трахитоидного хибинита (рис. 23). Здесь четко представлены полосы поглощения кислородных структур (области 1750—1720 cm^{-1} и около 1280 и 1770 cm^{-1}). Полосу поглощения около 1732 cm^{-1} можно отнести к валентным колебаниям карбонила $C=O$ в группировке $-C\begin{array}{c}\diagup \\ \diagdown\end{array}O$ сложных эфиров ароматических, α , β -ненасыщенных и алифатических кислот. Ароматические структуры представлены довольно явно выраженным полосами поглощения валентных колебаний $-C=C-$ ароматического кольца (1606 cm^{-1}), а также полосами поглощения замещенных ароматических структур (1585 cm^{-1} и в области 900—700 cm^{-1}). Замещения моно-, ди-, три-. Возможна присутствие бициклоароматических углеводородов типа нафтилинового кольца с заместителями. Очень интенсивны полосы поглощения парафиновых углеводородов (1464, 1378 и дублет полос 728—718 cm^{-1}). По характеру и интенсивности эти полосы поглощения несколько напоминают спектры неразветвленных твердых парафиновых углеводородов, но

в нашем случае, по-видимому, присутствует некоторое количество нафтеновых углеводородов, в которых число углеродных атомов в цепи $n \geq 20$. Таким образом, рассеянные битумы пород Хибинского массива с полным основанием можно отнести к битумам нафтоидного типа.

Во вмещающих Хибинский массив породах битуминозное вещество метаморфизовано и окислено. Углеводороды в составе битума или отсутствуют, или представлены только ароматическими соединениями. Количество спирто-бензольных смол в них явно превышает количество бензольных.

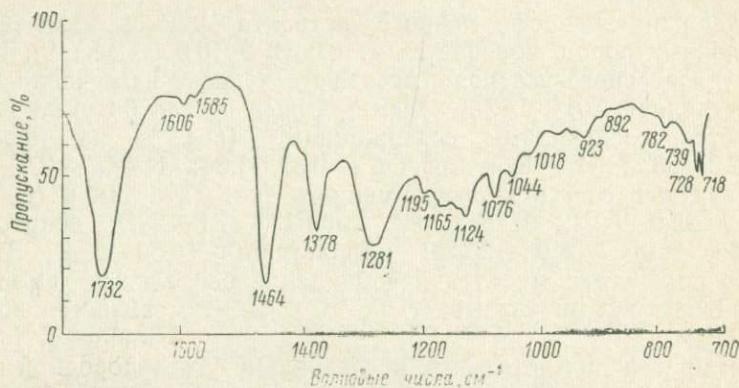


Рис. 23. Спектры поглощения хлороформенного экстракта битума А, извлеченного из образца трахитоидного хибинита.

Помимо извлечения битуминозного вещества путем экстракции из породы удалось наблюдать выделения битума непосредственно под микроскопом [42]. Во включениях в нефелине и эвдиалите, имеющих иногда значительные размеры (0,1—0,2 мм), битуминозное вещество находится вместе с газовым пузырьком и реже с кристаллом — узником постороннего минерала (рис. 22, вв'). Общее количество битуминозного вещества в полостях включений невелико и, по-видимому, не превышает нескольких процентов объема вакуоли. Судя по формам выделения битумов, они представляют собой в большинстве случаев густую жидкость. В обычном проходящем свете тонкие каемки битумов в полостях включений видны не всегда. В таких случаях их присутствие обнаруживается только в сине- или ультрафиолетовых лучах.

Фактический материал, изложенный выше, позволяет сделать следующие выводы.

1. Хибинский щелочногранитный массив содержит большое количество углеводородных газов, по составу близких таковым газо-нефтяных месторождений, но отличающихся от них по изотопному составу углерода.

2. Газы находятся в свободной фазе (в трещинах и сообщающихся поровых каналах пород), в закрытых порах пород и полостях минералов. Содержание углеводородных газов достаточно велико.

лико. Если согласно геофизическим исследованиям принять глубину распространения щелочных пород равной 6,5—7 км, то только в закрытых порах количество их составит около 10 млрд. м³.

3. Повышенные содержания горючих газов свободной фазы приурочены к локальным участкам (ловушкам), которые обязаны своим существованием изменениям коллекторских свойств щелочных пород. Участки повышенных содержаний горючих газов располагаются обычно в породах ийолит-уртитового комплекса. В разрезах апатито-нефелиновых месторождений такие зоны могут встречаться только в апатитовой брекчии и пегматитах. В богатой зоне месторождений, сложенной пятнистыми и пятнисто-полосчатыми разновидностями руд, они отсутствуют.

4. Участки повышенных содержаний газов свободной фазы приурочены только к тем породам, в которых встречается значительное количество газов в закрытых порах пород и полостях минералов.

5. Различные горные породы и минералы отличаются друг от друга по количеству заключенных в них углеводородных газов, что делает возможным использование этого показателя при корреляции некоторых геологических разрезов.

6. Содержание газов в порах пород зависит от их минерального состава, пористости и проницаемости.

7. Состав газов свободной фазы и газов, заключенных в закрытые поры пород и полости минералов, идентичен.

8. Во всех породах, слагающих Хибинский массив, содержится битуминозное вещество нафтоидного типа.

9. Данные геологических и экспериментальных исследований позволяют утверждать, что углеводородные газы щелочных пород образовались в результате процессов неорганического синтеза, проходивших в остывающем массиве. Источником углерода являлся графитный углерод мантии.

10. Изучение органических соединений наряду с геолого-петрографическими критериями может оказать существенную помощь в познании магматической и метасоматической природы щелочных пород, а также для выяснения характера и интенсивности наложенных процессов.

11. При проведении горных работ следует учитывать возможность встречи участков повышенных газосодержаний.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хибинский щелочной массив, занимающий площадь 1327 км², является крупнейшей в мире сложной многофазной интрузией центрального типа, приуроченной к зоне тектонического контакта протерозойских зеленокаменных пород с гнейсами и гранито-гнейсами архея. Возраст его по аналогии с Ловозерским plutоном, в кровле которого обнаружены остатки девонской флоры, и данным абсолютной геохронологии (290 ± 10 млн. лет) датируется верхним девоном — нижним карбоном [50, 67]. По геофизическим данным внешние контакты массива до 6—8 км имеют крутое (80—90°) центроклинальное падение, резко выполаживаясь на большей глубине. Внутреннее строение данного тела определяется концентрически-зональным расположением разновозрастных интрузивных комплексов, представленных массивными и трахитоидными хибинитами, рисchorритами, ийолит-уртитами и тесно связанными с ними апатито-нефелиновыми рудами, лявоchorритами и фойяитами. Перечисленные комплексы слагают кольцевые и конические тела максимальной видимой мощностью в 4—7 км, центры которых смещены с ЮЗ на СВ на 12,8 км. Контакты отдельных интрузивных тел наклонены к центру массива под различными углами.

Почти все разновидности пород, слагающие Хибинский массив, за исключением комплекса ийолит-уртитов, представляют нефелиновые сиениты, в зависимости от структурно-текстурных особенностей получившие местные названия (хибиниты, рисchorриты, лявоchorриты).

Как известно, Хибинский массив является уникальным по масштабу связанного с ним апатитового оруденения. В результате детальных исследований последних лет открыты новые месторождения этого сырья на горе Коашва и в долине р. Куниок, расширены площади ранее известных месторождений и выявлен ряд апатитовых рудопроявлений, как приуроченных к интрузии ийолит-уртитов, так и находящихся за ее пределами. Кроме того, получены новые данные по геологическому строению и истории формирования Хибинского щелочного массива и связанных с ним апатито-нефелиновых руд. Важнейшими из этих новых положений, в той или иной степени обоснованных объективным фактическим материалом, являются: 1) трактовка ромбен-порфиров как останцов

кровли массива, принадлежащих ловозерской свите верхнего девона; 2) отнесение щелочных сиенитов краевой зоны к биметаматическим образованиям; 3) расчленение комплекса ийолит-уритов на три субфазы и установление генетической связи апатито-нефелинового оруденения с производными 2-й субфазы; 4) выделение самостоятельного интрузивного комплекса лявофорритов; 5) попарное объединение кольцевых и конических интрузий в три периода; 6) выделение четвертого заключительного периода становления Хибинского массива, характеризующегося широким развитием наложенных метасоматических процессов; 7) выявление Эвеслогчоррской зоны смятия; 8) представление о связи дайкового комплекса с региональным платформенным магматизмом; 9) исследование состава геохимии и генезиса углеводородных газов, генетически связанных со щелочными породами Хибинского массива.

Уникальные по запасам и качеству руд хибинские месторождения апатита продолжают оставаться основной отечественной сырьевой базой фосфатной промышленности.

Обобщение результатов многолетних геолого-геофизических работ позволяет оценить перспективы и наметить очередность участков продуктивной ийолит-уритовой интрузии для постановки структурно-поисковых и разведочных работ.

К наиболее перспективным первоочередным участкам относятся глубокие горизонты юго-восточного рудного поля (район Расвумчорр — Коашва — Ньюркпахк), северо-западный фланг Кукисвумчоррского месторождения и Куэльпор-Лявойокская рудная зона (см. рис. 18). Сосредоточенные здесь общие прогнозные запасы, до абс. отм. минус 1000 м, включая бедные руды Партомчорр — Лявойока, оцениваются в 1,4 млрд. т.

Благоприятные предпосылки для обнаружения новых глубоко залегающих рудных тел выявлены в районе Кукисвумчорр — Расвумчорр, а также в западной и северо-восточной частях интрузии. Здесь намечается проведение структурно-поискового бурения второй очереди. Ожидаемые геологические запасы руды до глубины минус 500—1000 м составляют 0,9 млрд. т.

Наконец, в северной части интрузии (Сев. Лявофорр) отсутствуют прямые геологические признаки апатитового оруденения. Можно лишь предполагать возможность находления на глубине не менее 0,5 км апатито-нефелиновых руд, не срезанных по падению интрузией лявофорритов. На этом участке планируется структурно-поисковое бурение третьей очереди.

Таким образом, суммарные разведанные и прогнозные запасы апатито-нефелиновых руд Хибинского массива достигают 5 млрд. т, что обеспечивает дальнейшее развитие апатитовой промышленности Кольского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Антонов Л. Б. Апатитовые месторождения Хибинской тундры.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. 7. М., Госхимтехиздат, 1934.
3. Арманд А. Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр.— В кн.: Вопр. геоморф. и геол. осадочного покрова Кольск. п-ова, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
4. Арманд А. Д., Дорфман М. Д. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского щелочного массива.— Изв. Карельск. и Кольск. ФАН СССР, 1959, № 1.
5. Белянкин Д. С., Владавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса.— Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1932, вып. 2.
6. Бородин Л. С. Основные особенности строения и состава жильных образований Хибинского массива в связи с вопросом их генезиса и классификации.— В кн.: Вопр. минер., геохим. и генезиса м-ний редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1957а.
7. Бородин Л. С. К геохимии Хибинского щелочного массива.— Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1957б, вып. 1.
8. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. М., «Наука», 1967.
9. Вироялянский Г. М. Особенности размещения апатитовых руд в Хибинских месторождениях и их значение для поисков в других массивах.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
10. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочный массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
11. Волотовская Н. А. Ксенолиты нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов в массивном хибините северной части Хибинского массива.— Зап. Всерос. минер. о-ва, 1939, сер. 2, ч. 68, вып. 1.
12. Воробьева О. А. Геология и петрография Эвесплогчорра и прилегающих к нему высот.— В кн.: Мат-лы по петрограф. и геол. Кольск. п-ова, ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
13. Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского массива. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.
14. Галахов А. В. Геолого-петрографический очерк Хибинского щелочного массива и задачи дальнейших научных исследований.— В кн.: Вопр. геол., минерал. и петрограф. Хибинск. тундр. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
15. Галахов А. В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах (Кольский полуостров).—ДАН СССР, 1966, т. 170, № 3.
16. Галахов А. В. Химический состав пород Хибинского щелочного массива.— ДАН СССР, 1966, т. 171, № 5.
17. Галимов Э. М., Петерсилье И. А. Об изотопном составе углерода углеводородных газов и CO_2 , содержащихся в щелочных изверженных породах Хибинского, Ловозерского и Иллимауссакского массивов.— ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4.
18. Гапеева Г. М. Формации лампрофиров.— В кн.: Петрограф. провинции, изверж. и метаморф. горн. породы. М., Изд-во АН СССР, 1960.

19. Главнейшие черты структуры хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение.— В кн.: Хибинск. апатит. м-ния. М., «Недра», 1965. Авт.: Г. М. Вировлянский, Ю. Н. Благодетелева, Ф. М. Онохин, Н. Г. Карташов.
20. Гладцин И. Н. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. Хибинск. и Ловозерск. тунды, т. 2.— Тр. Ин-та по изуч. Севера, 1928, вып. 39.
21. Годовиков В. Н. К изучению геологии Кукисумчоррского апатито-нефелинового месторождения и сортамента его руд.— В кн.: Хибинские апатиты, сб. б. Л., Госхимиздат, 1933.
22. Горстка В. Н. Особенности процессов фенитизации в контактовом ореоле Хибинского щелочного массива.— В кн.: Мат-лы по минерал. Кольск. п-ова, вып. 7. Л., «Наука», 1969.
23. Горстка В. Н., Петерсилье И. А., Припачкин В. А. Горючие газы в породах контактной зоны Хибинского массива.— ДАН СССР, 1965, т. 162, № 6.
24. Дорфман М. Д. К петрологии якутирангит-уритовых пород в Хибинских тундрах.— Изв. АН СССР, 1948, сер. геол., № 3.
25. Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уритах горы Юкспор Хибинского массива. М., Изд-во АН СССР, 1962.
26. Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. М.—Л., «Наука», 1964.
27. Егоров С. Ф. Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры.— Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, 1931, вып. 1.
28. Егорова Е. Н. Геологические исследования в западной части Хибинского массива.— «Пробл. сов. геол.», 1936, № 8.
29. Егорова-Фурсенко Е. Н. Контактовые роговики и ксенолиты боковых пород в нефелиновых синеклизы Хибинского массива (западная и северо-восточная контактные зоны).— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1939, сер. 2, ч. 68, вып. 2.
30. Егорова-Фурсенко Е. Н. О генезисе лестиваритов Лестивары (Хибины).— Зап. ЛГИ, 1939, т. 12, вып. 2.
31. Елисеев Н. А. Хибинские апатитовые месторождения.— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1937, сер. 2, ч. 66, вып. 3.
32. Елисеев Н. А. Девонские эфузивы Ловозерских тундр.— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1946, сер. 2, ч. 75, вып. 2.
33. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.
34. Елисеев Н. А. Ультраосновные и основные интрузии Кольского полуострова.— В кн.:Петрограф. провинции, изверж. и метаморф. горн. породы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
35. Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинских тундр. Л.—М., ГОНТИ, 1939. (Тр. Лен. геол. упр., вып. 19).
36. Зак С. И. Тектоника Хибинского щелочного массива.— В кн.: Магм. и геол. Кольск. п-ова. М., Госгеотехиздат, 1963а.
37. Зак С. И. Контактово-метасоматические изменения у границ Хибинского щелочного массива.— Там же, 1963б.
38. Зак С. И., Каменев Е. А. Новые данные о геологии Хибинского щелочного массива.— «Сов. геология», 1964, № 7.
39. Злобин Б. И. Парагенезисы темноцветных минералов щелочных пород в связи с новым выражением коэффициента агпантности.— «Геохимия», 1959, № 5.
40. Иванова Т. Н. Кукисумчорр-Юкспорское апатито-нефелиновое тело.— В кн.: Вопр. геол. и минерал. Кольск. п-ова, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
41. Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
42. Икорский С. В. Органическое вещество в минеральных изверженых горных породах. М., «Наука», 1967.
43. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Геология, петрология, минералогия и геохимия. М., «Недра», 1965. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова,

А. Г. Булах, Э. А. Багдасаров, О. М. Римская-Корсакова, Е. И. Нефедов, Г. А. Ильинский, А. С. Сергеев, Н. Б. Абакумова.

44. Калинкин М. М. Эвсэлогчоррская зона смятия в Хибинском щелочном массиве.—В кн.: Магм. и геол. Кольск. п-ова. М., Госгеолтехиздат, 1963.

45. Кларки Хибинского щелочного массива.—Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, сер. 2, ч. 97, вып. 2. Авт.: А. А. Кухаренко, Г. А. Ильинский, Т. Н. Иванова, А. В. Галахов, Л. В. Козырева, Е. М. Гельман, И. Д. Борнеман-Старынкевич, И. Н. Столярова, В. И. Скрижинская, Р. И. Рыжова, Б. Н. Мелентьев.

46. Каменев Е. А. Трещинная тектоника Хибинского щелочного массива.—В кн.: Магм. и геол. Кольск. п-ова. М., Госгеолтехиздат, 1963.

47. Каменев Е. А. Особенности структуры Коашвинского апатитового месторождения.—В кн.: Щелочн. породы Кольск. п-ва. М.—Л., «Наука», 1966.

48. Каменев Е. А. Трещинная тектоника ийолит-уритовой интрузии Хибинского щелочного массива.—В кн.: Геофиз. и тектоника Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966.

49. Каменев Е. А. О позднем апатите Коашвинского месторождения.—В кн.: Мат-лы по минерал. Кольск. п-ова, вып. 6. Л., «Наука», 1968.

50. Комлев Л. В., Герлинг Э. К. О возрасте Хибинских тундр.—ДАН СССР, 1940, нов. сер., т. 26, № 9.

51. Кононова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. М., Изд-во АН СССР, 1961.

52. Крылов В. А. Ийолиты и уртиты Хибинских тундр.—В кн.: Хибинск. апатиты и нефелины, сб. 4. Л., Госхимтехиздат, 1932.

53. Куплетский Б. М. Географический очерк, рельеф и гидрография Хибинских тундр.—В кн.: Хибинск. и Ловозерск. тунды, вып. 39. М., Изд-во научно-техн. упр. ВСНХ, 1928.

54. Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр.—Там же, 1928.

55. Куплетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр.—В кн.: Минералы Хибинск. и Ловозерск. тундр. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

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

57. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Очередные проблемы Хибинского массива.—В кн.: За Полярным кругом. М., Изд-во АН СССР, 1932.

58. Минаков Ф. В. Связь апатитовых месторождений с ийолит-уритовой интрузией Хибинского массива.—В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.

59. Минаков Ф. В., Каменев Е. А., Калинкин М. М. Об исходном составе и эволюции ийолит-уритовой магмы Хибинского щелочного массива.—«Геохимия», 1967, № 8.

60. Михеичев А. С. Перспективы увеличения ресурсов апатитовых руд в Хибинах.—«Разв. и охр. недр», 1964, № 9.

61. Ожинский И. С. К геологии западного контакта Хибинского щелочного массива.—Изв. Лен. геол. треста, 1936, № 3 (12).

62. Онохин Ф. М. Тектонические особенности строения Кукисумчоррского апатитового месторождения и некоторые вопросы поисков апатитовых руд.—«Сов. геология», 1965, № 7.

63. Онохин Ф. М. Новые данные о структурных условиях формирования Юкспорского апатито-нефелинового месторождения.—«Геология рудн. м-ний», 1966, т. 8, № 2.

64. Пазюк Л. И. Гранофирировые породы и огненосованные кварцевые метакратофиры свиты Имандра-Варзуга на Кольском полуострове.—В кн.: Вопр. геол. и минерал. Кольск. п-ова, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.

65. Панасенко Г. Д. Некоторые особенности сейсмичности северо-восточной части Балтийского щита.—В кн.: Геофиз. и тектоника Кольск. п-ова. М.—Л., «Наука», 1966.

66. Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М., «Наука», 1964.

67. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.—В кн.: Вопр. гео-

хронол. и геол. Л., Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. лаб. докембria АН СССР, вып. 12.)

68. Полканов А. А., У Ли-женъ. О генезисе и эволюции магмы Хибинского субвулкана.—Там же, 1961.

69. Припачкин В. А., Каменев Е. А. Прогнозирование газопроявлений при разработке месторождений в изверженных горных породах.—«Сов. геология», 1968, № 9.

70. Пэк А. В. Материалы к тектонике Хибин.—В кн.: Мат-лы по петрограф. и геохим. Кольс. п-ова, 1935, ч. 6, сер. кольск., вып. 9. (Тр. СОПС, вып. 9.)

71. Рихтер Г. Д. Физико-географический очерк оз. Имандра и его бассейна. Л., изд. ГЭНИИ при ЛГУ, 1934, вып. 5.

72. Сидоренко А. В., Галахов А. В. Доледниковые континентальные отложения в Хибинах и некоторые вопросы палеогеографии.—ДАН СССР, 1957, т. 115, № 1.

73. Слепнев Ю. С. О возрастных соотношениях пород Хибинского щелочного массива.—Изв. АН СССР, 1960, сер. геол., № 4.

74. Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисумчоррского апатитового месторождения.—В кн. К минералогии постмагм. процессов. Л., Изд-во ЛГУ, 1959.

75. Соустов Н. И. Новый щелочной массив в окрестностях Хибинских тундр на Кольском полуострове.—Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12.

76. Судиславлев К. К. Некоторые соображения о геологическом строении и внутренней тектонике Хибинского массива в свете новых данных.—Изв. Лен. геол. треста, 1935, № 2 (11).

77. Тихомиров И. К. Подземные толчки в Хибинском горном массиве (Кольский полуостров).—«Природа», 1949, № 9.

78. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива. М., Изд-во АН СССР, 1963.

79. Тихоненков И. П. Фениты Хибинского массива.—В кн.: Редком. метасоматиты щелочн. массивов. М., «Наука», 1967.

80. Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика.—В кн.: Хибинск. апатиты. сб. З. Л., Госхимтехиздат, 1931.

81. Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова.—Тр. Комис. по пробл. минерал. сырья АН СССР, 1941, сер. регион., вып. 1.

82. Фивег М. П. Внутренняя апатитовая дуга и ийолитовые породы Хибинских тундр.—В кн.: Агроном. руды СССР, т. 2, ч. I. Л., 1934.

83. Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского plutонов.—Тр. Лен. о-ва естествоисп., 1963, 74, № 1.

84. Шухман Л. Н. Верхняя контактная зона апатито-нефелиновых месторождений Хибин.—В кн.: Вопр. геол., минерал. и петрограф. Хиб. тундр, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.

85. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring dykes and caldron—subsidence.—Proc. Royal Soc. Edn., 1936, v. 61.

86. Daly R. A. Origin of the alkaline rocks.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1910, 21.

87. Ramsay W. Das Nephelinsyenitgebit auf der Halbinsel Kola. II.—Fennia, 1899, 15, № 2.

88. Schairer I. F., Bowen N. L. Preliminary report on equilibrium reaction between feldspathoides, alkals feldspars and cicas. Amer. Geophys. Union Trans., 1936, 19, ann. Meet.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	С
ВВЕДЕНИЕ (С. И. ЗАК)	3
ГЛАВА I	
СТРАТИГРАФИЯ (С. И. ЗАК, А. Д. АРМАНД)	10
Архей	11
Протерозой средний	12
Девон верхний	16
Кайнозой (четвертичная система)	19
ГЛАВА II	
ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (С. И. ЗАК, Е. А. КАМЕНЕВ, Ф. В. МИНАКОВ)	28
Вмещающие породы	—
Архей	—
Протерозой средний	—
Хибинский щелочный массив	30
Палеозой	—
I. период	33
1-я фаза. Комплекс хибинитов (ϵ^1Pz)	—
2-я фаза. Комплекс трахитоидных хибинитов (ϵ^2Pz)	38
II период	43
3-я фаза. Комплекс рисчорритов (ϵ^3Pz)	—
4-я фаза. Комплекс ийолит-уртитов (ϵ^4Pz)	47
III период	68
5-я фаза. Комплекс лявочорритов (ϵ^5Pz)	—
6-я фаза. Комплекс фойлитов (ϵ^6Pz)	74
Щелочные пегматиты	83
IV период	86
Альбитизация	—
Эгирино-альбитовые жилы	88
Комплекс дайковых пород	91
Контактово-метасоматические изменения у границ Хибинского щелочного массива	97
Краткая петрохимическая характеристика пород Хибинского массива	102
ГЛАВА III	
ТЕКТОНИКА (С. И. ЗАК, Е. А. КАМЕНЕВ, Ф. В. МИНАКОВ)	117
Форма массива	—
Структура интрузивных комплексов	118
Трещинная тектоника	130
ГЛАВА IV	
ГЕОМОРФОЛОГИЯ (А. Д. АРМАНД)	137
ГЛАВА V	
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ (А. С. МИХЕИЧЕВ, С. И. ЗАК, Е. А. КАМЕНЕВ, Ф. В. МИНАКОВ)	142
Апатит	—

Кукисвумчорр-Расвумчоррский участок (143), Коашвинский участок (145), Куэльпор-Лявойокский участок (147), Ньоркпахк-Суолуйвский участок (148), Поачвумчоррский участок	149
Рудопроявления апатита	150
Титан	153
Серный колчедан	154
Торф	—
Камни строительные	—
Пески и гравий	155
Пески стекольные	—
Диатомиты	—
ГЛАВА VI	
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ (Е. А. КАМЕНЕВ)	156
ГЛАВА VII	
ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ И РАССЕЯННЫЕ БИТУМЫ (И. А. ПЕТЕРСИЛЬЕ)	159
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (С. И. ЗАК, Е. А. КАМЕНЕВ, Ф. В. МИНАКОВ)	168
Литература	170

*ХИБИНСКИЙ
ЩЕЛОЧНОЙ
МАССИВ*

Редактор издательства Э. М. Бородянская.

Технический редактор Н. П. Старостина

Корректор М. А. Масарская

Переплет художника И. А. Гордона

М-38169. Сдано в набор 6/III 1972 г. Подписано к печати 24/VII 1972 г. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 11+1 вкл. Уч.-изд. л. 18,58. Изд. № 779.
Тираж 1000 экз. Заказ № 250. Индекс 3-4-1-Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград,
С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картфабрика ВАГТ
Цена 1 р. 60 к.



ИЗДАНИЯ