553.6(98К)
Д-81

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

О. Б. ДУДКИН, Л. В. КОЗЫРЕВА, Н. Г. ПОМЕРАНЦЕВА

Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр

Ин АП-3

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

О. Б. ДУДКИН, Л. В. КОЗЫРЕВА,
Н. Г. ПОМЕРАНЦЕВА

МИНЕРАЛОГИЯ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИБИНСКИХ ТУНДР

Лаборатории
физических методов исследования
минералов, много сделавшей
для написания этой книги
от авторов.

4 августа 1964 г.

Конычева

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА — 1964 — ЛЕНИНГРАД

АННОТАЦИЯ

В настоящей работе приводятся результаты изучения вещественного состава крупнейших месторождений апатита Хибинских тундр. В ней даются краткая характеристика обогащенных апатитом пород, описание мелких скоплений апатита в ийолит-уртитах и рисчорритах Хибинского массива, характеристика различных эндогенных жильных образований, секущих апатитовые тела, а также трещинных зон выветривания, распространенных в пределах месторождений.

Основной объем работы составляет описание минералов, принимающих участие в составе обогащенных апатитом пород. В заключительной части рассматриваются основные этапы минералообразования в пределах месторождений, характер процессов минералообразования и их относительная роль. Выделяются генетические типы апатитовой минерализации в Хибинах и разбирается их возможная связь с формированием интрузивного массива в целом.

Работа рассчитана на геологов, изучающих интрузивные щелочные массивы, но она может представить определенный интерес и для широкого круга специалистов, занимающихся вопросами добычи и переработки фосфорного сырья.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Т. Н. ИВАНОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Апатитовые месторождения Хибинских тундр являются крупнейшим источником фосфорного сырья. В соответствии с постановлениями Правительства добыча хибинского апатита в ближайшие годы резко возрастет, начнут эксплуатироваться новые, пока еще не освоенные месторождения. Сведения о вещественном составе всех известных в Хибинах апатитовых месторождений необходимы как для решения целого ряда практических задач, так и для понимания генезиса месторождений, а, следовательно, для прогнозирования их дальнейших поисков и разведки.

С 1954 по 1962 г. нами изучались минералы Хибинских месторождений апатита. Перед авторами стояла задача — дополнить уже имевшиеся сведения по минералогии Кукисвумчоррского и Расвумчоррского месторождений и изучить вещественный состав Юкспорского, Куэльпорского, Поачвумчоррского, Коашвинского, Ньорпахк-Суолуайвского месторождений и месторождения долины рр. Куньок и Лявойок.

Минералогии щелочных интрузий Кольского полуострова уделялось большое внимание (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937; Власов, Кузьменко, Еськова, 1959; Дорфман, 1962, и др.), но вещественный состав обогащенных апатитом пород специально не рассматривался. Цель настоящей работы — дать наиболее полную характеристику минералогии апатитовых месторождений Хибин.

Преобладающая часть приводимых в работе анализов произведена в лабораториях Кольского филиала АН СССР, часть анализов выполнена в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, геохимии, минералогии (ИГЕМ, Москва), часть — в Лаборатории геологии докембрия (Ленинград). Большую помощь при сборе фактического материала авторам оказали геологи комбината «Апатит» Н. Г. Карташов и Ф. М. Онохин. В камеральной обработке материала активное участие принимали лаборанты геологического института Кольского филиала АН СССР С. А. Егорова, В. В. Кирнарская и Ю. П. Меньшиков.

В процессе изучения минералов апатитовых месторождений авторы пользовались консультациями и советами заслуженного деятеля науки доктора геолого-минералогических наук И. Д. Борнеман-Старынкевич, докторов наук Е. Е. Костылевой, Э. М. Бонштедт-Куплетской, В. А. Франк-Каменецкого, которым они выражают свою искреннюю благодарность.

ПРИНЯТЫЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

a_0, b_0, c_0	— параметры элементарной ячейки;
α, β, γ	— углы между кристаллографическими осями;
(hkl)	— простые грани;
$\{hkl\}$	— простые формы;
Z	— число формульных единиц в элементарной ячейке;
R	— отражение света, в %;
T	— пропускание света, в %;
I_1	— интенсивность света прошедшего (отраженного);
I_0	— интенсивность света от источника;
N_g, N_m, N_p	— оси индикатрисы двуосных минералов;
N_e, N_o	— оси индикатрисы одноосных минералов;
n_g, n_m, n_p	— показатели преломления двуосных минералов;
n_e, n_o	— показатели преломления одноосных минералов;
$2V$	— истинный угол оптических осей;
r, v	— соответственно красный и синий (при дисперсии);
θ	— угол отражения первичного рентгеновского луча плоской сеткой кристалла;
2θ	— угол растворения первичного рентгеновского луча плоской сеткой кристалла;
λ	— длина волны.

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минеральный и химический состав Хибинских апатитовых месторождений изучался с момента их открытия экспедицией акад. А. Е. Ферсмана. Первые сведения о химическом составе хибинского апатита были получены И. Д. Борнеман-Старынкевич в 1924 г. В 1931 г. эти данные были уточнены и, в частности, установлена зависимость удельного веса апатита от содержания в нем примесей, изоморфно замещающих кальций (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). В период работ экспедиции акад. А. Е. Ферсмана минералогия и геохимия горы Кукисвумчорр изучалась Э. М. Бонштедт (1933), а горы Юкспор — Н. Н. Гутковой (1934). В результате были получены самые общие сведения о минеральном составе двух крупнейших апатитовых месторождений — Кукисвумчоррского и Юкспорского.

В 1937 г. группа исследователей под руководством акад. А. Е. Ферсмана завершила первый этап изучения минералогии Хибинского массива, результаты которого изложены в сводной работе «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». Характеристика 18 совершенно новых минералов и 25 весьма редких минеральных видов делает эту работу уникальной. В книге приводятся сведения и о некоторых минералах апатитовых месторождений, главным образом Кукисвумчоррского и Юкспорского. Подробно характеризуется апатит месторождений, его распространение, парагенезис, морфология; приводится 7 полных химических анализов минерала.

С начала эксплуатации Кукисвумчоррского месторождения минералого-геохимическое изучение обогащенных апатитом пород получило новое направление. П. Н. Чирвинским (1939) проводилось специальное изучение так называемых «охристых зон» в апатитовых породах, минеральный состав которых отрицательно сказывается на технологических процессах обогащения (флотации). В 1936 г. впервые анализировалось изменение химического состава апатита в пределах Кукисвумчоррского апатитового тела. В 1939—1941 гг. были начаты работы, направленные на изучение содержания микроэлементов в апатите и включающих его породах (Волкова, Мелентьев, 1939; Гилева, Мелентьев, 1939).

После 1945 г. специальное минералого-геохимическое изучение Хибинских апатитовых месторождений было продолжено. В период с 1945 по 1953 г. Б. Н. Мелентьевым была разработана схема весового количественного минералогического анализа апатитовых пород, усовершенствованы методы химического анализа отдельных минералов этих пород и проведены анализы химического состава нефелина, пироксенов и титаномагнетита (1953). Большой интерес представляют также экспериментальные работы Б. Н. Мелентьева (Мелентьев, Ольшанский, 1952). Почти все исследования он проводил на материалах одного месторождения — Кукисвумчоррского.

С 1945 г. сектор минералогии Кольской базы совместно с кафедрой минералогии Ленинградского государственного университета приступил к детальному изучению минералов Кукисвумчоррского месторождения. Работами руководил проф. С. М. Курбатов. Детально изучалась морфология, парагенезис, оптические свойства, в меньшей степени — химический состав пироксенов, сфена и полевых шпатов. Материалы по наиболее детально изученным полевым шпатам Кукисвумчоррского месторождения опубликованы в 1959 г. (Солодовникова, 1959).

Минеральный состав так называемых разрушенных зон в пределах Кукисвумчоррского и Расвумчоррского месторождений в 1951—1953 гг. изучался Ю. В. Никитиным, С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой;

результаты этих исследований были опубликованы только в 1959 г. (Курбатов, Михайлова, Никитин, 1959). В этот период впервые исследовалась гидрослюда разрушенных зон, либенерит, анализировалось влияние состава «охристых апатитовых пород» на получение качественных продуктов обогащения.

В 1949—1951 гг. П. К. Семенов впервые обратил внимание на мелкие жильные образования, резко отличные по составу от вмещающих пород. Он изучал эти жилы только в породах, вмещающих Кукисвумчоррское апатитовое тело; позже им были опубликованы основные результаты этой работы (Семенов, 1959).

С 1952 г. пегматиты и разрушенные зоны в ийолит-уртитах, вмещающих апатитовые породы на горе Юкспор, детально исследовались М. Д. Дорфманом (1962). В пегматитах вблизи апатитового тела им было открыто несколько новых минеральных видов и, кроме того, доказано в основном гипергенное происхождение разрушенных («охристых») зон, которые он называет линейными зонами выветривания; было установлено также присутствие в этих зонах до того неизвестных здесь гипергенных минералов — монтмориллонита, бейделлита, анатаза, франколита и др.

Расширение и рост лабораторной базы Кольского филиала АН СССР (бывшей Кольской базы АН СССР) дали возможность применять при изучении вещественного состава апатито-нефелиновых пород новейшие методы исследования и в то же время выполнять работы более широкого плана с привлечением большего числа сотрудников.

В 1952 г. Кольский филиал АН СССР перешел от изучения вещественного состава одного Кукисвумчоррского месторождения к минералого-геохимическому исследованию всех известных в то время апатитовых месторождений. В 1952—1954 гг. изучалась минералогия Расвумчоррского апатитового тела (Курбатов, Михайлова, 1954), а в 1954—1957 гг. авторами анализировался вещественный состав Юкспорского месторождения. Расвумчоррское и Юкспорское месторождения явились первоочередными объектами, так как в 1955 г. вступил в строй Юкспорский, а с 1959 г. — Расвумчоррский рудники.

В 1955—1962 гг. авторами исследовались Куэльпорское, Поачвумчоррское, Коашвинское и Ньорпахк-Суолуайвское месторождения, а также месторождения долины р. Кунйок (в том числе и выходы по р. Лявойок) и горы Восточной Расвумчорр. При этом пришлось возвращаться и к ранее изучавшимся месторождениям — Кукисвумчоррскому и Расвумчоррскому. Этого требовали вновь применявшиеся методики и анализ общих закономерностей, которые устанавливались при сравнении вещественного состава различных месторождений. Так, в частности, на основании работ М. Д. Дорфмана (1962) вновь исследовались трещинные зоны гипергенеза (разрушенные зоны) в апатитовых телах, уже в пределах всех известных месторождений. В результате этой работы удалось дать заключения о причинах плохой флотируемости апатита из разрушенных зон.

В 1954—1962 гг. анализ вещественного состава апатитовых месторождений проводился одновременно с поисковыми и разведочными работами (Хибиногорская комплексная геологоразведочная партия Северо-Западного геологического управления) и с детальным геолого-петрографическим исследованием апатитовых тел (сотрудники Кольского филиала АН СССР).

С 1958 г. детальным изучением грубокристаллических агрегатов (пегматитов), распространенных в обогащенных апатитом породах, занимается сотрудник ИГЕМ АН СССР М. Н. Соколова. Сложный минеральный состав, структурные особенности и взаимоотношения этих агрегатов с вмещающими породами требуют специального исследования; в настоящей работе они характеризуются в самых общих чертах.

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЯ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА АПАТИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

ХИБИНСКИЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ И РАСПОЛОЖЕНИЕ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Хибинский массив нефелиновых сиенитов находится в центральной части Кольского полуострова. Он располагается между 33°10′ и 34°10′ в. д. и 67°30′ и 67°50′ с. ш. По рельефу массив представляет собой сильно расчлененную горную возвышенность, занимающую площадь 1327 км² и поднимающуюся над окружающей равниной на высоту в среднем 1000 м.

Хибинский щелочной массив приурочен к тектоническому контакту между протерозойскими породами свиты имандра-варзуга и архейским гнейсовым комплексом. На контакте с Хибинским массивом гнейсы сиенитизированы, а породы свиты имандра-варзуга ороговикованы.

Э. К. Герлингом, В. М. Пермяковым, Л. В. Комлевым и др. (Комлев и др., 1961) гелиевым и свинцовым методами определялся возраст образцов ловчоррита Хибинских тундр. Все эти определения дали хорошую сходимость — 290±10 млн лет.

Хибинский массив представляет собой сложное интрузивное тело центрального типа, сформировавшееся в результате нескольких интрузивных фаз. Внедрения магмы происходили вдоль чередующихся кольцевых и конических разломов, в результате чего массив имеет кольцевое зональное строение, заключающееся в закономерном расположении от периферии к центру вложенных друг в друга разомкнутых на востоке неполных колец, которые представлены отдельными комплексами пород.

На рис. 1 дан схематический план Хибинского массива по материалам геологической съемки 1957—1960 гг., проведенной геологами Северо-Западного геологического управления.

В составе Хибинского массива принимают участие следующие породы: хибиниты, рисчорриты, фойяиты, среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты, ийолит-уртиты. В теле массива обнаружен крупный останец ромбен-порфиров ловозерской свиты. В пределах Хибинского массива широко развит процесс альбитизации.

Химический состав хибинских пород в общем типичный для нефелиновых сиенитов. Большой интерес представляет содержание в них углеводородных газов и битумов (Петерсилье, 1959). Характерным элементом хибинского комплекса пород является фосфор (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). Огромные количества его сконцентрированы здесь в виде крупнейших апатитовых месторождений. Апатитовые месторождения Хибин приурочены к ийолит-уртитам и располагаются в виде прерывистой дуги, согласующейся с общим строением массива (см. рис. 1). Первое коренное месторождение апатита было открыто в 1923 г. на горе Расвумчорр отрядом экспедиции А. Е. Ферсмана, который возглавлял

А. Н. Лабунцов. В 1926 г. А. Н. Лабунцовым были открыты Юкспорское и Кукисвумчоррское, а в 1927 г. — Поачвумчоррское месторождения. В 1931 г. им же были найдены коренные выходы апатитовых пород на горе Куэльпор, а в 1933 г. М. И. Шевченко открыл Ньорпахкское месторождение.

Обобщая данные о Хибинских апатитовых месторождениях, А. Н. Лабунцов в 1937 г. писал: «Все крупные месторождения апатитовой породы Хибинских тундр располагаются, образуя две дуги: 1) малую западную — на горе Поачвумчорр и 2) главную восточную — Куэльпор, Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Коашва, Ньорпахк» (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937, стр. 429). Уже в то время ему были известны выходы апатитовой руды на Лявочорре, Портамчорре и Рисчорре.

В 1958—1959 гг. геологоразведочными работами доказано единство Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского апатитового тела, а также прослежены апатитовые породы от горы Куэльпор до горы Лявочорр.

На горе Кукисвумчорр в 1959 г. найдено небольшое апатитовое тело, залегающее параллельно главному. В 1960 г. было вскрыто крупное апатито-нефелиновое тело на горе Коашва.

Таким образом, в главной восточной дуге апатито-нефелиновых пород сейчас установлено два почти непрерывных тела; одно из них протягивается от Лявочорра до Куэльпора, а второе — от Кукисвумчорра до Коашвы (см. рис. 1).

Западная дуга обогащенных апатитом пород целиком располагается в рисчорритах кольцевой интрузии и протягивается на расстояние около 4 км по западному склону северного отрога горы Поачвумчорр.

Кроме крупных промышленных месторождений апатита, в породах и пегматитах Хибинского массива встречаются мелкие апатитовые шлиры и жилы. Мелкие скопления апатита сконцентрированы в той же зоне, что и крупные месторождения: они встречаются главным образом в ийолит-уртитах, рисчорритах и их пегматитах.

Все основные комплексы пород массива содержат в качестве акцессорного минерала апатит, мелкие зерна которого ассоциируют обычно с темноцветными минералами. Наиболее часто акцессорный апатит встречается в ийолит-уртитах, особенно вблизи крупных месторождений апатита и около некоторых пегматитов.

Краткий обзор Хибинского щелочного массива позволяет сделать некоторые общие заключения.

1. Хибинский массив представляет собой сложное интрузивное тело, возникшее в несколько этапов.

2. Расположение крупных апатитовых месторождений согласуется с общим концентрически-зональным строением массива; пространственно они приурочены к ийолит-уртитам.

3. Помимо крупных месторождений, в Хибинах распространены мелкие шлировидные и жильные скопления апатита, которые также сконцентрированы в центральной дуге массива — районе ийолит-уртитов—рисчорритов.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Породы, вмещающие апатитовые месторождения Хибин, служили предметом ряда специальных исследований. Подробное описание их приведено в работах А. В. Галахова (1959) и Т. Н. Ивановой (1963). Ниже дается самая общая характеристика этих пород.

Ийолит-уртиты слагают коническое, падающее под углом 25—30° к центру Хибинского массива интрузивное тело (см. рис. 1). Общая мощность ийолит-уртитовых пород непостоянная, местами (на поверхности) ийолит-уртитовая дуга прерывается. Ийолит-уртиты контактируют с рис-

чорритами, хибинитами, среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами и фойяитами.

Главными породообразующими минералами хибинских ийолит-уртитов являются нефелин, эгирин-авгит, реже — сфен; подчиненную роль играет калиевый полевой шпат.

В подавляющем большинстве случаев со стороны лежачего бока апатитовых тел располагаются массивные ийолиты и уртиты, причем максимальная мощность слагаемых ими тел (район Кукисвумчорра—Юкспора—Расвумчорра) совпадает и с максимальной мощностью апатито-нефелиновых пород. Массивные ийолит-уртиты — грубозернистые породы, сложенные главным образом нефелином и эгирин-авгитом. В массивных уртитах имеются четкие прослои, содержащие линзы мелкозернистого ийолита. Мощность таких прослоев от 20 см до 2 м, размер линз ийолита от 2×5 см до 5×10 см. Т. Н. Иванова рассматривает эти образования как автобрекчию, считая мелкозернистый ийолит краевой фацией массивных ийолит-уртитов. Прослои массивного уртита с линзами мелкозернистого ийолита часто приурочены к нижним контактам апатито-нефелиновых тел. Над апатито-нефелиновыми породами можно встретить массивные ийолиты, ювиты, малиньиты, трахитоидные грубозернистые ийолиты и луявриты.

На Ньорпахке и Суолуайве апатито-нефелиновые породы целиком залегают в трахитоидных полевошпатовых ийолитах, содержащих до 20% лейстового полевого шпата. Эти породы являются более поздними по отношению к апатито-нефелиновым и включают их в виде ксенолитов, образуя эруптивную брекчию.

Вблизи крупных апатито-нефелиновых тел массивные ийолит-уртиты резко насыщаются апатитом, содержание P_2O_5 в них поднимается до 2.0—10.0%. Никаких иных постоянных изменений при переходе от массивного уртита к апатито-нефелиновой породе не обнаруживается.

Слюдяные и слюдяно-эгириновые нефелиновые сиениты Хибинского массива, впоследствии названные рисчорритами (по горе Рисчорр), впервые были описаны Б. М. Куплетским (1932). Особенно детально они изучались А. В. Галаховым (1959); им была дана полная геолого-петрографическая характеристика этих пород.

Апатито-нефелиновые породы восточной дуги в ряде случаев располагаются на контакте ийолит-уртитов с рисчорритами кольцевой интрузии; месторождение западной дуги (гора Поачвумчорр) приурочено целиком к рисчорритам кольцевой интрузии.

Породообразующими минералами рисчорритов являются полевой шпат, нефелин и эгирин, второстепенными — лепидомелан, арфведсонит и астрофиллит.

По отношению к рисчорритам, ийолит-уртитам и апатито-нефелиновым породам среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты являются более молодыми. С апатито-нефелиновыми породами они контактируют на Куэльпоре и то не непосредственно. Между среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами и апатито-нефелиновыми породами располагается приконтактный полевошпатовый агрегат с призматическим сфеном (Иванова, 1963); последний по сравнению со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами несколько обогащен апатитом (0.59% P_2O_5).

Апатитовые месторождения залегают главным образом в ийолит-уртитах и рисчорритах. И в тех и в других часто наблюдаются грубокристаллические агрегаты (пегматиты), секущие жильные породы, поздние эндогенные жилки. Многие из этих образований встречаются и в апатитовых телах, почему и заслуживают особого внимания. Пегматиты и поздние жильные образования, распространенные непосредственно в апатитовых телах, будут особо рассмотрены ниже.

Е. Е. Костылевой (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937) грубокристаллические агрегаты в ийолит-уртитах и рисчорритах были разделены на две группы.

В первую группу она включила жилы и гнезда, резко отличные по структуре и составу от вмещающих пород, часто характеризующиеся сложным минеральным составом, интенсивным развитием вторичных процессов, зональностью. Они в основном состоят из полевого шпата и нефелина и определены Е. Е. Костылевой как собственно пегматиты.

Второй группой грубокристаллических образований, по Е. Е. Костылевой, являются грубокристаллические шлиры, близкие по составу к вмещающим породам или несколько обогащенные нефелином, сфеном, пироксенами и одним из акцессориев. С вмещающей породой эти шлиры связаны постепенными переходами, вторичные процессы в них развиты слабо.

И. П. Тихоненковым детально изучены пегматиты северо-восточной части Хибинского массива. Он выделяет те же группы пегматитовых образований, но характеризует их как резко различные по генезису.

Л. С. Бородин (1957) выделил в особую группу образования, названные им эпигенетическими жилами. Если из числа эпигенетических жил Л. С. Бородина исключить апатитовые и апатито-титаномагнетитовые жилы, а также мелкозернистые жилки, сложенные наиболее поздними эндогенными минералами (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), то останутся грубокристаллические агрегаты отличающиеся рядом характерных особенностей. Они сложены в основном второстепенными породообразующими и вторичными минералами (черный призматический эгирин, амфибол, лепидомелан, канкринит, натролит), зональны, обогащены такими минералами, как флюорит, астрофиллит, ферсманит, циркон и юкспорит. Именно за такими образованиями в дальнейшем будет сохранено определение Л. С. Бородина «эпигенетические жилы». Образования типа эпигенетических жил встречаются в центральных частях жильных пегматитовых тел.

Некоторые крупные пегматитовые тела в ийолит-уртитах сложены как минеральными агрегатами типа шлировых обособлений, так и минеральными агрегатами собственно пегматитов. Таким образом, в ийолит-уртитах намечается ряд грубокристаллических образований, которые слагают как однородные, так и общие сложные (дифференцированные) тела: 1) грубокристаллические шлиры (шлировые пегматиты), 2) зональные пегматитовые жилы (дифференцированные пегматиты), 3) эпигенетические жилы.

Ийолит-уртиты и рисчорриты секутся поздним жильным ийолитом, жилами луяврита, мончикита и шонкинита. В районе горы Ньорпахк в ийолите встречены жильные породы типа тингуаита и жилы измененного щелочного базальта.

Е. Е. Костылевой в особую группу жильных образований Хибинского массива выделены маломощные мелкозернистые жилки, сложенные наиболее поздними эндогенными минералами. В ийолит-уртитах и рисчорритах к таким образованиям относятся жилки волокнистого эгирина с лепидомеланом и канкринитом, канкринитовые, мелкозернистые натролитовые жилки, жилки кальцита и воскоподобного сапонита. Кроме того, в ийолит-уртитах и рисчорритах Хибинского массива встречаются трещинные зоны выветривания, подробно изученные М. Д. Дорфманом (1962).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все апатитовые месторождения в Хибинах делятся на три типа. Первый тип месторождений представлен апатито-нефелиновыми породами; это наиболее крупные месторождения восточной дуги. Второй тип место-

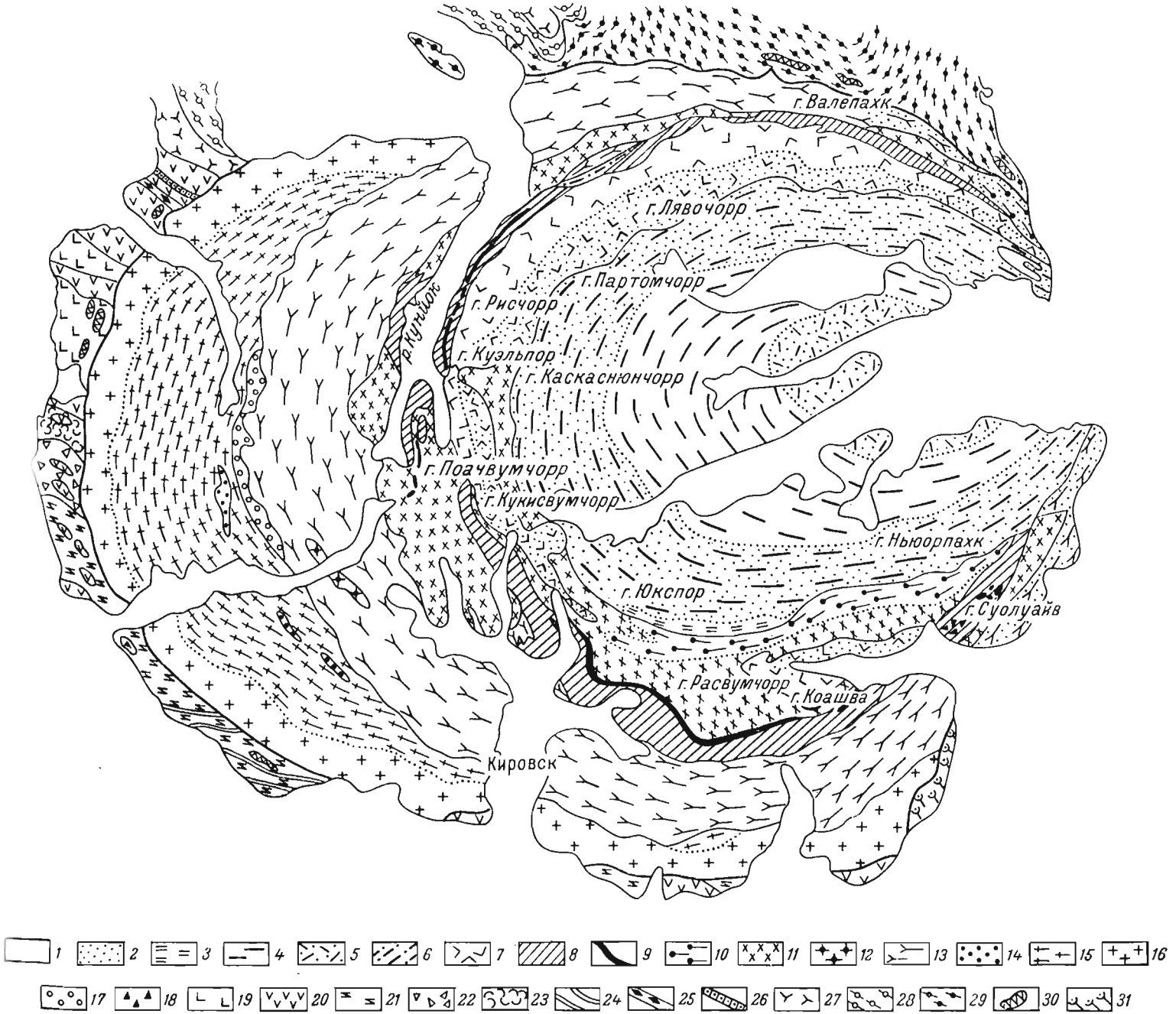


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Хибинского массива.

1 — четвертичные отложения; *2* — альбитизированные породы; *3* — перекристаллизованные нефелиновые сиениты; *4* — трахитоидные фойяиты; *5* — массивные фойяиты; *6* — полосчатые нефелиновые сиениты; *7* — среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; *8* — пойолит-уртиты; *9* — апатитовые тела; *10* — гнейсовидные рисчорриты; *11* — массивные рисчорриты; *12* — жильная фация трахитоидных хибинитов; *13* — трахитоидные хибиниты; *14* — жильная фация грубозернистых хибинитов; *15* — грубозернистые трахитоидные хибиниты; *16* — массивные хибиниты; *17* — ромбенпорфиры ловозерской свиты; *18* — метаперидотиты; *19* — метагаббро; *20* — метадиабазы; *21* — зеленые сланцы (имандраварзугская свита); *22* — туфобрекчии; *23* — шаровые лавы; *24* — глинисто-углеродистые и другие сланцы; *25* — актинолитовые и туфогенные сланцы; *26* — кварциты и кварцито-песчаники; *27* — массивные диориты; *28* — гнейсовидные диориты; *29* — биотитовые гнейсы и мигматиты; *30* — сателлиты щелочных сиенитов; *31* — фенитизированные породы. Мощности апатитовых тел показаны условно.

рождений представлен породами, обогащенными призматическим сфеном—апатито-сфено-нефелиновыми породами. Они располагаются в виде линз и прослоев в верхних участках апатито-нефелиновых толщ, реже наблюдаются в виде прослоев непосредственно в ийолит-уртитах. Наконец, третий тип — месторождение, приуроченное к рисчорритам горы Поачвумчорр, представленное полевошпато-нефелино-апатитовыми породами.

Большинство исследователей считает апатито-нефелиновые породы, в основном, магматическими (Ферсман, 1931; Фивег, 1932; Елисеев, 1937; Иванова, 1958). Апатито-сфено-нефелиновые породы принято рассматривать как результат метасоматического изменения апатито-нефелиновых пород (Ферсман, 1931; Иванова, 1958; Шухман, 1959). Поачвумчоррские полевошпато-нефелино-апатитовые жилы выделяются в особый тип постмагматических месторождений (Амеландов, 1934; Горстка, Иванова, 1960).

Самым крупным апатито-нефелиновым телом является Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррское (центральное). Оно прослеживается от южных отрогов Кукисвумчорра до горы Коашва. Мощность тела колеблется от 5—10 до 100—120 м, оно имеет жилоподобную форму и падает на глубину к центру массива под углом 30—35°. Эксплуатационная разведка показала, что с глубиной угол падения увеличивается.

Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррское тело залегает в ийолит-уртитах вблизи или на самом контакте их с рисчорритами кольцевой интрузии. Оба контакта рудного тела неровные, особенно нижний. На контакте апатито-нефелиновой породы с массивными ийолит-уртитами местами наблюдается переслаивание бедной апатитовой породы с вмещающими породами, чаще всего с массивным уртитом. Такое переслаивание прослеживается в некоторых случаях на расстоянии до 40 м, причем в чередовании апатитовых прослоев и прослоев без апатита отмечается сравнительно четкая ритмичность.

У верхнего контакта Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского апатитового тела в виде линз и прослоев располагаются апатито-сфено-нефелиновые породы. Непосредственный контакт их с рисчорритами наблюдается очень редко. Обычно между ними и рисчорритом располагаются жилы луяврита, малиньита, трахитоидные ийолиты или ювиты (породы верхней контактной зоны). Верхний контакт апатитового тела, таким образом, является в основном тектоническим.

В районе горы Кукисвумчорр апатито-нефелиновое тело срезается более молодыми породами ийолит-уртитового комплекса — малиньитами (или трахитоидными полевошпатовыми ийолитами). На западном склоне долины ручья Ворткевуай найдена небольшая линза апатито-нефелиновой породы, параллельная основному телу, имеющая максимальную мощность 80 м. Эта линза также срезается на северо-западе более молодыми ийолит-уртитами.

Внутреннее строение центрального апатито-нефелинового тела сравнительно сложное. Богатая апатитом порода пятнистой текстуры располагается преимущественно в верхней части тела, бедная (полосчатая, линзовидно-полосчатая, сетчатая) — в нижней. Апатито-нефелиновая брекчия[1] на Кукисвумчорре и Расвумчорре слагает жилоподобные тела чаще всего у висячего бока толщи апатитсодержащих пород, однако, на горе Юкспор апатитовая брекчия встречается и у нижнего контакта. Примером наиболее сложного внутреннего строения апатито-нефелинового тела

[1] Апатито-нефелиновой брекчией обозначается апатито-нефелиновая порода брекчиевидной текстуры, в которой и ксенолиты, и цемент в отличие от брекчии Ньорпахк-Суолуайвского месторождения обогащены апатитом. Эта порода известна также как порода очковой текстуры (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937).

является строение Юкспорской части центрального месторождения (рис. 2).

Апатито-сфено-нефелиновые породы в центральном месторождении всегда приурочены к висячему боку апатитового тела. Мощность их (10—40 м) с глубиной увеличивается.

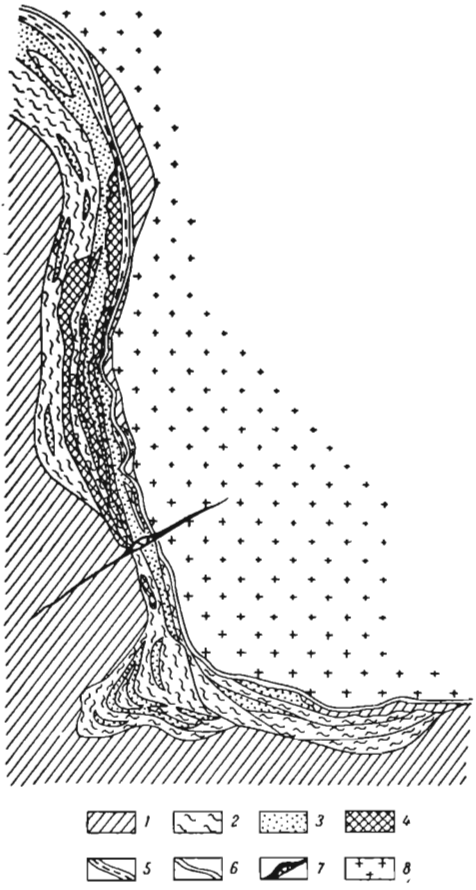


Рис. 2. Схематический геологический план Юкспорского месторождения апатита. (Составлен О. Б. Дудкиным с использованием материалов геологической службы комбината «Апатит»).

1 — ийолит-уртиты; *2* — бедная линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода; *3* — богатая апатитом порода пятнистой текстуры; *4* — апатитовая брекчия; *5* — апатито-сфено-нефелиновые породы; *6* — луявритовая жила; *7* — мончикит; *8* — рисчоррит.

Коашвинское апатито-нефелиновое тело расположено на северо-восточных склонах горы Коашвы (см. рис. 1). На поверхности горными выработками оно прослежено на 2 км. Мощность богатой апатито-нефелиновой брекчии 50—80 м. Ниже ее прослеживается относительно бедная апатитом апатито-нефелиновая порода; падение обогащенных апатитом пород в общем пологое к центру массива. Над апатито-нефелиновыми породами залегают полевошпатовые трахитоидные ийолиты, в которых встречаются мономинеральные крутопадающие прожилки и шлировидные обособления ярко-зеленого крупнозернистого апатита.

На горах Ньорпахк и Суолуайв апатито-нефелиновые породы располагаются в полевошпатовых трахитоидных ийолитах; представлены они ксенолитами от 0.2 до 150 м в поперечнике. Полосчатость ксенолитов апатито-нефелиновых пород имеет в пространстве различную ориентировку, но чаще характеризуется пологим падением. В ксенолитах вместе с апатито-нефелиновыми породами встречается массивный уртит. На контакте ксенолитов с цементом, полевошпатовым трахитоидным ийолитом, нередко развиваются крупнокристаллические полевошпатовые агрегаты. Такое явление наблюдалось в керне двух буровых скважин и в некоторых шурфах.

В крупных ксенолитах апатито-нефелиновой породы на горах Ньорпахк и Суолуайв имеет место переслаивание массивного уртита, уртита с апатитом, линзовидно-полосчатой, тонкополосчатой, реже — пятнистой апатито-нефелиновой породы.

К северо-западу от Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского тела располагаются выходы апатитовой породы на горе Куэльпор. Апатито-нефелиновое тело протягивается по западному склону горы, мощность его колеблется от нескольких до 70 м, падение пологое (35°) к центру массива.

В северной части Куэльпорского месторождения апатитовое тело целиком залегает в ийолит-уртитах. Контакты его с вмещающими породами нечеткие, отдельные маломощные апатитовые прослои в ийолит-уртитах

встречаются на расстоянии до 10 м от основного тела. В южной части месторождения апатито-нефелиновые породы срезаются крутопадающими (около 70°) среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами.

По данным В. Н. Горстки и Т. Н. Ивановой (1960), Куэльпорское тело в северной части сложено полосчатыми апатито-нефелиновыми породами, а в южной — целиком апатито-нефелиновой брекчией.

Бедные апатито-нефелиновые и апатито-сфено-нефелиновые породы долины р. Кунйок залегают в ийолит-уртитах. Они располагаются под трахитоидными ийолитами первой субфазы. Переслаивание бедных апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых пород с массивными ийолит-уртитами имеет мощность (по керну буровых скважин) до 200 м. Падение отдельных апатитсодержащих прослоев пологое (30—35°), мощность их (по керну) достигает 0.2—20 м. Преобладают апатито-сфено-нефелиновые прослои, особенно в верхней части толщи переслаивающихся пород. Обнажаются апатитсодержащие (апатито-сфено-нефелиновые) породы в этом районе только в долине р. Лявойок.

В 14 км к северо-востоку от выходов апатито-сфено-нефелиновых пород по долине р. Лявойок, на южном склоне горы Валепахк известны обнажения мелкозернистых полосчатых меланократовых ийолитов с прожилками апатита и сфена.

Особое геологическое положение занимают месторождения апатита западной дуги, целиком залегающие в рисчорритах. Они представлены жилами апатитовых пород мощностью от 1 до 3 м и протяженностью до 1600 м. Простирание жил СЗ 320°, падение СВ 30—35°.

Вблизи апатитовых жил располагаются маломощные (0.2—2 м) жилы полевошпатовых ийолитов и луявритов, а на некотором удалении от апатитовых пород, ниже по разрезу (см. рис. 1), на поверхность выходят крупные тела ийолит-уртитов.

В пределах северного отрога горы Поачвумчорр известны четыре коренных выхода обогащенных апатитом пород. На западном склоне Поачвумчорра апатитовые породы прослеживаются на расстоянии около 1400 м. В 300 м южнее такие же породы, судя по коренным выходам, тянутся на расстоянии 50 м. Обнажаются они и в районе перевала Петрелиуса. На перевале Петрелиуса жилообразное тело апатитовых пород прослежено по простиранию на 100 м, по падению — на 400 м.

Выходы апатитовых пород повсюду теряются в осыпях, и выклинивания их в коренных обнажениях нигде не наблюдается. В результате работ геологосъемочной партии Северо-Западного геологического управления, проведенных на флангах самого крупного выхода апатитовых пород, найдено продолжение жилы как на север, так и на юг.

Верхний контакт апатитовых жил Поачвумчорра четкий, нижний нечеткий. По данным В. Н. Горстки и Т. Н. Ивановой (1960), в апатитовых телах Поачвумчорра от висячего к лежачему боку наблюдается следующее чередование пород: рисчоррит с апатитом—полевошпато-апатитовый агрегат—полосчатая апатитовая порода—пятнистая апатитовая порода—рисчоррит с апатитом. Но такое строение жил выдерживается не везде. Местами по всей их мощности наблюдается только рисчоррит с апатитом, местами жилы раздваиваются, включая крупные (мощностью до 1 м) участки неизмененного рисчоррита.

Активную роль в строении апатитовых жил играет крупнозернистый апатитовый агрегат, слагающий обычно линзы и прожилки около верхнего контакта жил.

Строение Поачвумчоррских жил объясняется неравномерным проникновением гидротерм, поступавших в жилы по ослабленной тектонической зоне в рисчорритах (Амеландов, 1934; Горстка, Иванова, 1960).

Иначе трактуется сложное внутреннее строение крупных апатито-нефелиновых тел, при этом имеются две различные гипотезы.

Н. А. Елисеев (1936) объясняет внутреннее строение апатито-нефелиновых тел процессами кристаллизационной дифференциации расплава в движении. Т. Н. Иванова (1958, 1963) считает, что апатито-нефелиновые тела сформировались в результате нескольких интрузивных субфаз. Первыми, по ее мнению, формировались бедные апатитом сетчатые и линзовидно-полосчатые породы. В результате новой интрузивной фазы возникли богатые апатитом породы. На следующем этапе апатито-нефелиновые породы брекчировались жильной фацией ийолитов (апатитовая брекчия). И, наконец, на последнем, четвертом, этапе шло формирование апатито-сфено-нефелиновых пород.

В последние годы в пределах центрального апатито-нефелинового тела выявлены следы наложенной тектоники, еще более усложнившей его строение.

Рудничные геологи считают, что в формировании центрального апатито-нефелинового тела принимала участие тектоника жидкой, пластической и твердой фаз. Отражением тектоники жидкой фазы, по их мнению, являются линейные и плоскостные структуры течения, полосчатость. В результате тектоники пластической фазы возникли складки в полосчатости пород и сопряженные с ними разрывные нарушения со смещением разорванных участков. В твердую фазу сформировались диаклазы, выполненные жильными породами.

Т. Н. Иванова (1963) в пределах апатито-нефелиновых тел выделяет следы раннемагматической (прототектоники) и позднемагматической (гистеротектоники) тектоник. К явлениям прототектоники она относит полосчатость в породах и ориентированные структуры течения, к явлениям гистеротектоники — складки в полосчатости пород, пострудные смещения, растяжения и сжатия.

ОБОГАЩЕННЫЕ АПАТИТОМ ПОРОДЫ

Апатито-нефелиновые породы

Разновидности

Для апатито-нефелиновых пород характерно обилие разновидностей, отличающихся внешним обликом и содержанием апатита. Т. Н. Иванова (1958, 1963) показала, что эти разновидности апатито-нефелиновых пород определяются главным образом сочетанием различных минеральных агрегатов, структура которых всюду оказывается довольно постоянной. Основные текстурные разновидности пород представлены существенно апатитовым минеральным агрегатом (существенно апатитовой породой), прослоями и линзами ийолит-уртитов. Сам по себе существенно апатитовый агрегат имеет пятнистую текстуру и определяется как апатитовая порода пятнистой текстуры. Некоторым своеобразием отличаются цемент апатитовой брекчии — апатитовый ийолит, руда крупноблоковой и мелкоблоковой текстур, уртит с апатитом.

Апатитовая порода пятнистой текстуры сложена на 60—90% апатитом, в массе которого в виде пятен располагаются пироксены, сфен и нефелин. Структура основной массы этого минерального агрегата панидиоморфнозернистая, в пятнах — пойкилитовая и порфировидная. Апатит пятнистой породы имеет в пространстве плоскостную или линейную ориентировку (Иванова, 1958).

Размер отдельных пятен колеблется от 0.5 до 3—4 см. Они обычно представлены крупными (1—2 см) изометричными пойкилитическими зернами

темноцветных минералов (эгирит-авгит, сфен, эгирин, титаномагнетит), включающими массу мелких зернышек апатита и отдельные изометричные индивиды нефелина.

Местами в пятнистых породах наблюдается четкая полосчатость, выражающаяся в чередовании полос, в которых пятна почти сливаются в одно целое с полосами, бедными темноцветными минералами и нефелином (пятнисто-полосчатая апатитовая порода, рис. 3). Мощность отдельных прослоев колеблется от 10 до 40 см; в их чередовании имеется довольно строгая ритмичность. Нередко в пятнисто-полосчатой апатитовой породе встречаются отдельные маломощные (до 7 см) прослои среднезернистого уртита с повышенным содержанием апатита. Полосчатость пятнисто-полосчатых апатитовых пород либо согласна с залеганием всего апатитового тела, либо собрана в складки течения, резко различные по амплитуде и величине.

Пятнистые породы слагают крупные линзовидные и жилоподобные тела, располагающиеся преимущественно в верхней части апатито-нефелиновых тел.

Полосчатая апатито-нефелиновая порода встречается сравнительно редко (гора Кукисвумчорр). Она представляет собой правильное чередование прослоев среднезернистого уртита с апатитом и существенно апатитового агрегата (5—12 см). Последний по сравнению с пятнистой апатитовой породой содержит меньше пятен и пятна эти мельче (0.5—1.5 см). Чаще можно встретить апатито-нефелиновую породу неяснополосчатой текстуры (Юкспор, Расвумчорр). Она представляет собой неправильную перемежаемость прослоев существенно апатитового агрегата и массивного крупнозернистого или среднезернистого уртита.

Линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода — широко распространенная текстурная разновидность, сложенная линзами мелкозернистого ийолита с уртитовыми мелкозернистыми каемками, которые окружены сетью прожилков существенно апатитового агрегата (рис. 4). Мелкозернистый уртит не только слагает в породе каемки вокруг линз мелкозернистого ийолита, но и наблюдается в виде отдельных самостоятельных линзочек и прослоев. В том случае, когда порода состоит только из линз и прослоев мелкозернистого уртита, окруженного существенно апатитовым агрегатом, ее текстуру принято обозначать как тонкополосчатую (рис. 5, *А*). В линзовидно-полосчатых породах часто встречаются прослои массивного среднезернистого уртита (0.2—1.5 м) и прослои и линзы существенно апатитового агрегата (0.1—1 м).

По содержанию апатита различается бедная и богатая линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода. Первая представляет собой по существу массивный уртит с линзами мелкозернистого ийолита; между линзами ийолита прослеживаются цепочки апатитовых зерен. В богатой линзовидно-полосчатой породе апатитовые прожилки имеют мощность 1—2 см.

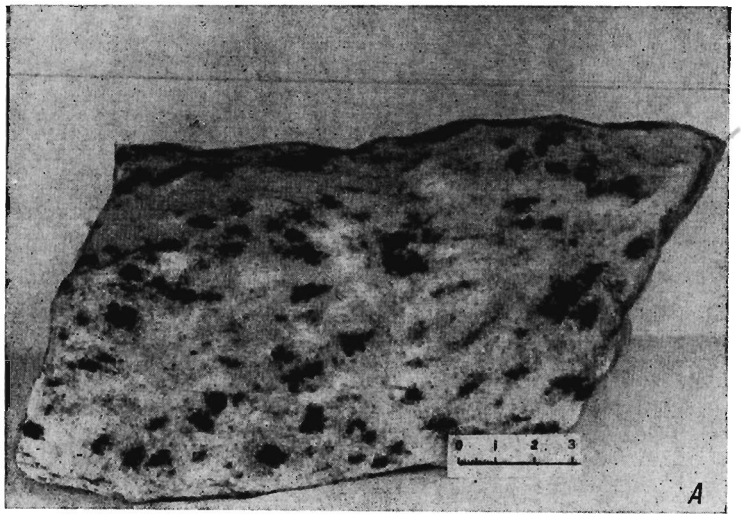
Существенно апатитовый агрегат линзовидно-полосчатых пород отличается от пятнистой апатитовой породы тем, что содержит меньше пятен темноцветных минералов, размер которых не превышает 0.5—1 см. Мономинеральные участки существенно апатитового агрегата линзовидно-полосчатых пород часто сложены крупнозернистым апатитом.

Линзы мелкозернистого ийолита состоят из нефелина и эгирин-авгита, второстепенными минералами являются апатит (игольчатые зерна), сфен и титаномагнетит. Структура породы гипидиоморфная.

Уртитовые каемки и линзочки сложены преимущественно мелкозернистым нефелином (изометричные зерна) с примесью пироксенов, апатита (игольчатые и короткопризматические зерна) и титаномагнетита.

Полосчатость рассматриваемой разновидности имеет ориентировку, близкую к залеганию апатитовых тел. Местами она собрана в крупные пологие складки (Юкспор).

Границы между пятнистыми и линзовидно-полосчатыми породами четкие; иногда встречаются даже небольшие угловые несогласия между полосчатостью в пятнистых и линзовидно-полосчатых породах.



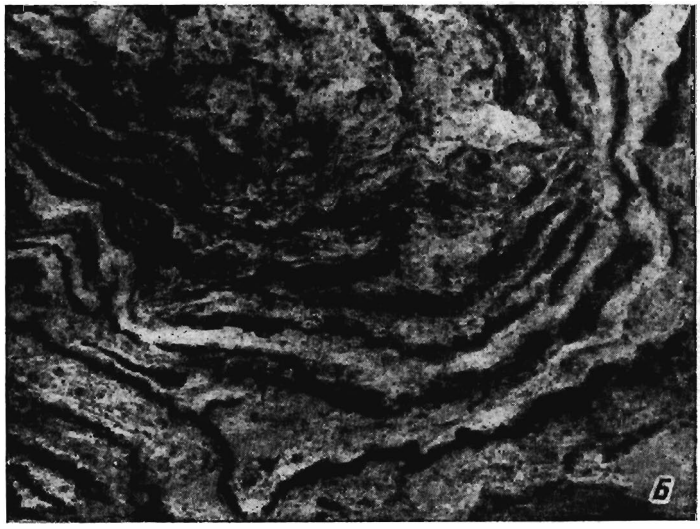


Рис. 3.

А — мелкопятнистая апатитовая порода (Кукисвумчорр); *Б* — пятнисто-полосчатая порода. Купол в кровле горной выработки (Юкспор), уменьш. 25.

Порода сетчатой текстуры может рассматриваться как одна из разновидностей линзовидно-полосчатых пород (см. рис. 5). Это разлинзованный мелкозернистый ийолит с тонкими апатитовыми прожилками между линзами. Такая порода слагает прослои мощностью 0.2—3 м в линзовидно-полосчатых породах, реже — в массивных ийолит-уртитах.

Апатитовая брекчия (апатито-нефелиновая порода брекчиевидной текстуры) сложена ийолитом, обогащенным апатитом, и ксенолитами пятнистой, полосчатой, линзовидно-полосчатой и сетчатой апатито-нефелиновых пород. Форма ксенолитов округлая или линзовидная, обычно без острых углов, размер их колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Полосчатость в ксенолитах повернута под различными углами к горизонту (рис. 6). Соотношение цемента и ксенолитов в апатитовой брекчии резко различное; местами наблюдается проникновение цемента — апатитового ийолита — в другие породы апатитовых тел по серии небольших, различно ориентированных трещин.

Рис. 4. Линза крупнозернистого массивного уртита (*1*) в линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породе (Юкспор).

Весьма своеобразен цемент брекчии — апатитовый ийолит. Он резко отличен от трахитоидного полевошпатового ийолита гор Суолуайв и Ньорпахк, который слагает крупные интрузивные тела, содержит мало апатита и целиком расчленяет апатитовое тело на отдельные блоки. Цемент апатитовой брекчии — грубозернистая порода ийолитового состава с крайне переменным содержанием темноцветных минералов, полевого шпата и апатита. Темноцветные минералы и полевой шпат этой породы представлены крупными пойкилитическими индивидами, включающими апатит. На их фоне отдельные правильные зерна нефелина выглядят порфировыми вкрапленниками. Неравномерное распределение породообразующих минералов в цементе апатитовой брекчии приводит к тому, что он местами имеет пятнистый облик, местами — полосчатый.

В цементе апатитовой брекчии встречаются участки (ксенолиты?) массивного уртита, а также отдельные включения линзочек мелкозернистого ийолита.

Крупноблоковая порода получила свое название по крупным кристаллам («блокам») нефелина (рис. 7, *А*). Отдельные крупные кристаллы (5—15 см) нефелина (по Т. Н. Ивановой — крупноблоковая порода первого типа) и группы таких кристаллов (крупноблоковая порода второго типа) заключены обычно в линзовидно-полосчатой, особенно часто — в тонкополосчатой апатито-нефелиновой породе. Кристаллы не-

фелина обладают высокой степенью идиоморфизма и в то же время обтекаются полосчатостью породы (см. рис. 7).

Крупные кристаллы нефелина наблюдаются не только в линзовидно-полосчатой породе; они встречаются в пятнисто-полосчатой апатитовой породе и в цементе апатитовой брекчии. Обычно отдельные кристаллы и группы кристаллов нефелина прослеживаются вдоль определенных на-

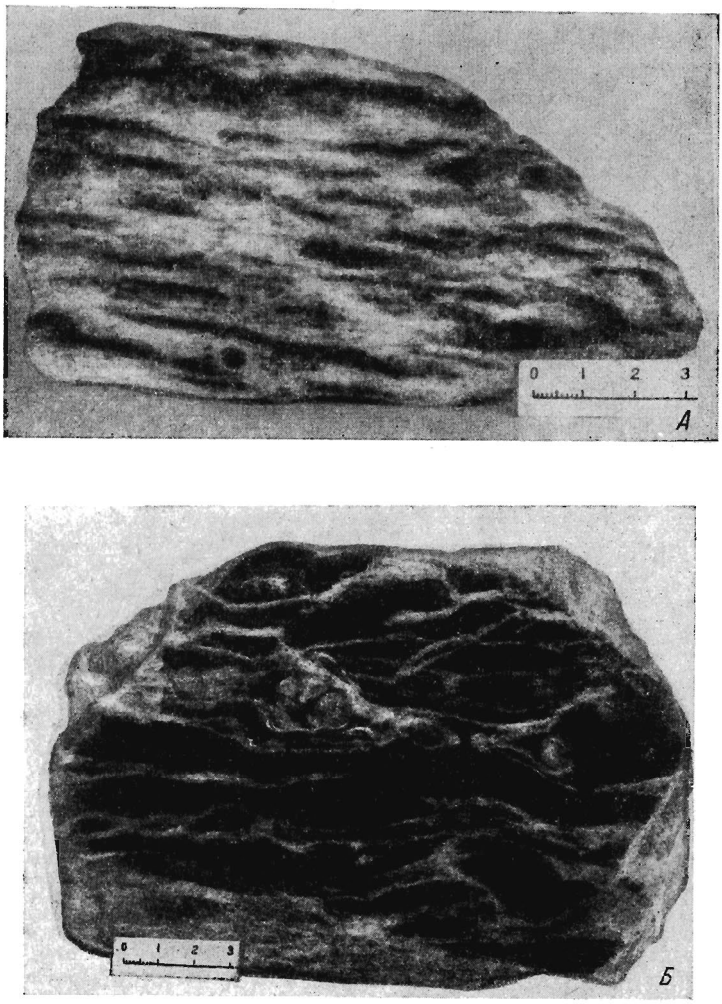


Рис. 5.

А — тонкополосчатая апатито-нефелиновая порода (Юкспор); *Б* — сетчатая порода (Расвумчорр).

правлений, концентрируясь в вытянутые зоны, не всегда совпадающие с направлением полосчатости вмещающих апатито-нефелиновых пород. Некоторые авторы считают, что крупноблоковый агрегат сечет полосчатость вмещающей его апатито-нефелиновой породы, но о каких-либо пересечениях в этом случае судить невозможно: единого пегматита, единой крупнокристаллической породы не существует, а имеются отдельные кристаллы и группы кристаллов нефелина.

Мелкоблоковая порода (рис. 7, *Б*) представляет собой включения идиоморфных зерен нефелина («мелких блоков») в мономине-

ральном апатитовом агрегате. По своему внешнему облику она напоминает очень сильно обогащенный апатитом крупнозернистый массивный уртит, однако Т. Н. Иванова по геологическому положению определяет эту породу как несколько более позднюю, считая, что в пределах Кукисвумчорра мел-

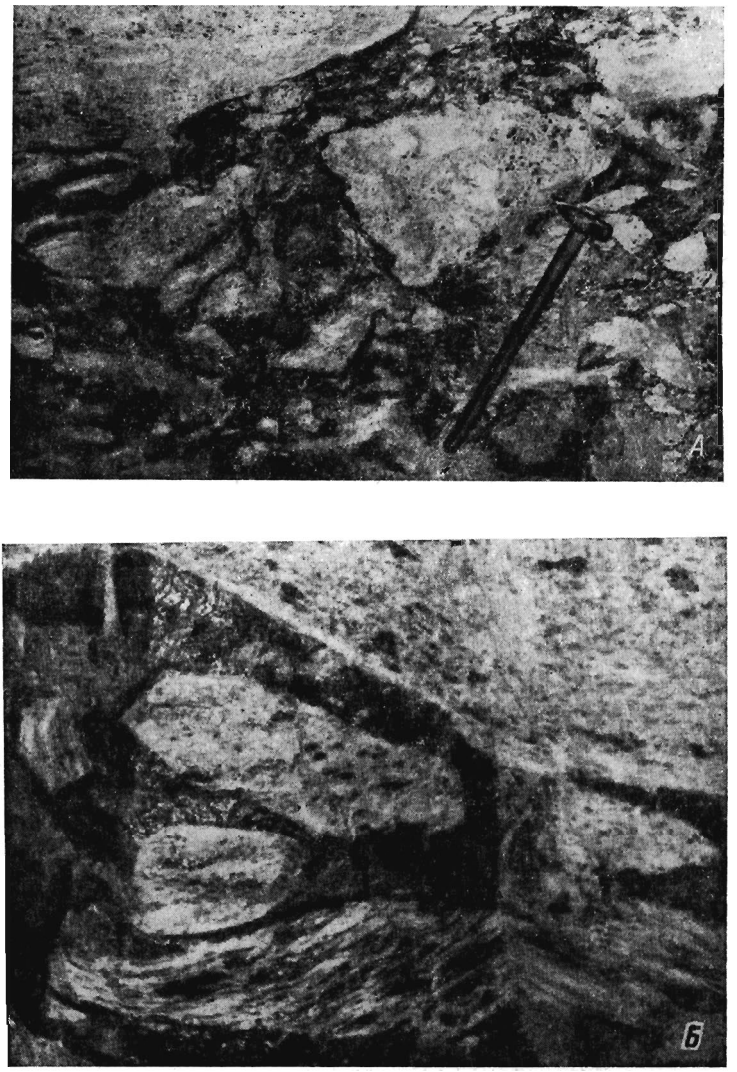


Рис. 6.

А — апатитовая брекчия; *Б* — контакт брекчии с пятнистой апатитовой породой. *Темное* — цемент брекчии. Стенка горной выработки, уменьш. 14.

коблоковая порода выполняет швы тектонических нарушений в линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых породах.

Уртит с апатитом представляет собой обычный массивный уртит с повышенным содержанием апатита (10—20%). Развит он на границе массивных уртитов и апатито-нефелиновых пород и может рассматриваться как приконтактная порода. Апатит в этой породе располагается между зернами нефелина.

Ксенолиты уртита в апатито-нефелиновых породах представляют собой линзовидные тела, обтекаемые полосчатостью (см. рис. 4). Они сложены массивным уртитом с апатитом, реже — массивным уртитом с относительно небольшим содержанием апатита (5%).

Апатито-нефелиновые породы на контакте со среднезернистыми эгириновыми нефелино-

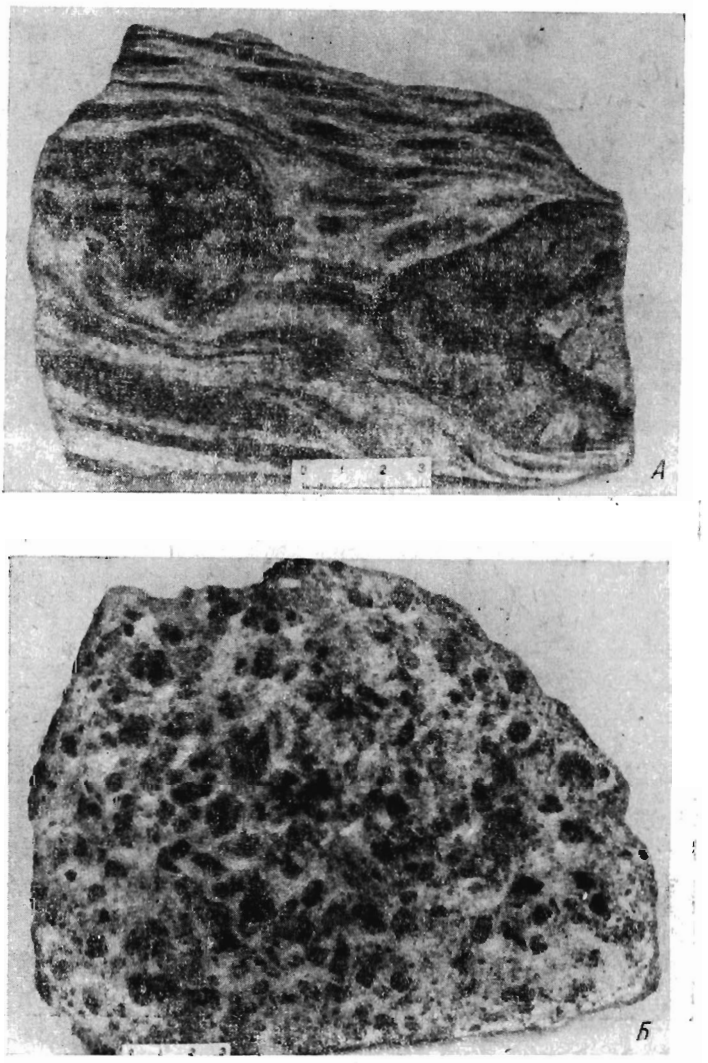


Рис. 7. Апатито-нефелиновая порода.

А — крупноблоковая порода. Крупные кристаллы нефелина заключены в тонкополосчатой апатито-нефелиновой породе (Расвумчорр); *Б* — порода мелкоблоковой текстуры (Кукисвумчорр).

выми сиенитами. На горе Куэльпор вблизи контакта со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами апатито-нефелиновые породы имеют не совсем обычный вид, что, по-видимому, объясняется воздействием на них более поздней интрузии среднезернистых нефелиновых сиенитов. В апатитовом теле здесь развит пятнистый пегматоидный агрегат, состоящий из пойкилитического полевого шпата, мелкозернистого апа-

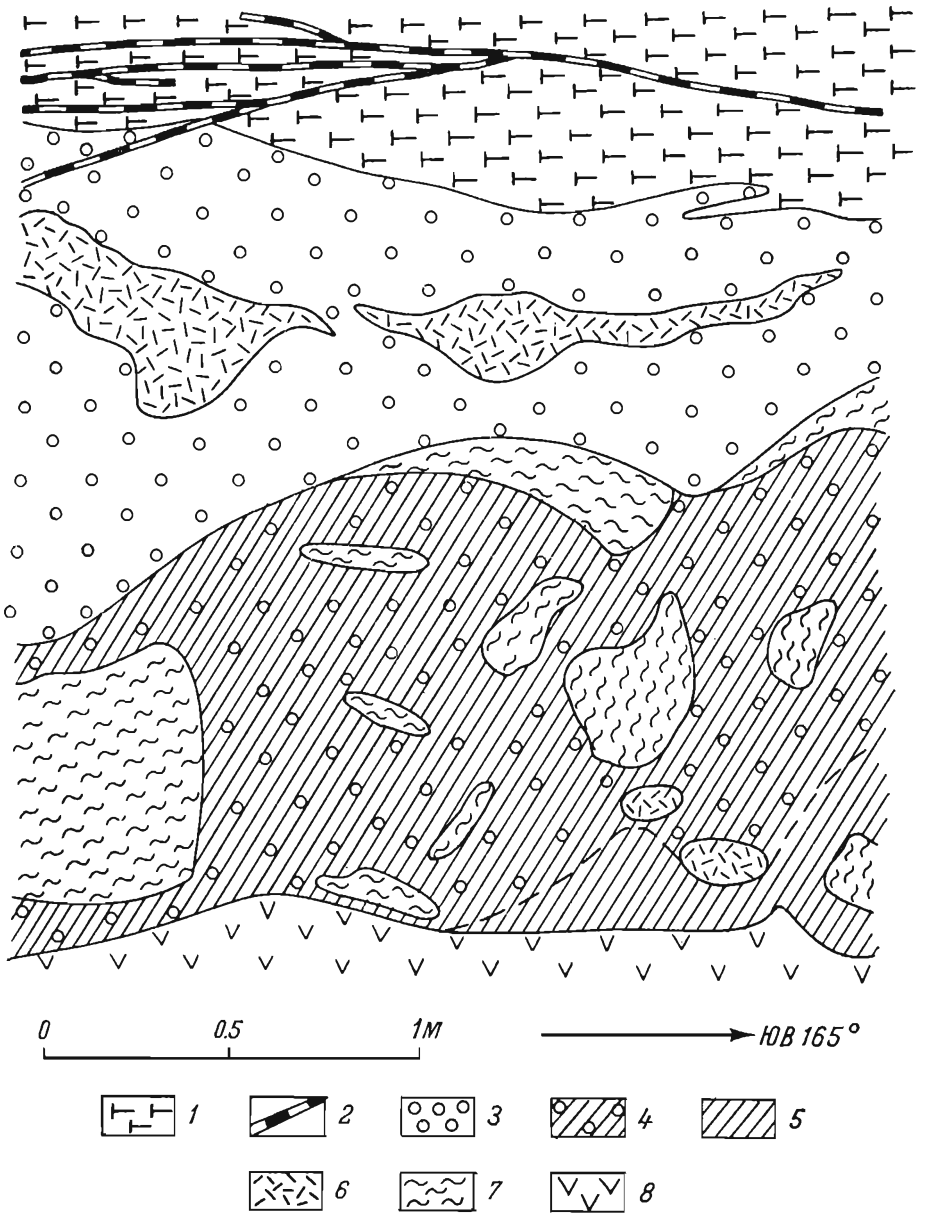


Рис. 8. Контакт апатито-нефелиновой породы со среднезернистым эгириновым нефелиновым сиенитом.

1 — среднезернистый эгириновый сиенит; *2* — полевошпатовые жилки; *3* — пятнистый пегматоидный агрегат; *4* — пегматоидный цемент апатито-нефелиновой брекчии; *5* — нормальный цемент апатито-нефелиновой брекчии; *6* — мономинеральный агрегат плотного игольчатого апатита; *7* — линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода; *8* — массивный уртит.

тита, нефелина и эгирина. На некотором удалении от контакта со среднезернистым эгириновым нефелиновым сиенитом в пятнистом пегматоидном агрегате наблюдаются неправильные мономинеральные прослои и шлиры тонкоигольчатого, почти волокнистого апатита (рис. 8). Расположенный ниже по разрезу цемент апатитовой брекчии также имеет пегматоидную структуру и сильно обогащен полевым шпатом. Границы измененного цемента с заключенными в нем ксенолитами линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породы несколько нечеткие.

Минеральный и химический состав апатито-нефелиновых пород

Количественные соотношения минералов в апатито-нефелиновых породах особенно детально анализировались Б. Н. Мелентьевым (1953) по разработанной им схеме весового количественного минералогического («фазового») анализа. По схеме Б. Н. Мелентьева, путем растворения в 3%-й азотной кислоте определяется суммарное содержание апатита и нефелина. По содержанию в пробе P_2O_5 рассчитывается содержание апатита, а затем и нефелина. Магнитной сепарацией отделяется титаномагнетит, электромагнитной — пироксены. В остатке накапливается полевой шпат и сфен, которые отделяются друг от друга центрифугированием в бромоформе.

Несмотря на явные преимущества весового количественного минералогического анализа перед методами объемного количественного подсчета содержания минералов, схема Б. Н. Мелентьева не лишена недостатков. Прежде всего не учитываются акцессорные и вторичные минералы. Грубые ошибки получаются при анализе рисчорритов, в которых крупные пойкилитические индивиды полевого шпата включают нефелин и эгирин. В этом случае нефелин недорастворяется, а эгирин при электромагнитной сепарации полностью не отделяется от полевого шпата.

Недостатки весового количественного анализа авторы данной работы пытались по возможности исправить путем просмотра отдельных фракций под бинокулярным микроскопом, при этом подсчитывалось содержание вторичных минералов, кнопита и ринколита.

Данные о максимальных содержаниях отдельных минералов в апатито-нефелиновых породах приведены в табл. 1.

Пятнисто-полосчатые породы отличаются от пятнистых более высоким содержанием нефелина, что может быть обусловлено присутствием в них отдельных уртитовых прослоев, по своему составу близких к уртитовым каемкам в линзовидно-полосчатых породах. Кроме того, по сравнению со всеми апатито-нефелиновыми породами пятнисто-полосчатые породы отличаются самыми высокими содержаниями апатита и низким содержанием темноцветных минералов.

Менее богаты апатитом линзовидно-полосчатые апатито-нефелиновые породы. Полосчатые породы по составу очень близки к породам линзовидно-полосчатой текстуры, но содержат несколько больше апатита.

Мелкозернистые ийолиты и уртитовые каемки имеют сравнительно непостоянный минеральный состав и по этому признаку не отличаются от других пород апатитовых тел. Для мелкозернистых ийолитов характерно отсутствие полевого шпата и низкое содержание апатита.

Сетчатые породы бедны апатитом; мелкозернистый ийолит этих пород содержит меньше пироксена, но больше титаномагнетита. Как и в линзах ийолита линзовидно-полосчатых пород, полевой шпат в сетчатых породах практически отсутствует.

Резко невыдержанный минеральный состав имеет апатито-нефелиновая брекчия. Особенно резкие колебания отмечаются в цементе брекчии; по составу он может быть определен в одних случаях как апатитовый ийолит,

Таблица 1

Максимальные содержания минералов в апатито-нефелиновых породах

(в вес. %)

Минералы	Пятнистые породы	Пятнисто-полосчатые породы	Уртиты, слагающие прослои в пятнисто-полосчатых породах	Линзовидно-полосчатые породы	Полосчатые породы	Апатитовые прослои в линзовидно-полосчатых породах	Мелкозернистый ийолит из линз в линзовидно-полосчатых породах	Уртиты, слагающие каемки и прослои вокруг линз мелкозернистого ийолита в линзовидно-полосчатых породах	Сетчатые породы	Общий состав брекчии	Цемент брекчии	Ксенолиты брекчии	Крупноблоковые породы	Уртиты, слагающие прослои в крупноблоковых породах	Мелкоблоковая порода	Уртит с апатитом
Апатит	93.3	98.1	34.7	60.6	83.6	86.4	2.5	23.3	39.1	88.1	69.7	98.1	87.9	7.2	58.0	46.9
Нефелин	47.7	36.3	88.5	57.8	54.6	12.2	71.0	90.8	62.2	47.2	83.6	38.1	50.1	95.0	45.5	65.5
Пироксены	18.7	5.9	8.0	10.9	9.3	0.7	48.0	25.3	26.5	21.3	21.2	4.5	11.1	13.8	9.3	28.1
Титаномагнетит	6.1	1.8	12.8	4.9	3.7	29.0	8.1	10.1	11.9	16.3	16.2	0.2	2.6	12.8	9.0	15.0
Полевой шпат	11.1	3.1	1.5	3.9	4.5	8.0	1.0	3.3	—	21.7	50.0	3.6	4.5	5.6	4.1	6.0
Сфен	7.0	1.4	33.2	2.2	3.8	1.0	10.0	20.6	4.6	5.9	6.8	1.6	2.3	1.0	15.2	6.0
Лепидомелан	0.5	0.4	2.5	1.1	0.5	—	Не опр.		1.4	1.3	2.1	—	—	0.5	0.1	0.2
Ринколит	1.1	0.8	—	0.1	0.1	2.3	Не опр.		0.1	0.2	—	0.3	0.1	—	—	—
Вторичные минералы	7.5	6.0	—	7.2	0.6	8.5	12.4	10.2	1.5	1.4	1.4	0.6	—	2.5	0.4	15.1

Примечание. Данные авторов: Мелентьева (1953); Курбатова, Михайловой (1954); Ивановой (1958); Шухман (1959).

Таблица 2

Химический состав некоторых апатито-нефелиновых пород, вмещающих их ийолит-уртитов и рисчоррита

(в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50.69	41.31	42.38	30.06	19.95	8.21	20.70	46.22
TiO_2	1.17	2.59	1.44	2.13	1.49	0.33	10.14	5.98
Al_2O_3	23.04	19.38	26.94	18.30	12.39	6.46	6.37	14.10
Fe_2O_3	2.64	6.38	3.05	4.02	1.68	1.35	16.22	5.98
FeO	1.68	4.20	1.26	3.09	1.62	0.43	15.41	2.96
MgO	0.73	1.65	0.43	1.20	0.79	0.84	0.73	1.71
MnO	0.21	0.21	0.14	0.29	0.06	0.03	0.44	0.30
BaO	—	—	0.31	—	0.00	0.12	0.06	—
SrO	—	—	—	0.60	} 29.86	50.73	0.63	—
CaO	1.85	6.29	3.34	16.04			18.75	6.45
Na_2O	7.75	10.18	13.48	8.30	5.66	1.95	1.54	8.60
K_2O	9.47	4.21	6.19	4.12	2.71	1.38	0.79	4.51
P_2O_5	0.24	1.75	0.20	9.97	20.48	31.34	7.15	0.70
V_2O_5	—	—	—	0.004	—	—	—	—
F	0.14	0.15	—	0.47	1.54	2.30	0.53	0.21
Cl	—	—	—	0.05	0.04	0.04	0.01	—
SO_3	—	—	—	—	0.29	0.00	0.09	—
CO_2	—	—	—	—	0.29	0.62	0.36	—
H_2O^-	0.33	0.67	—	0.35	0.69	0.36	0.14	1.58
H_2O^+	0.14	0.24	1.04	0.81	1.27	0.29	0.38	0.55
Сумма	100.08	99.21	100.00	99.84	100.81	106.78	100.44	99.85
$-O=F_2$	0.05	0.05	—	0.20	0.72	0.96	0.22	0.09
Сумма	100.03	99.16	100.00	99.64	100.09	105.82	100.22	99.76

Примечание. 1 — рисчоррит, среднее из 6 анализов (Галахов, 1959); 2 — массивный ийолит (Иванова, 1963); 3 — массивный уртит, среднее из 8 анализов (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 4 — сетчатая порода (Иванова, 1963); 5 — линзовидно-полосчатая порода (Иванова, 1963); 6 — пятнисто-полосчатая порода (Иванова, 1963); 7 — цемент брекчии (Иванова, 1963); 8 — трахитоидный полевошпатовый ийолит, гора Ньорпахк (Иванова, 1963).

в других — как уртит, и, наконец, как ювит с апатитом (существенно полевошпатовая порода). Пойкилитический полевой шпат составляет в цементе до 50% (в среднем 8.6%), тогда как содержание полевого шпата в ксенолитах брекчии не поднимается выше 3.6%.

Крупноблоковый агрегат по составу близок к полосчатым апатито-нефелиновым породам. Мелкоблоковая порода отличается от уртита с апатитом несколько меньшим содержанием пироксенов.

В целом можно отметить следующее. Все апатито-нефелиновые породы имеют одинаковый качественный минеральный состав, во всех породах апатитовых тел соотношения между главными минералами колеблются в сравнительно широких пределах, в то время как структуры минеральных агрегатов и текстурные особенности пород сравнительно выдержаны. Из минералов-примесей замечательно поведение ринколита. Он встречается во всех апатито-нефелиновых породах, заметные количества его отмечаются в минеральных агрегатах, особенно богатых апатитом.

Состав отдельных разновидностей апатито-нефелиновых пород в разных месторождениях практически почти не отличается.

Химический состав некоторых апатито-нефелиновых пород (наиболее полные анализы), а также (для сравнения) вмещающих их рисчорритов, массивных ийолит-уртитов, трахитоидного полевошпатового ийолита горы Ньорпахк приведен в табл. 2.

Для апатито-нефелиновых пород характерно повышенное содержание CaO, SrO и F — компонентов апатита, а также присутствие в заметных количествах Cl, SO_3, CO_2 и V_2O_5.

Спектральные анализы апатито-нефелиновых пород показывают в отдельных случаях наличие малых количеств циркония, свинца, молибдена, цинка, галлия, меди и мышьяка.

Породы Хибинского щелочного массива содержат углеводородные газы. Поведение их особенно детально анализировалось И. А. Петерсилье (1959); им же обнаружены в породах углеводородные битумы. По данным И. А. Петерсилье, апатито-нефелиновые породы имеют минимальные содержания углеводородных газов и битумов, тогда как вмещающие их

Таблица 3

Содержание углеводородных газов в породах апатитовых месторождений
(в $см^3$ на 1 кг породы)

Породы	H_2	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	CO	CO_2
Уртит	2.46	34.77	0.45	0.44	0.48	16.06
Ийолит	1.12	16.65	0.20	0.27	0.95	25.10
Трахитоидный полевошпатовый уртит (гора Суолуайв)	0.77	23.00	0.31	0.01	1.08	0.01
Цемент апатитовой брекчии (гора Куэльпор)	0.60	23.40	0.22	Сл.	0.54	—
Пятнистая апатито-нефелиновая порода	0.09	0.11	0.01	0.01	0.93	0.49
Линзочки сфенового ийолита из линзовидно-полосчатого ийолита (гора Куэльпор)	0.24	4.92	0.23	Сл.	0.35	0.04
Линзочки ийолита из линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породы (гора Куэльпор)	0.18	4.59	0.09	—	0.83	—
Линзочки ийолита из сетчатой апатито-сфено-нефелиновой породы (долина р. Лявойок)	0.17	6.15	Сл.	—	1.33	0.04
Пегматоидная пятнистая полевошпатовая порода с апатитом (гора Куэльпор)	0.46	5.16	Сл.	—	0.41	—
Рисчоррит	1.14	5.42	0.04	0.06	0.47	14.03
Рисчоррит с апатитом (гора Поачвумчорр)	0.88	4.20	Сл.	—	—	0.04

породы, особенно ийолит-уртиты, напротив, отличаются максимальным содержанием органических газов.

Содержание водорода, метана, этана, бутана, окиси и двуокиси углерода в породах апатитовых месторождений приведено в табл. 3. Самое низкое содержание газов наблюдается в пятнистой апатито-нефелиновой породе, т. е. в породе с максимальным количеством апатита. Линзы мелкозернистого ийолита из апатитовых тел содержат мало апатита, но и в них по сравнению с массивным уртитом и массивным ийолитом во всех случаях углеводородных газов меньше.

Апатито-сфено-нефелиновые породы

Главной характерной особенностью апатито-сфено-нефелиновых пород является наличие в них сфена, представленного зернами призматической формы. В апатито-нефелиновых породах зерна сфена имеют таблитчатый габитус (массивные ийолит-уртиты), встречается он и в виде крупных пойкилитических зерен (существенно апатитовый агрегат, цемент брекчии) и в виде мелких овальных зерен (мелкозернистый ийолит). В апатито-сфено-нефелиновых породах пойкилитические и таблитчатые зерна сфена отсутствуют, вместо них в породах наблюдается так называемый призматический сфен.

Призматический сфен имеет в пространстве близкую к линейной ориентировку, в целом согласную с простиранием апатитовых тел и полосчатостью апатито-нефелиновых пород. Призматический облик кристаллических индивидов сфена не является исключительной особенностью апатито-сфено-нефелиновых пород. Характерен он и для сфена всех трахитоидных ийолитов; призматические и игольчатые индивиды сфена с игольчатым черным эгирином нередко залечивают дизъюнктивные нарушения в породах Хибинского массива.

Разновидности апатито-сфено-нефелиновых пород

Все апатито-сфено-нефелиновые породы могут быть разделены на две группы.

Первая группа — породы той же текстуры, что и апатито-нефелиновые: сетчатые, линзовидно-полосчатые и пятнистые. От апатито-нефелиновых пород они отличаются повышенным содержанием сфена, главным образом призматического. Призматический сфен располагается в существенно апатитовом агрегате и отсутствует в линзах мелкозернистого ийолита; в последних он представлен обычными овальными зернами.

Ко второй группе апатито-сфено-нефелиновых пород могут быть отнесены сфеновый уртит, сфеновый ийолит и апатито-сфеновые прослои.

Сфеновый уртит — это по существу массивный уртит, но не с таблитчатым или ксеноморфным, а с призматическим сфеном, придающим ему трахитоидный облик. Обычно обогащен апатитом. Апатит и сфен концентрируются в этой породе в виде полос.

Трахитоидный сфеновый ийолит весьма напоминает трахитоидные ийолиты, слагающие крупные прослои и полосы в ийолит-уртитовой дуге, но отличается от них высоким содержанием сфена и апатита, которые концентрируются в нем также в виде полос.

Основная масса апатито-сфено-нефелиновых пород располагается у верхнего контакта центрального апатитового тела. Как уже указывалось выше, пространственное положение их этим не ограничивается: в долине р. Кунйок и в обнажениях по р. Лявойок апатито-сфено-нефелиновые породы слагают отдельные прослои в массивных ийолит-уртитах и сопровождаются сфеновым уртитом и сфеновым трахитоидным ийолитом. Отдель-

ные апатито-сфеновые жилки мощностью до 20 см встречаются в апатито-нефелиновых породах центрального месторождения.

Границы апатито-сфено-нефелиновых пород с апатито-нефелиновыми чаще всего четкие. В тех случаях, когда сфена в породах сравнительно немного, четкость границ теряется: в апатито-нефелиновых породах появляются сначала редкие и мелкие призмочки сфена, затем количество и размер призматических зерен сфена возрастает. Такие нечеткие границы наблюдаются особенно часто между аналогичными текстурными разновидностями апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых пород.

В апатито-сфено-нефелиновых породах встречаются апатито-сфеновые прослои мощностью 5—30 см. В этих прослоях наблюдаются особенно крупные призматические зерна сфена, апатит же мелкозернистый и его меньше, чем сфена.

К апатито-сфено-нефелиновым породам на горе Лявочорр, в долине р. Кунйок и на северной оконечности Кукисвумчоррского месторождения приурочены выделения и прожилки (1—5 см) крупнозернистого апатита. Яркая окраска этого апатита и изометричное развитие отдельных зерен отличают его от других мономинеральных обособлений этого минерала.

Особенности минерального и химического состава апатито-сфено-нефелиновых пород

Максимальные содержания отдельных минералов в апатито-сфено-нефелиновых породах приводятся в табл. 4. Как видно из таблицы, все эти породы по сравнению с апатито-нефелиновыми (табл. 1) содержат больше сфена и меньше апатита. Только линзы мелкозернистого ийолита практически не отличаются по содержанию сфена. Несколько меньше в апатито-сфено-нефелиновых породах титаномагнетита, в линзах же ийолита широкое развитие имеет лепидомелан.

Таблица 4

Максимальные содержания минералов в апатито-сфено-нефелиновых и полевошпато-нефелино-апатитовых породах

(в вес. %)

Минералы	Пятнистая и пятнисто-полосчатая апатито-сфено-нефелиновая порода	Сфено-апатитовые прожилки в породах линзовидно-полосчатой текстуры	Мелкозернистый ийолит из линзовидно-полосчатой породы	Сфеновый ийолит	Рисчоррит с апатитом	Полевошпато-нефелино-апатитовая порода пятнистой текстуры	Полевошпато-нефелино-апатитовая порода полосчатой текстуры
Апатит	35.9	40.7	7.9	20.4	1.5	47.6	83.4
Нефелин	19.7	19.2	39.1	41.5	49.0	37.2	30.8
Полевой шпат	4.3	—	—	8.4	56.5	31.9	26.7
Пироксены	21.1	2.2	33.6	26.7	12.6	8.2	7.4
Сфен, эннгматит, лампрофиллит, астрофиллит	33.4	51.9	7.7	33.2	6.1	2.1	2.2
Титаномагнетит	4.3	0.7	2.0	11.2	0.5	0.6	0.4
Лепидомелан	0.3	3.2	27.8	8.4	18.2	—	0.3
Вторичные минералы	0.5	0.2	1.4	8.4	0.4	0.5	0.5

Примечание. Данные авторов; Курбатова, Михайловой (1954); Шухман (1959); Ивановой (1963).

Состав акцессорных минералов в апатито-сфено-нефелиновых породах тот же, что и в апатито-нефелиновых, но в них чаще встречаются кнопит и титансодержащие минералы — эннгматит и лампрофиллит.

Химический состав близких текстурных разновидностей апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых пород дается в табл. 5. Из таблицы видно, что в апатито-сфено-нефелиновых породах наблюдается уменьшение содержания всех компонентов апатита: P, F, Ca и Sr. Уменьшается

Таблица 5

Химический состав апатито-сфено-нефелиновых и полевошпато-нефелино-апатитовых пород
(в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	14.81	17.10	24.33	27.20	32.84	27.20
TiO_2	2.30	1.54	10.34	13.055	5.02	2.98
ZrO_2	0.14	0.24	0.19	0.15	—	—
Al_2O_3	5.32	4.85	9.29	5.82	13.13	8.58
Fe_2O_3	4.81	5.14	6.09	4.15	1.51	1.26
FeO	1.63	2.80	3.54	2.26	0.70	0.63
MgO	1.67	0.68	1.44	1.63	0.41	0.38
CaO	34.83	34.73	24.79	26.08	21.06	31.63
Na_2O	2.77	2.83	3.78	2.18	5.50	3.30
K_2O	0.93	1.08	1.37	1.44	4.52	3.01
P_2O_5	24.38	23.53	11.91	12.03	12.78	21.89
V_2O_5	0.07	0.02	0.04	0.06	—	—
MnO	0.13	0.20	0.21	0.17	0.01	0.01
SrO	3.10	2.63	1.02	2.00	1.42	2.40
BaO	0.27	0.40	0.04	0.04	—	—
F	2.58	2.00	1.07	0.79	0.95	1.59
SO_3	0.05	0.08	0.08	0.02	—	—
Cl	0.10	0.04	0.02	—	—	—
H_2O^+	1.44	0.74	0.78	1.11	0.41	0.37
H_2O^-	—	0.19	0.19	0.32	0.02	0.01
Сумма	101.27	100.82	100.52	100.515	100.28	99.88
$-O=F_2$	1.10	0.85	0.46	0.33	0.40	0.66
Сумма	100.17	99.97	100.06	100.185	99.88	99.22

Примечание. 1,2 — линзовидно-полосчатые апатито-нефелиновые породы (Шухман, 1959); 3,4 — линзовидно-полосчатые апатито-сфено-нефелиновые породы (Шухман, 1959); 5,6 — пятнистая и полосчатая полевошпато-нефелино-апатитовые породы, гора Поачвумчорр (данные авторов). Химические составы получены расчетным путем из данных количественно-минералогического состава пород и химических анализов минералов.

содержание BaO и Cl, резко повышается количество SiO_2 и TiO_2 и возрастает содержание K_2O.

Определения в газовой лаборатории Кольского филиала АН СССР свидетельствуют о том, что апатито-сфено-нефелиновые породы содержат несколько больше углеводородных газов по сравнению с апатито-нефелиновыми. В частности, линзочки ийолита из сетчатой апатито-сфено-нефелиновой породы содержат больше метана, чем такие же линзы из других пород (см. табл. 3).

Полевошпато-нефелино-апатитовые породы горы Поачвумчорр

Апатитовые породы горы Поачвумчорр также представлены несколькими разновидностями. Одна из наиболее характерных разновидностей — рисчоррит с апатитом. Апатит в рисчоррите вместе с темноцветными минералами выполняет интерстиции между зернами полевого шпата и не-

фелина. Рисчоррит, по наблюдениям Т. Н. Ивановой (1963), катаклазирован, и апатит развивается по трещинам в полевом шпате.

Полевошпато-апатитовый агрегат является по существу рисчорритом, сильно обогащенным апатитом за счет нефелина и темноцветных минералов. Такой агрегат встречается сравнительно редко.

Пятнистая полевошпато-нефелино-апатитовая порода (рис. 9) представляет собой мелкозернистый агрегат апатита, в котором в виде пятен присутствуют крупные пойкилитические индивиды полевого шпата, включающие апатит и группы зерен нефелина. Порода имеет пятнистый облик, потому что зерна нефелина сгруппированы в ней в виде пятен.

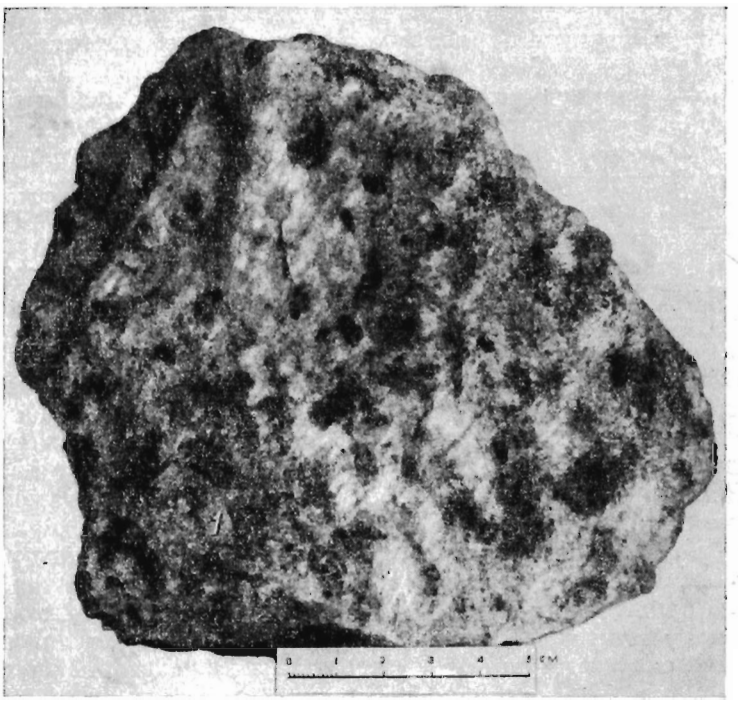


Рис. 9. Пятнистая полевошпато-нефелино-апатитовая порода Поачвумчоррского месторождения, содержащая агрегат крупнозернистого апатита (*1*).

Полосчатая полевошпато-нефелино-апатитовая порода отличается от пятнистой тем, что в ней нефелин сгруппирован в виде нечетких полос. Встречается она реже, чем пятнистая порода.

Во всех разобранных выше разновидностях апатитовых пород горы Поачвумчорр апатит мелкозернистый. Крупнозернистый апатит с небольшой примесью черного эгирина слагает в апатитовых жилах горы Поачвумчорр обособленные прослои и линзы. Этот апатитовый агрегат весьма характерен и по своему внешнему облику несколько напоминает скопления апатита в пегматитах, рассмотренные ниже.

В табл. 4 даются максимальные содержания минералов в полевошпато-нефелино-апатитовых породах горы Поачвумчорр. Наиболее богата апатитом полосчатая порода. Примерный химический состав пород Поачвумчоррского месторождения, рассчитанный по минеральному, приведен в табл. 5.

МЕЛКИЕ СКОПЛЕНИЯ АПАТИТА В ИЙОЛИТ-УРТИТАХ, РИСЧОРРИТАХ И ПЕГМАТИТАХ

При характеристике апатитовых месторождений, имеющих промышленное значение, определенный интерес представляют и мелкие скопления апатита в зоне ийолит-уртитов и рисчорритов, условия их нахождения, минеральный состав и структурные особенности.

В ийолит-уртитах и рисчорритах маломощные апатитовые жилы отмечались рядом исследователей (Гуткова, 1934; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937; Бородин, 1957), неоднократно встречались они и А. В. Галаховым (1959).

Мелкие проявления апатитовой минерализации в ийолит-уртитах и рисчорритах можно разделить на две группы: а) мелкозернистые апатитовые жилки и шлиры и б) скопления апатита в пегматитах, залегающих среди рисчорритов и ийолит-уртитов.

Мелкозернистые существенно апатитовые жилки и шлиры в породах составляют особую группу образований. Все жильные породы и поздние эндогенные образования в ийолит-уртитах и рисчорритах или содержат очень мало апатита, или вообще не содержат его. Мелкозернистые апатитовые жилки и шлиры по структуре и составу близки к существенно апатитовым агрегатам крупных апатитовых тел; кроме апатита, в их составе принимают участие породообразующие минералы нефелиновых сиенитов.

По составу и структуре мелкозернистые апатитовые шлиры и жилки в ийолит-уртитах и апатитовые шлиры и жилки в рисчорритах несколько различны, поэтому они характеризуются отдельно.

Скопления апатита, пространственно приуроченные к пегматитам, отличаются иной структурой. Апатит в них нередко ассоциирует с вторичными минералами. Хотя структура и состав этих обособлений апатита не отличаются постоянством, четких различий между скоплениями апатита в пегматитах из рисчорритов и в пегматитах из ийолит-уртитов не устанавливается.

Встречаются и такие мелкие апатитовые жилки в ийолит-уртитах и рисчорритах, которые не могут быть отнесены к этим двум наиболее характерным проявлениям апатитовой минерализации: это мелкозернистая существенно апатитовая жилка, интенсивно насыщенная акцессорными минералами, апатито-титаномагнетитовые жилы и некоторые другие.

Апатитовые шлиры и жилки в ийолит-уртитах и рисчорритах

Мелкие проявления апатитовой минерализации в ийолит-уртитах встречаются гораздо чаще, чем в рисчорритах. Существенно апатитовые жилки и шлиры в ийолит-уртитах в большинстве своем близки существенно апатитовому агрегату апатито-нефелиновых пород или же сфено-апатитовым и апатито-сфеновым прослоям апатито-сфено-нефелиновых пород.

Жилки апатита встречаются в массивном уртите вблизи апатитовых тел на горах Куэльпор, Юкспор, Восточный Расвумчорр и Коашва. Простирание их аналогично или близко простиранию апатито-нефелиновых пород, падение пологое, к центру массива. Мощность жилок не превышает 6 см. Сложены они мелкозернистым сахаровидным апатитом, иногда включающим отдельные игольчатые зерна того же минерала. В мономинеральной массе апатита располагаются отдельные зерна нефелина и пойкилитические обособления пироксенов и сфена. Границы жилок с вмещающими породами отчетливые.

Апатито-нефелиновая жила пегматоидного облика встречена в канавах на плато горы Коашва. Она залегает в массивном уртите, имеет мощность около 20 см, западное простирание и падение на север под углом около 40°. Жила сложена апатито-нефелиновым среднезернистым агрегатом, включаю-

щим неправильные мономинеральные обособления мелкозернистого апатита (5—8 см) и крупные (1—3 см) призматические кристаллы черного эгирина.

Апатито-сфеновые и сфено-апатитовые жилки встречаются в ийолит-уртитах, обнажающихся в долине р. Лявойок, и в керне буровых скважин у западных подножий гор Партомчорр и Рисчорр. Эти жилки наблюдались на расстоянии 10—50 м от апатито-сфено-нефелиновых пород. Сложены они мелкозернистым апатитом и сравнительно крупными (длиной до 1 см) призматическими зернами сфена; последние ориентированы по простиранию жил.

В полевошпатовых трахитоидных ийолитах (малиньитах) южного отрога горы Кукисвумчорр найдены сфено-апатитовые линзовидные шлиры размером от 2×5 до 10×20 см, сложенные плотным среднезернистым и мелкозернистым апатитом с включениями призматических зерен сфена и пойкилитических зерен пироксена.

На западном склоне южного отрога горы Кукисвумчорр в пегматоидном ийолите имеется прослой среднезернистого трахитоидного ийолита. В последнем прослеживается четкая сфен-апатитовая жилка с ринколитом и эвдиалитом. Мощность ее 4 см, но сопровождается она несколькими мелкими прожилками того же состава (0.5—1.0 см). Апатит этого образования серый, мелкозернистый, сфен—призматический, зерна его имеют плоскостную ориентировку, параллельную контактам жилки. Бледно-розовый эвдиалит включает зерна апатита и сфена. Игольчатые и пластинчатые индивиды ринколита располагаются между зернами прочих минералов.

На горе Коашва в трахитоидном ийолите выше (по разрезу) апатито-сфено-нефелиновых пород наблюдаются мелкие скопления ярко окрашенного крупнозернистого апатита. Подобный апатит изредка встречается непосредственно в апатито-сфено-нефелиновых породах.

Характерными образованиями в ийолит-уртитах являются апатито-титаномагнетитовые жилы. Впервые они отмечены Н. Н. Гутковой (1934). В 1958—1961 гг. две такие жилы были встречены в долине р. Лявойок, одна — в обнажениях по левому нижнему притоку Партомйока, и одна — на горе Куэльпор. Мощность апатито-титаномагнетитовых жилок 5—20 см. Сложены они мелкозернистым апатитом (5—20%) и титаномагнетитом, структура их сидеронитовая. Кроме апатита, титаномагнетит включает чешуйки лепидомелана и игольчатые зерна эгирина, но содержание этих минералов невелико (до 10%).

Апатитовые шлиры и жилки в рисчорритах в большинстве своем напоминают пятнистую апатитовую породу Поачвумчоррского месторождения. Для них характерно присутствие крупных пойкилитических индивидов полевого шпата, неравномерно распределенных в агрегате мелкозернистого апатита. Нефелин и пироксены группируются здесь в виде пятен.

На горе Юкспор в рисчоррите имеется жила своеобразной пятнистой апатитовой породы с небольшим количеством призматического сфена. Мощность этого образования 1 м. Жила сложена мелкозернистым апатитом, включающим призматические зерна сфена, пойкилитические крупные индивиды полевого шпата и мелкие скопления (пятна) темноцветных минералов. У висячего бока жилы в рисчоррите наблюдаются нефелиновые прослои (10—20 см), местами обогащенные призматическим сфеном. Рисчоррит возле жилы обогащен апатитом (3—5%).

На северном отроге горы Кукисвумчорр в рисчоррите прослежена местами прерывающаяся мономинеральная жилка мелкозернистого апатита мощностью 0.5—1.5 мм. Рисчоррит около этой жилки заметно насыщен апатитом. Подобные прожилки имеются вблизи контактов полевошпато-нефелино-апатитовых пород с рисчорритом.

Скопления апатита в пегматитах и эпигенетических жилах, залегающих в рисчорритах и ийолит-уртитах

Выше было отмечено, что все грубокристаллические образования в ийолит-уртитах и рисчорритах могут быть условно разделены на три группы: шлировые пегматиты, дифференцированные жилы (собственно пегматиты) и эпигенетические жилы.

Шлировые пегматиты в ийолит-уртитах в большинстве случаев содержат мало апатита. Часто апатит в таких пегматитах отсутствует совсем: фосфор концентрируется в минералах группы мурманита-ломоносовита, фтор — в виллиомите.

Значительная концентрация апатита в шлировых пегматитах ийолит-уртитового комплекса пород наблюдалась трижды. В одном случае апатит был встречен в меланократовом пегматитовом теле на горе Кукисвумчорр в виде крупных (5×10 см) призматических кристаллов, сконцентрированных вместе с черным эгирином в центре шлира; весь такой участок имел размер 0.5×1 м. В двух других случаях мелко- и среднезернистый апатит слагал в пегматитовых телах прожилки и линзочки мощностью 2—10 см. По краям выделения апатита насыщены крупными (0.5—× 1 см) призматическими зернами сфена. Эта апатитовая минерализация была встречена в существенно нефелиновых пегматитовых телах на горе Юкспор и в долине р. Лявойок.

В шлировых пегматитах, залегающих в рисчорритах, скопления апатита наблюдались на западном склоне северного Поачвумчорра, вблизи апатитового месторождения. Пегматитовые тела сложены здесь крупнокристаллическим нефелин-полевошпатовым агрегатом и имеют размер 5×10 и 3×14 м. Столбчатые кристаллы апатита размером 0.5×3 см располагаются в центральной части пегматитовых тел. Размер мономинеральных скоплений апатита 0.1×0.3 м, структура их сноповидная и радиально-лучистая.

В собственно пегматитах (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937) — дифференцированных пегматитах ийолит-уртитового комплекса пород — скопления апатита не наблюдались. В них он встречается как акцессорный минерал.

В рисчорритах известна зональная пегматитовая жила, содержащая сравнительно крупное обособление мелкозернистого апатита. При мощности, достигающей местами 7 м, жила прослежена на расстоянии около 30 м. По краям жилы наблюдается узкая мелкокристаллическая эгирин-энигматитовая оторочка. За ней следует крупнокристаллическая зона, сложенная радиально-лучистыми агрегатами (солнцами) черных длиннопризматических кристаллов амфибола. Между кристаллами амфибола располагаются мелкие обособления адуляра, канкринита и цеолитов. Центральная зона пегматита сложена блоками бледно-розового микроклина размером 0.5×1 м. Между блоками микроклина развит волокнистый астрофиллитовый агрегат с примесью волокнистого сфена и пектолита. В центральной же зоне пегматита располагается агрегат мелкозернистого (0.2—0.3 мм) апатита неправильной формы размером 2×4 м (рис. 10). В апатите заключены отдельные иголочки и радиально-лучистые сферолиты эгирина и отдельные очень мелкие зернышки минерала, по оптическим свойствам близкого к нептуниту.

Сравнительно много апатита в пегматитах ловчоррито-ринколитового типа, залегающих среди рисчорритов гор Юкспор и Эвеслогчорр. Однако кристаллы апатита в этих образованиях обычно рассеяны и не дают значительных скоплений. Небольшие обособления этого минерала в таких пегматитах наблюдались только Ю. С. Слепневым (1962).

Вблизи пегматитовых тел в ийолит-уртитах и рисчорритах нередко можно наблюдать мелкие (10—15 см) мономинеральные обособления эгирина или эвдиалита. Встречаются вблизи пегматитовых тел и мелкие (4×6 и 5×10 см) шлировые мономинеральные обособления плотного крупнозернистого апатита. Два таких шлира в массивном уртите наблюдались на горе Юкспор.

Мономинеральные обособления апатита встречаются и в эпигенетических жилах. В обнажениях массивного уртита на западном склоне горы Юкспор имеется жилка мощностью 2—5 см, краевые зоны которой сложены

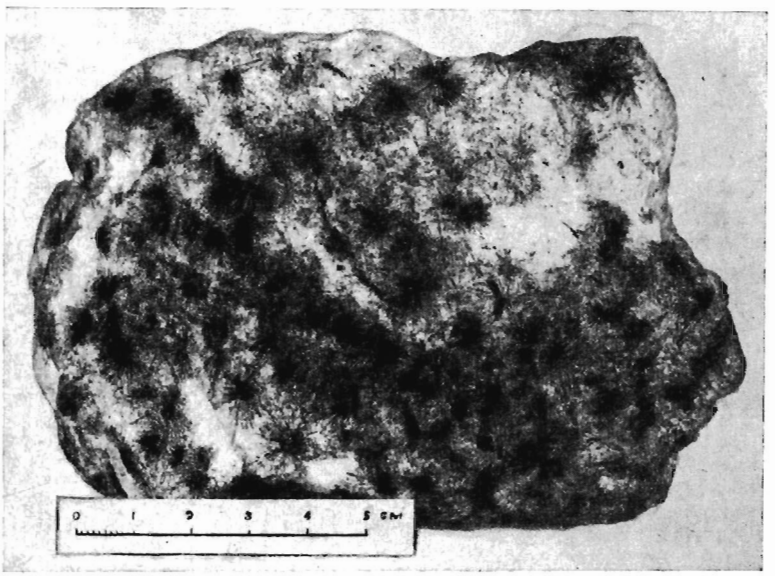


Рис. 10. Апатит (*светлое*) с радиально-лучистыми сферолитами эгирина. Скопление апатита в пегматите (северный отрог Кукисвумчорра).

крупными призматическими кристаллами эгирина, а центральная часть — мелкозернистым апатитом. Кристаллы эгирина (0.5×1 см) сопровождаются белым канкринитом. В мелкозернистом апатите встречены отдельные включения мелких (0.05 мм) кристалликов циркона.

На горе Коашва в крупнокристаллической натролитовой жиле мощностью около 20 см имеются обособления (3×10 см) бледно-голубого крупнозернистого апатита. У зальбандов натролитовая жила обогащена лепидомеланом, эгирином и астрофиллитом.

В крупнокристаллических натролитовых жилах, среди рисчорритов, апатит встречается часто, но в рассеянном виде.

В рисчорритах северного отрога горы Кукисвумчорр имеется несколько крутопадающих жил мощностью 0.2—0.8 м, сложенных в основном крупными кристаллами лепидомелана. Лепидомелан ассоциирует с микроклином, игольчатым эгирином, астрофиллитом, канкринитом и плотным гидрослюдистым агрегатом (псевдоморфозы по нефелину). Апатит в этих жилах представлен крупными (1—3 см), но неправильными кристаллами, которые образуют линзовидные скопления, чаще всего у зальбандов жил. Рисчоррит вблизи жил, на расстоянии 5—15 см от них, густо насыщен апатитом.

ПЕГМАТИТЫ, ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В КРУПНЫХ АПАТИТОВЫХ ТЕЛАХ

Распространенные в апатитовых телах грубокристаллические агрегаты, секущие жильные породы и поздние эндогенные жилки, отличаются от вмещающих их пород пестрым минеральным составом и характером парагенетических ассоциаций. До 1954 г. эти образования оставались мало изученными. Пегматиты в апатитовых телах и их минеральный состав являются в настоящее время предметом специального исследования. В приводимом ниже обзоре о них даются самые общие сведения. Почти все остальные образования характеризуются по материалам, собранным в 1954—1962 гг.

В табл. 6 дана классификация пегматитов и жильных пород, встречающихся в апатито-нефелиновых телах. Возрастные группы жильных обра-

Таблица 6

Поздние жильные образования в апатито-нефелиновых породах

Типы жильных образований		Возрастные группы (от более ранних к поздним)	Основные особенности взаимоотношений с вмещающими породами
Пегматиты ийолитового состава с относительно небольшой концентрацией летучих и рассеянных элементов.	Жильные породы ийолитового и уртитового состава с апатитом.	I	Часто приурочены к крупным тектоническим нарушениям, сопровождающимся поворотом полосчатости руды.
	Апатито-титаномагнетитовые жилы, сфен-эгирин-авгитовые жилы.	II	Нередко связаны с тектоническими нарушениями средней и малой амплитуды.
Луявритовые жилы и жилы луявритовых пегматитов.		III	Связаны с крупными диаклазами, иногда с жесткими тектоническими смещениями небольшой амплитуды.
Нефелин-полевошпатовые жильные пегматиты со значительной концентрацией летучих и рассеянных элементов.		IV	
Основные щелочные жильные породы.		V	
Мелкие жилки, сложенные поздними эндогенными минералами.		VI	Приурочены к мелким диаклазам, микросбросам и к трещинам отдельности пород.

зований выделены на основании наблюдавшихся пересечений. Несколько неопределенное возрастное положение нефелин-полевошпатовых пегматитов (собственно пегматитов) объясняется небольшим количеством наблюдений. Грубокристаллические агрегаты уртитового и ийолитового состава,

Таблица 7

Пегматиты и поздние жильные образования в апатито-сфено-нефелиновых породах

Типы жильных образований	Возрастные группы (от более ранних к поздним)	Основные особенности взаимоотношений с вмещающими породами
Пегматиты ийолитового состава.	I	Чаще неправильные штировидные обособления в породах.
Апатито-титаномагнетитовые жилы.	II	Связаны с мелкими разрывными нарушениями.
Жилы луявритов и луявритовых пегматитов.	III	Связаны с крупными диаклазами.
Жилы мончикитов.	IV	
Жилки, сложенные поздними эндогенными минералами.	V	Приурочены к мелким диаклазам и трещинам отдельности.

по-видимому, возникли одновременно с апатитсодержащими жильными породами; они моложе пегматитов, близких по составу к луявритам.

В апатито-сфено-нефелиновых породах встречается тот же комплекс жильных образований, но вместе с тем имеются и коренные отличия.

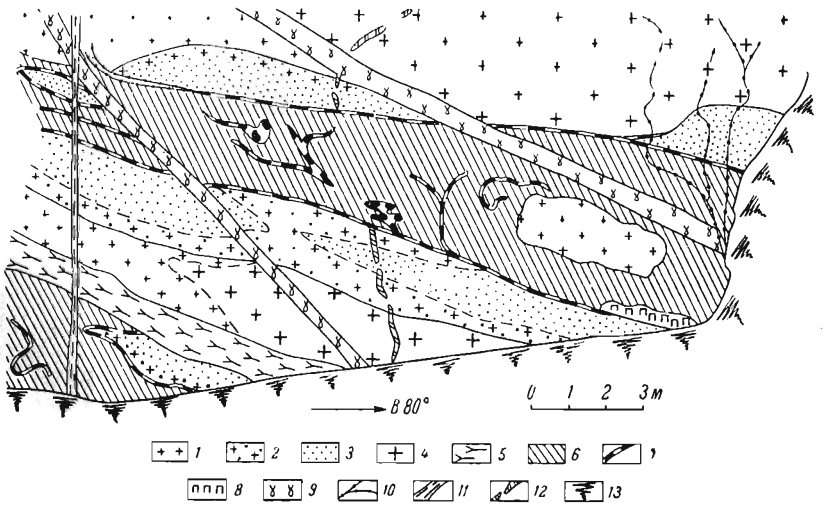


Рис. 11. Обнажение на склоне горы Петрелиуса (перевал Петрелиуса).

1 — рисчоррит; *2* — рисчоррит с апатитом; *3* — апатитовая порода пятнистой текстуры; *4* — пегматоидный рисчоррит; *5* — - разлинзованный сильно измененный рисчоррит; *6* — жильный ийолит; *7* — полевошпатовые прожилки; *8* — пегматит; *9* — луяврит; *10* — жилки зеленого волокнистого эгирина; *11* — зона повышенной трещиноватости пород; *12* — эвдиалит-эгириновая жилка; *13* — осыпь.

Здесь не встречаются жильные породы с апатитом, за исключением апатито-титаномагнетитовых жил, а пегматиты ийолитового состава имеют настолько неопределенные взаимоотношения с вмещающими породами,

что их во всех случаях трудно считать секущими образованиями. Классификация поздних жильных образований, встречающихся в апатито-сфено-нефелиновых породах, приводится в табл. 7.

Некоторым своеобразием отличаются поздние жильные образования в апатито-нефелино-полевошпатовых породах горы Поачвумчорр (табл. 8). Здесь встречаются характерные для рисчорритов эвдиалитовые и эвдиалито-эгириновые жилки, а также жильный порфировидный полевошпатовый ийолит. Жильные образования в районе горы Петрелиуса значи-

Таблица 8

Поздние жильные образования в апатито-нефелино-полевошпатовых породах Поачвумчоррского месторождения

Типы жильных образований	Возрастные группы (от более ранних к поздним)	Основные особенности взаимоотношений с вмещающими породами
Четковидные секущие эвдиалитовые и эвдиалитово-эгириновые жилки.	I	Приурочены к нечетко выраженным тектоническим нарушениям.
Жилы порфировидного полевошпатового ийолита.	II	Приурочены к крупным диаклазам.
Луявритовые жилы.	III	
Жильный нефелин-полевошпатовый пегматит (одно наблюдение).	IV	
Жилки, сложенные поздними эндогенными минералами.	V	Приурочены к мелким диаклазам и трещинам отдельности.

тельно усложняют строение апатитовых месторождений западной дуги (рис. 11).

Пегматиты в апатитовых телах

В апатитовых телах распространены только грубокристаллические агрегаты, соответствующие по составу и структуре грубокристаллическим агрегатам ийолит-уртитовой серии пород. Часто встречаются пегматиты «шлирового» типа, пегматиты уртитового, ийолитового и луявритового состава, изредка — нефелин-полевошпатовые собственно пегматиты. Отличительной особенностью рассматриваемых пород является отсутствие в них крупных кристаллов апатита и значительных мономинеральных концентраций этого минерала.

В апатито-нефелиновых породах чаще всего встречаются уртитовые и ийолитовые пегматиты. Они отличаются непостоянством состава и резкими колебаниями в размерах минеральных индивидов.

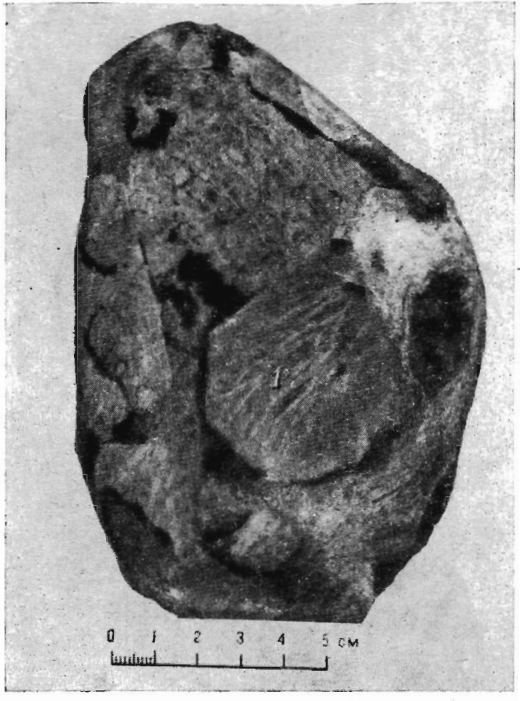


Рис. 12. Грубокристаллический агрегат уртитового состава (Юкспор).

1— нефелин.

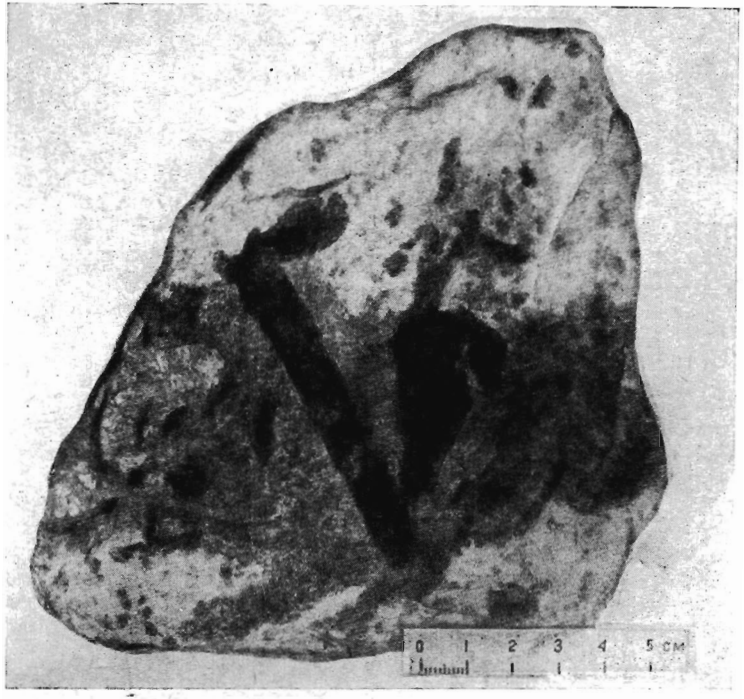


Рис. 13. Грубокристаллический агрегат ийолитового состава в пятнистой апатитовой породе.

Серое — полевой шпат; *черное* — призматические кристаллы эгирина (Юкспор).

Наиболее четко выделяются уртитовые пегматиты, пространственно связанные с апатито-нефелиновой породой крупноблоковой текстуры (рис. 12). Эти пегматиты представляют собой как бы гигантокристаллическое подобие массивного уртита. Апатита в уртитовых пегматитах немного (до 3%), он рассеян в виде мелких зерен, включенных в темноцветные минералы. По морфологии и размеру зерна этот апатит ничем не отличается от акцессорного апатита массивных ийолит-уртитов.

Пегматиты ийолитового состава отличаются следующими чертами. Содержание темноцветных минералов в них составляет не менее 40%; темноцветные минералы: эгирин, амфибол, сфен и лепидомелан, обладают высокой степенью идиоморфизма, этим они отличаются от сфена и эгирин-авгита уртитовых пегматитов. Ийолитовые пегматиты несколько обогащены полевым шпатом (до 20% по объему).

Границы пегматитов с апатито-нефелиновыми породами четкие, но отдельные идиоморфные кристаллы эгирина и нефелина пегматитов глубоко проникают в окружающий их мелкозернистый агрегат апатита (рис. 13).

Т. Н. Иванова (1963) не согласна с делением пегматитов, содержащих апатит, на уртитовые и ийолитовые. Она считает, что необходимо выделить группу «апатитовых пегматитов» (по минеральному составу), не деля их на уртитовые и ийолитовые. Генезис «апатитовых пегматитов» Т. Н. Иванова связывает с «апатитовой магмой». Однако в настоящее время нет каких-либо веских оснований для выделения «апатитовых пегматитов». Апатит не является основной составной частью рассматриваемых пегматитовых тел; кроме того, в отличие от других минералов этих пегматитов он, как правило, мелкозернистый. Аналогичные пегматиты во вмещающих ийолит-уртитах либо содержат очень мало апатита, либо вообще его не имеют.

Группа луявритовых пегматитовых жил впервые была выделена при изучении Юкспорского апатитового месторождения. Это резко секущие пегматитовые жилы, которые сложены полевым шпатом, эгирином, амфиболом и нефелином. Структура их несколько напоминает структуру жильных луявритов: призматические кристаллы полевого шпата (2×5 см) и эгирина (3×4 см) ориентированы в направлении падения жил; крупнокристаллические участки, обогащенные полевым шпатом, располагаются по краям жил. Луявритовые пегматиты отличаются высоким (до 20%) содержанием лампрофиллита, как и в луявритах, — существенно бариевого. Пегматиты этой разновидности совершенно не содержат апатита; только у контактов с вмещающими их апатитовыми породами в полевом шпате можно наблюдать ксеноморфный апатит.

По мнению Т. Н. Ивановой, «. . . луявритовые пегматиты целесообразнее называть пегматоидными луявритами до выяснения генезиса самих луявритовых жил» (1963, стр. 207). Несомненно, что, хотя луявритовые пегматиты и отличаются резко повышенным содержанием Ba, Sr и Zr, по типу они близки к «шлировым» пегматитам: в них сохраняются структурные особенности определенной породы и они могут быть связаны с ней серией постепенных переходов. Крупнокристаллические «шлиры» в луявритах Хибин были отмечены Е. Е. Костылевой (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937).

Нефелино-полевошпатовые пегматитовые жилы в апатитовых породах встречаются редко.

Жильные породы

Жильные породы с апатитом распространены главным образом в апатито-нефелиновых телах. По составу и структурным особенностям они близки цементу апатитовой брекчии; в ийолит-уртитах и рисчорритах

эти образования встречены не были, за исключением апатито-титаномагнетитовых жил.

Так называемые «гистерогениты» (жильные породы типа апатитового ийолита — цемента апатитовой брекчии) часто выполняют швы крупных разрывных дислокаций, по которым отдельные блоки апатитовых тел могут быть смещены на десятки метров. Нередко они сопровождаются заворачиванием полосчатости пород.

Т. Н. Иванова (1963) предлагает делить все «гистерогенические» жилы по содержанию апатита на существенно апатитовые, апатитовые и апатитсодержащие. Однако при делении этих образований на две возрастные группы она выделяет жилы, близкие к апатитовому ийолиту, и «мелкоблоковые выполнения». «Мелкоблоковые выполнения» тектонических нарушений в бедных апатитом породах Т. Н. Иванова считает сингенетичными с богатыми (пятнистыми) породами, внедрившимися несколько позже, прочие же «гистерогениты» она связывает с формированием апатитовой брекчии.

Апатит «гистерогенитов» по форме и размеру зерна не отличается от апатита вмещающих пород.

Образованиями, близкими по типу к «гистерогенитам», являются маломощные (3—5 см) сфеновые и сфено-эгирин-авгитовые жилки. Они сравнительно часто встречаются в пределах Юкспорского и Куэльпорского месторождений. Сложены такие жилки крупными таблитчатыми индивидами сфена и призматическими зернами эгирин-авгита, на границе с апатито-нефелиновыми породами, резко насыщенными включениями апатита и имеющими пойкилитический облик. Апатито-титаномагнетитовые жилы в апатитовых телах ничем не отличаются от тех, которые встречаются в ийолит-уртитах.

Эвдиалитовые и эвдиалитово-эгириновые жилки в апатитовых породах Поачвумчорра представляют собой маломощные жильные образования (1—3 см), сложенные крупными (0.5—0.8 см) идиоморфными зернами черного эгирина и красного эвдиалита. Эти жилки широко развиты в массивных рисчорритах, вмещающих апатитовые жилы. В апатитовых породах жилки приобретают четковидную форму и обогащаются апатитом, вследствие чего их границы становятся менее ясными.

Жилы полевошпатового ийолита в районе горы Поачвумчорр известны по работам А. С. Амеландова (1934). Краткие сведения о них приводятся А. В. Галаховым (1959), детально изучены жильные ийолиты горы Поачвумчорр Т. Н. Ивановой (1963).

Полевошпатовый ийолит содержит апатит в виде акцессора. Мелкие изометричные зернышки апатита встречаются здесь в интерстициях между зернами нефелина и пироксена.

Апатитовые тела секутся серией жильных пород, которые вообще не содержат апатита или же этот минерал встречается в них крайне редко. К таким образованиям относятся луявритовые жилы, жилы тингуаитов, щелочных базальтов и мончикитов.

Жильные луявриты в апатитовых телах встречаются в районе гор Расвумчорр, Юкспор, Кукисвумчорр и Поачвумчорр. Именно в этом районе наблюдаются и крупные интрузивные тела, сложенные луявритами (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937).

В неизмененном виде жильные луявриты по структуре и составу не отличаются от других меланократовых луявритов Хибинского и Ловозерского щелочных массивов. Это нефелиновые сиениты трахитоидной текстуры с лейстовым полевым шпатом, содержащие от 30 до 50% темноцветных минералов и от 20 до 40% калиевого полевого шпата. В районе горы Юкспор преобладают лампрофиллитовые луявриты; бариевый лампрофил-

лит составляет в их объеме до 15%. Реже встречаются луявритовые жилы, обогащенные эвдиалитом (рис. 14). Апатит в луявритах наблюдается

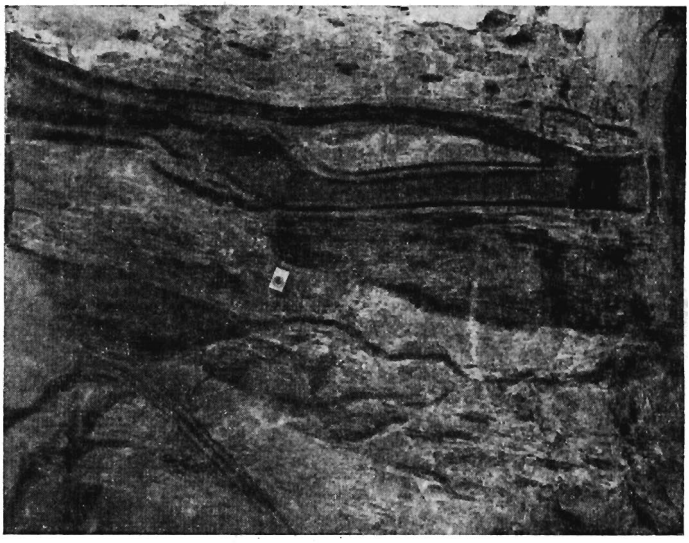


Рис. 14. Резко секущая луявритовая жила в линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породе. *Светлые оторочки по краям жилы* — эвдиалит (Юкспор).

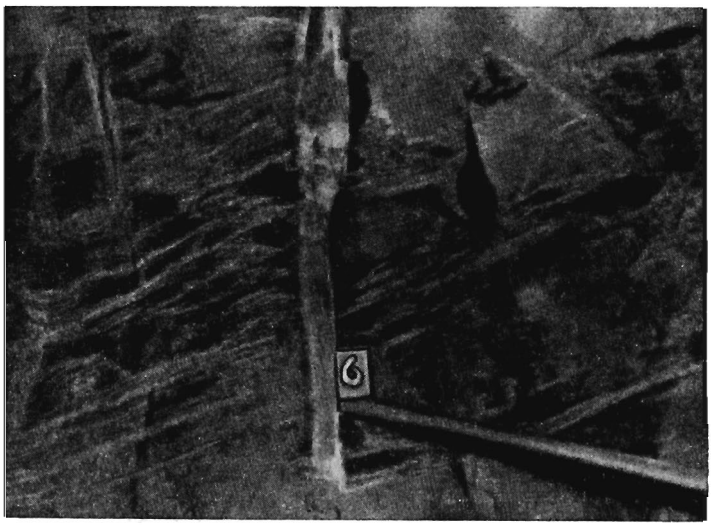


Рис. 15. Натролитовая жилка (*светлое*), выполняющая полость микросброса в линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породе (Юкспор).

только у контакта с апатитовыми породами, на расстоянии не более 1 см от контакта.

В районе горы Ньорпахк в канавах и по скважинам в апатитовой породе встречены две секущие жилы мощностью 2 и 3 м, представленные жильной породой порфировой структуры, несколько измененной поздними процессами. Основная масса породы сложена тонкими волокнами

эгирина, лейстами полевого шпата и неправильными зернами нефелина. По нефелину развит гидрослюдистый агрегат и цеолиты. Во вкрапленниках в одном случае наблюдается измененный нефелин, в другом — полевой шпат. Согласно Б. М. Куплетскому (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), эти породы можно отнести к измененным тингуаитам. У контактов с апатито-нефелиновыми породами жильные породы типа тингуаита более грубозернистые, обогащены полевым шпатом и содержат отдельные неправильные зерна апатита.

Жильная порода типа щелочного базальта встречена также в районе горы Ньорпахк, в двух канавах на западном склоне горы. Порода сильно изменена. Основная ее масса сложена хлоритом, биотитом, слюдой, пироксеном; вкрапленники представлены авгитом. Контакты жилы с апатито-нефелиновой породой резко секущие.

Несколько мончикитовых жил имеется в апатито-нефелиновых породах Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского тела: одна такая жила обнаружена на горе Куэльпор, другая — на горе Ньорпахк. Крутопадающие мончикитовые жилы имеют мощность от 1 до 10 м. Чаще встречаются жилы оливинового мончикита.

В апатитовых телах мончикиты нередко серпентинизированы и карбонатизированы. Апатит в мончикитах отсутствует, мелкие зерна его можно наблюдать только у зальбандов жил. В мончикитовых жилах встречены ксенолиты сильно измененных апатито-нефелиновых пород. По ксенолитам апатито-нефелиновых пород развит пегматоидный полевошпатовый агрегат, содержащий включения пироксенов, амфибола, нефелина и апатита; каплевидные зерна апатита образуют в полевом шпате небольшие скопления. В первоначальном виде апатито-нефелиновые породы сохраняются только в центре ксенолитов.

У контактов мончикитовых жил апатито-нефелиновые породы не претерпевают сильных изменений, воздействие на них со стороны мончикитов выражается только в том, что апатит около контактов жил часто раздроблен и сцементирован кальцитом и цеолитами.

Жилки, сложенные поздними эндогенными минералами

Сложенные наиболее поздними эндогенными минералами жилки встречаются в апатитовых породах довольно часто. Они выполняют полости небольших диаклазов и микросбросов (рис. 15), нередко развиваются вдоль трещин отдельности пород.

Некоторые жильные образования, выделенные в данную группу, близки по составу к крупнокристаллическим эпигенетическим жилам, что доказывает существование в Хибинском плутоне непрерывного ряда постмагматических эндогенных образований. Разграничение поздних эндогенных жилок и так называемых эпигенетических жил может быть только условным. Поздние эндогенные жилки не содержат крупных кристаллов минералов, не зональны и не имеют таких характерных акцессориев эпигенетических жил как лампрофиллит, эвдиалит, энигматит, кнопит, ферсманит, ильменит и фторгидроксилапатит.

Поздние эндогенные жилки можно условно разделить на метасоматические жилки замещения и жилки выполнения.

Метасоматические жилки замещения имеют неровные границы, часто четковидную форму; в них можно встретить реликты первичных минералов окружающих пород.

Жилки выполнения отличаются четкими границами и выдержанной мощностью (0.1—5 см). В них отсутствуют реликты первичных минералов.

Взаимные пересечения жилок замещения и жилок выполнения не

встречены; по-видимому, эти образования развивались вдоль заранее подготовленной тектоникой системы трещин и являются результатом единого непрерывного процесса.

Метасоматические жилки замещения состоят из: 1) зеленого волокнистого эгирина, 2) волокнистого эгирина и мелкочешуйчатого лепидомелана, 3) волокнистого эгирина, лепидомелана и канкринита, 4) тонковолокнистого пектолита, 5) волокнистого пектолита с флюоритом, 6) канкринита, 7) канкринита с флюоритом.

Чаще всего встречаются жилки зеленого волокнистого эгирина с лепидомеланом и канкринитом. В небольших количествах в них встречаются волокнистый астрофиллит и волокнистый сфен. В долине р. Кунйок в керне буровой скважины в апатито-нефелиновых породах встречена жилка волокнистого эгирина с виллиомитом. Непрерывная в массивном уртите, в апатитовой породе она приобретает четковидную форму, отдельные зерна виллиомита располагаются в интерстициях апатитовых зерен. Это единственная находка виллиомита в апатитовой породе, в то время как в ийолит-уртитах и рисчорритах виллиомит около апатитовых месторождений встречается сравнительно часто.

Флюорит в апатитовых телах также очень редок. В эпигенетических жилах и поздних эндогенных жилках среди ийолит-уртитов и рисчорритов он наблюдается гораздо чаще.

Для метасоматических жилок замещения особенно характерны волокнистые структуры (эгирин, пектолит, астрофиллит, сфен), причем волокна минералов располагаются или неправильно, или параллельно границам жилок. Даже канкринит в этих жилках образует сноповидные агрегаты. Около метасоматических жилок и в самих жилках распространены так называемые короните — келефитовые каемки вокруг эгирин-авгита, энигматита, реже — ильменита и сфена. Келефитовые каемки сложены тонкими волокнами амфибола (по эгирин-авгиту), эгирина и астрофиллита (по энигматиту), сфена (по ильмениту), рамзаита и пектолита (по сфену).

Около некоторых особенно мощных (до 20 см) поздних эгириновых жилок с лепидомеланом нефелин апатитовых пород замещается мелкозернистым гидрослюдистым агрегатом; подобное явление наблюдалось на горах Юкспор и Расвумчорр.

Жилки выполнения точнее можно было бы определить как жилки преимущественного выполнения. Процессы замещения развиты как в них самих — один вторичный материал может замещаться другим, так и около них — первичные минералы окружающей породы испытывают около жилок частичное замещение, однако на четкости границ жилок это замещение не сказывается.

Жилки выполнения состоят из натролита, канкринита, кальцита.

Наиболее характерны натролитовые жилки (см. рис. 15). В ийолит-уртитах состав жилок выполнения более разнообразен. Так, в ийолит-уртитах встречены гакманитовая жилка с уссингитом, жилка сульфат-канкринита с халькопиритом, кальцитовая жилка с франколитом. Около кальцитовой жилки с франколитом по нефелину уртита развиты псевдоморфозы мелкозернистого кальцита с гётитом.

Жилки воскоподобного сапонита, возможно, также являются эндогенными низкотемпературными образованиями. Встречаются они вдали от дневной поверхности и не сопровождаются гидрослюдистыми и глинистыми минералами; слагающий их сапонит очень чистый и плотный.

Для жилок выполнения характерно мелкозернистое плотное сложение. Реже наблюдается поперечно-шестоватое строение (натролит, канкринит). Франколит в кальцитовой жилке представлен мелкими футлярообразными индивидами.

ТРЕЩИННЫЕ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА В АПАТИТОВЫХ ТЕЛАХ

На дневной поверхности щелочные породы Хибин испытывают активное физическое выветривание; химическое выветривание развито слабо. Проявляется оно в растворении нефелина и отложении из растворов аллофана и опала, который раскристаллизовывается затем в халцедон. Интенсивное развитие процессов химического выветривания в Хибинах наблюдается вдоль тектонически ослабленных зон, которое прослеживается на глубину до 400 м от дневной поверхности. Зоны гипергенеза пересекают апатитовые тела.

Тектонические зоны, по которым развиваются процессы гипергенеза, представляют собой своеобразные диаклазы, характеризующиеся повышенной трещиноватостью пород. Мощность зон 0.2—30 м, размер отдельных трещин 0.5—20 мм. Развивающиеся вдоль этих зон процессы химического выветривания свидетельствуют о том, что это наиболее поздние тектонические нарушения.

Так называемые «разрушенные зоны» известны с 30-х годов. В 1939 г. они изучались П. Н. Чирвинским, в 1949 г. — Ю. В. Никитиным и в 1952—1954 гг. — С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой. Новообразования в этих зонах считались в основном результатом низкотемпературных эндогенных процессов, и только отчасти — результатом процессов гипергенеза (Чирвинский, 1939; Никитин, 1949; Курбатов, Михайлова, 1954).

Наиболее полно и детально трещинные зоны выветривания в породах Хибинского массива описаны М. Д. Дорфманом (1962). Все новообразования в них он рассматривает как результат гипергенеза, а сами зоны называет линейными зонами выветривания. М. Д. Дорфманом установлены в Хибинах такие экзогенные минералы, как монтмориллонит-бейделлит, нонтронит, анатаз и филлипсит. Им выявлена определенная стадийность в изменении первичных минералов пород, выделено два морфологических типа зон выветривания и выдвинута гипотеза о направленности и специфике экзогенного разрушения нефелиновых сиенитов в условиях Крайнего Севера.

В 1959—1960 гг. авторами настоящей работы специально изучались особенности развития гипергенных процессов в апатито-нефелиновых телах. Как и в пределах пород ийолит-уртитового ряда (Дорфман, 1962), тектонические зоны, по которым развиты гипергенные процессы, в апатито-нефелиновых телах четко делятся на крутопадающие и пологопадающие. Трещины здесь грубее, чем во вмещающих породах, а характер трещиноватости в значительной степени зависит от текстуры пород.

В пределах апатитовых месторождений трещинные зоны гипергенеза, по-видимому, располагаются группами, образуя своего рода «узлы».

Одна такая группа выявлена в южной части Юкспорского месторождения, где крупные зоны, круто- и пологопадающие, ветвятся и пересекают одна другую. Пологопадающие зоны часто ответвляются от крутопадающих, а одна небольшая зона (горизонт +740 м) на глубине меняет крутое падение на пологое.

Вторая группа трещинных зон гипергенеза наблюдается в районе Расвумчоррского карьера.

В период полевых исследований 1959 г. были установлены своеобразные «узлы» разрушенных зон в районе ущелья Дразнящее эхо и в северной части Ньорпахского месторождения.

Мощность разрушенных зон в апатитовых породах у дневной поверхности достигает 16—30 м, с глубиной она уменьшается.

М. Д. Дорфман (1962) особо подчеркивает разный качественный состав гипергенных минералов в полого- и крутопадающих зонах гипергенеза. В разрушенных зонах апатитовых пород эта закономерность в большинстве случаев не выдерживается. Из семи наблюдавшихся пологопадающих зон в пяти качественный состав гипергенных минералов оказался таким же, как и в крутопадающих.

В трещинных зонах гипергенеза среди апатитовых пород установлены следующие гипергенные минералы: гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит, опал, халцедон, нонтронит, гётит, гидрогётит, анатаз, филлипсит, томсонит и сода. Широкое применение рентгеновского и термического методов исследования позволило доказать, кроме того, присутствие аллофана, галлуазита и каолинита.

Для анализа количественного минерального состава измененных гипергенезом апатито-нефелиновых пород нами была несколько дополнена схема количественного минералогического анализа, предложенная Б. Н. Мелентьевым (1953). Содержание гидроокислов железа в эквиваленте к гидрогётиту во всех фракциях оценивалось по окраске на спектрофотометре, то же самое проделывалось с анатазом, который накапливается в тяжелой неэлектромагнитной фракции вместе со сфеном (см. гидроокислы железа и анатаз). Содержание гидрослюд и глинистых минералов в легкой неэлектромагнитной фракции оценивалось после окрашивания их метиленовым голубым.

Количественный минеральный состав апатито-нефелиновых пород, измененных гипергенными процессами, приведен в табл. 9. Содержащиеся

Таблица 9

Количественный минеральный состав апатито-нефелиновых пород, в различной степени затронутых процессами химического выветривания
(в вес. %)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8
Апатит	69.6	46.0	91.6	36.9	77.0	71.5	52.7	50.0
Нефелин	17.4	33.0	—	44.5	8.7	5.3	12.4	7.0
Гидрослюды	1.1	11.4	4.9	6.4	7.9	8.8	24.7	20.2
Глинистые минералы	0.2	0.5	0.3	2.2	0.6	1.2	5.3	12.0
Полевой шпат	—	1.6	0.5	2.1	—	0.3	2.7	0.6
Титаномагнетит	—	2.0	—	0.9	0.4	0.2	0.1	2.0
Пироксены	3.8	2.0	—	0.1	2.4	4.0	0.6	0.9
Гидроокислы железа	1.9	0.2	0.2	0.1	0.6	0.6	0.3	4.0
Сфен	1.2	0.7	0.2	—	0.8	3.5	0.1	0.7
Анатаз	1.2	—	—	4.1	0.5	3.3	—	0.4

Примечание. 1 — апатитовая брекчия, гора Юкспор; 2 — линзовидно-полосчатая порода, гора Расвумчорр; 3 — пятнистая порода, гора Расвумчорр; 4 — линзовидно-полосчатая порода, гора Расвумчорр; 5 — пятнисто-полосчатая порода, гора Юкспор; 6 — пятнистая порода, гора Юкспор; 7 — линзовидно-полосчатая порода, гора Расвумчорр; 8 — апатитовая брекчия, гора Юкспор. Данные авторов. Составы даны в порядке возрастания содержания глинистых минералов; шестой анализ характеризует изменение породы в пологопадающей зоне, остальные — в крутопадающих.

в таблице данные свидетельствуют о том, что основными гипергенными минералами в породах являются гидрослюды и глинистые минералы, гидроокислы железа и анатаз играют второстепенную роль. Анализы не дают в сумме 100% в результате того, что при дроблении проб был получен значительный выход частиц меньше 10 μ.

Для определения характера изменений в зонах гипергенеза с удалением от дневной поверхности были специально изучены приповерхностные участки зон, центральные и наиболее глубокие. Одновременно анализировалась и горизонтальная зональность гипергенных изменений. При

этом учитывался характер строения трещинных зон выветривания — изучались изменения по краям зон и около отдельных, далеко отстоящих друг от друга, трещин. Результаты наблюдений в виде схемы приведены в табл. 10, схема поясняется рис. 16.

Четких границ между выделенными на схеме зонами нет. Не всегда развиваются они около трещины. Так, в линзовидно-полосчатых породах зоны гипергенных изменений нередко развиваются вокруг отдельных линз ийолитового состава: окружающий их существенно апатитовый ми-

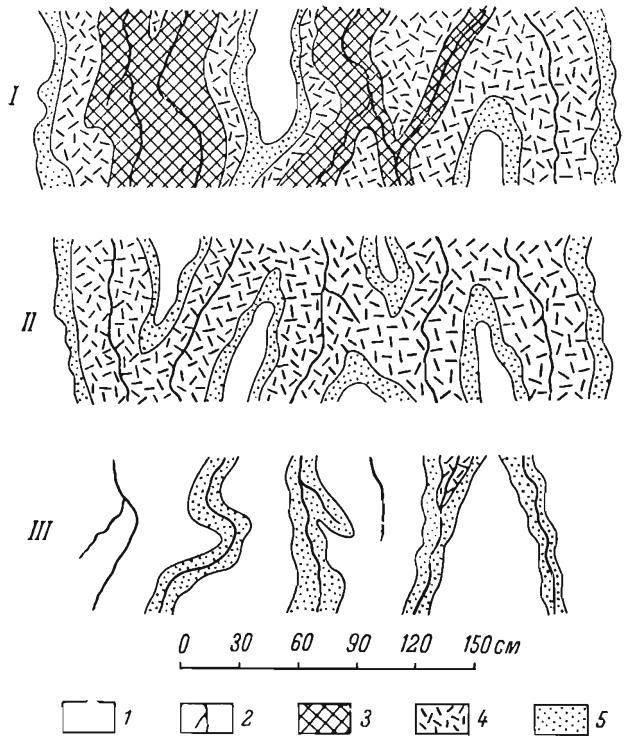


Рис. 16. Внутреннее строение трещинных зон гипергенеза по различным горизонтам Юкспорского апатитового рудника.

Горизонты: *I* — верхний, *II* — центральный, *III* — нижний. *1* — неизмененные породы; *2* — видимые трещины; воны: *3* — максимального изменения, *4* — средней степени выщелачивания и гидратации, *5* — слабого гипергенного изменения.

неральный агрегат отличается грубой пористостью и служит хорошим проводником грунтовых вод.

Замещение первичных минералов гипергенными вдоль трещин приводит к образованию частичных, а затем и полных псевдоморфоз. При этом часто сохраняются и структура первичных минеральных агрегатов, и текстурные особенности апатитовых пород. Последовательность замещения одного гипергенного минерала другим не всегда можно наблюдать непосредственно в образцах разрушенной гипергенезом руды. Часто стадийные минералы образуют смесь, или же в псевдоморфозах по первичным минералам отсутствуют переходные продукты изменений. Так, например, нередко можно наблюдать полные псевдоморфозы бейделлита-монтмориллонита по нефелину.

Таблица 10

Схема развития гипергенных процессов замещения в апатитовой породе около одной трещины

Зона максимального изменения pH = 6—6.5	Зона средней степени выщелачивания и гидратации pH = 7—8.5	Зона слабого гипергенного изменения pH = 9
Апатит — слабое растворение, пленки и примазки гипергенных минералов.	Апатит — очень слабое растворение, пленки и примазки гипергенных минералов.	Апатит.
Сфен — анатазовый лейкоксен.	Сфен — анатазовый лейкоксен.	Сфен — корочки анатаза.
Пироксены — гидрогётит, аллофан.	Пироксены — гётит — гидрогётит.	Пироксены — гётит.
Гидрогётит.	Титаномагнетит — гидрогематит — гётит — гидрогётит.	Титаномагнетит — гидрогематит — гётит.
Нефелин — растворение — пустоты выщелачивания, выпадение из растворов опала и аллофана.	Нефелин — калиевая гидрослюда — иллит — бейделлит — монтмориллонит.	Нефелин — калиевая гидрослюда — иллит.
Иллит — монотермит — каолинит.		
Бейделлит — монтмориллонит — галлуазит — каолинит.		

Примечание. Номера зон указаны на рис. 16.

Даже при наиболее интенсивном развитии гипергенных процессов полное замещение всех зерен какого-либо минерала наблюдается редко. По-видимому, сказывается неоднородная пористость апатитовой породы. Определенную роль может играть и газовая составляющая пород (Петерсилье, 1959). Опыты показали, что пузырьки газа частично закупоривают поры пород и препятствуют фильтрации вод.

Указанные на схеме значения pH определены в пробах воды, отобранных З. И. Комаровой из тонких полых трещин в верхней, центральной и наиболее глубокой зонах. Щелочность вод в течение года не остается постоянной; весной, в период таяния снегов, она падает благодаря большому количеству воды, поступающей в трещины.

При изучении трещинных зон выветривания в апатитовых телах было обращено внимание на то, что трещины могут оставаться полыми, но могут быть выполнены и продуктами отложения и переотложения (рис. 17). М. Д. Дорфман (1962) не различает гипергенные продукты замещения первичных минералов и гипергенные продукты отложения и переотложения, которые были выделены П. Н. Чирвинским (1939). В «охристых» зонах П. Н. Чирвинский прежде всего выделил продукты замещения и продукты отложения.

Ниже приведена схема расположения отложенных и переотложенных гипергенных минералов в трещинах разрушенных зон. Наблюдаются они не всегда, а только в случае интенсивного развития гипергенных процессов.

Верхние участки зон гипергенеза	Центральные участки	Наиболее удаленные от поверхности участки
Опал.	Галлуазит.	Бейделлит-монтмориллонит.
Халцедон.	Бейделлит-монтмориллонит.	Филлипсит.
Аллофан.	Гидрогётит.	Томсонит.
		Шабазит.

В пределах апатитовых месторождений встречаются низкотемпературные эндогенные образования, сходные по минеральному составу с отдельными участками трещинных зон выветривания. К ним прежде всего сле-

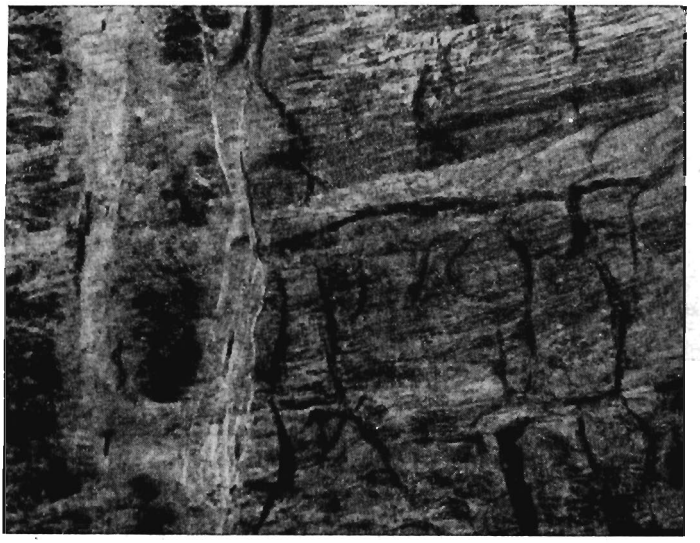


Рис. 17. Крутопадающая трещинная зона гипергенеза в линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породе. Серия сближенных трещин выполнена белым монтмориллонитом (Юкспор).

Рис. 18. Включения апатита в зернах нефелина. Шлиф, без анализатора, увел. 12.

дует отнести некоторые гидрослюдистые псевдоморфозы по нефелину и одиночные жилки плотного воскоподобного сапонита. Трещинные зоны выветривания отличаются от этих образований строением, характером зональности и уменьшением интенсивности изменений на глубину.

Нередки случаи, когда процессы гипергенеза накладываются на низкотемпературные эндогенные образования, наследуя тектонические зоны. Происхождение отдельных низкотемпературных минералов оказывается в таких случаях весьма спорным.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренный выше материал позволяет выделить и сопоставить основные типы минеральных ассоциаций, которые развиты в районе апатитовых месторождений. Прежде всего нами должны быть выделены минеральные агрегаты, в которых апатит является породообразующим минералом и минеральные агрегаты, в которых апатит играет роль акцессорного минерала или отсутствует совсем.

Среди минеральных агрегатов, в которых апатит играет главную роль, можно выделить:

1) существенно апатитовый агрегат апатито-нефелиновых пород и близкие к нему по характеру мелкие скопления апатита в ийолит-уртитах;

2) сфено-апатитовый агрегат апатито-сфено-нефелиновых пород;

3) полевошпато-нефелино-апатитовый агрегат Поачвумчоррского месторождения и мелкие скопления апатита в рисчорритах;

4) апатитовые, апатитовые с натролитом, сфено-апатитовые и эгирино-апатитовые шлировидные и жилоподобные обособления в пегматитах и эпигенетических жилах среди ийолит-уртитов и рисчорритов.

Первые три вида минеральных агрегатов представлены, по существу, одной парагенетической ассоциацией минералов и отличаются только количественными соотношениями различных минералов и структурой. Иной характер имеют скопления апатита, приуроченные к пегматитам и эпигенетическим жилам; в этом случае апатит ассоциирует не с типичными породообразующими минералами, а с эгирином, натролитом, канкринитом и пектолитом.

В районе апатитовых месторождений встречаются минеральные агрегаты в основном силикатного состава, но со значительным содержанием апатита (10—20%), они имеют подчиненное развитие. Среди них можно выделить: а) вмещающие породы, насыщенные апатитом вблизи апатитовых тел, — уртит с апатитом, рисчоррит с апатитом и сфеновые ийолит-уртиты; б) породы, секущие существенно апатитовые агрегаты, — брекчирующий апатитовый ийолит, секущие жилы апатитового ийолита («гистерогениты») и апатито-титаномагнетитовые жилы. Брекчирующий апатитовый ийолит и «гистерогениты» распространены только в апатито-нефелиновых телах, мелкие же апатито-титаномагнетитовые жилы встречаются в ийолит-уртитах независимо от близости крупных апатито-нефелиновых тел. Во всех этих образованиях апатит является породообразующим минералом.

Все нефелиновые сиениты, слагающие массив, являются минеральными агрегатами второго типа. Апатит в них содержится в качестве акцессорного минерала. Эта группа пород характеризуется тем, что апатит в них распространен по всей мощности пород, при этом замечательно, что апатит во всех этих породах тяготеет к темноцветным минералам.

Другую группу пород, в которых апатит играет роль акцессория, составляет ряд поздних образований, секущих апатитовые тела. Секущие жильные породы вообще тем ближе по составу к обогащенным апатитом породам, чем они ближе к ним по времени образования, и наоборот.

Наиболее ранними являются обогащенные апатитом ийолит (цемент брекчии) и гистерогениты. Начиная с жильных луявритов, все секущие поздние образования представлены минеральными агрегатами, в которых апатит либо присутствует в качестве акцессория, либо отсутствует совсем. При этом в большинстве случаев апатит сконцентрирован у зальбандов жил, около их контактов с апатитовыми породами (луявриты, мончикиты

и др.). Содержание акцессорного апатита не зависит от содержания в жильных породах темноцветных минералов.

Характерной особенностью всех грубокристаллических агрегатов, распространенных в апатитовых телах, является то, что они в подавляющем большинстве относятся к минеральным агрегатам второго типа, т. е. сложены в основной своей массе силикатами.

Мы рассмотрели два типа минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по содержанию апатита. Большинство их представлено одной характерной ассоциацией: нефелин, апатит, эгирин-авгит, сфен и калиевый полевой шпат. Однако в пределах апатитовых месторождений встречаются и иные характерные ассоциации минералов. Из жильных пород резко отличаются в этом отношении наиболее поздние мончикиты и щелочные базальты. Так, кроме калиевого полевого шпата и нефелина, в составе мончикитов принимают участие авгит, оливин и магнетит.

Пегматиты в апатитовых телах сложены в основном породообразующими минералами нефелиновых сиенитов; они обогащены акцессориями, типичными для пород Хибинского массива. Только в отдельных частях пегматитов значительное развитие получила особая ассоциация минералов, слагающая также наиболее поздние эндогенные жилки. Из этих минералов особенно характерны волокнистый эгирин, канкринит и натролит.

Наконец, особую ассоциацию в районе апатитовых месторождений составляют минералы, развивающиеся вдоль зон повышенной трещиноватости пород и являющиеся продуктами их химического выветривания.

Таким образом, нефелиновые сиениты и существенно апатитовые агрегаты, состоящие, кроме апатита, из породообразующих минералов нефелиновых сиенитов, составляют основной объем апатитовых месторождений, минеральные же агрегаты иного типа играют в них подчиненную роль. Это, однако, не мешает им оказывать существенное влияние на качество сырья и процессы его технологической переработки, ярким примером чему служат зоны апатитовых пород, измененных гипергенезом.

ЧАСТЬ II

МИНЕРАЛЫ ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Апатитовые месторождения имеют пестрый и сложный минеральный состав, что вообще характерно для пород Хибинского щелочного массива. Не все минералы, известные в Хибинах, встречены в пределах апатитовых месторождений, но все наиболее типичные хибинские минералы принимают участие в их составе. Всего в пределах апатитовых месторождений обнаружено 53 минеральных вида.

I. Сульфиды

Пирит.
Халькопирит.

II. Галоиды

Виллиомит.
Флюорит.

III. Окислы и гидроокислы

1. Простые окислы.

Гематит.
Анатаз.

2. Сложные окислы.

Ильменит.
Манганоильменит.
Ульвошпинель.
Магнетит.
Кнопит.
Опал.

3. Гидроокислы.

Гиббсит.
Лепидокрокит.
Гётит.
Гидрогётит.

IV. Карбонаты

Кальцит.
Термонатрит.

V. Фосфаты

Апатит.
Франколит.

VI. Силикаты

1. Островные и кольцевые силикаты.

Сфен.
Ринколит.
Лампрофиллит.
Энигматит.
Эвдиалит.

2. Цепочечные и ленточные силикаты.

Эгирин.
Эгирин-авгит.
Амфиболы щелочные.
Астрофиллит.
Пектолит.

3. Слоистые силикаты.

Лепидомелан.
Гидромусковит (либенерит).
Иллит.
Каолинит.
Галлуазит.
Сапонит.
Бейделлит.
Монтмориллонит.
Нонтронит.

4. Каркасные силикаты

Калиевый полевой шпат.
Нефелин.
Содалит.
Канкринит.
Усспнгит.

Цеолиты

Анальцим.
Шабазит.
Натролит.
Томсонит.
Филлипсит.

5. Рентгеноаморфные силикаты.

Ловчоррит.
Аллофан.
Цирфесит.
Вудъяврит.

Наиболее многочисленны силикаты и окислы, и только отдельными минеральными видами представлены фосфаты, карбонаты, галоиды и сульфиды.

По количественному содержанию все минералы апатитовых месторождений можно разделить на три группы: главные минералы, второстепенные и минералы, общее содержание которых в апатитовых телах незначительно. Среди последних можно выделить минералы, рассеянные в породах (акцессорные минералы), и минералы, встречающиеся в породах спорадически, образующие местами скопления, местами вообще отсутствующие. К этой группе относятся и гипергенные минералы, распространенные и сконцентрированные только в трещинных зонах гипергенеза.

При рассмотрении отдельных минералов апатитовых месторождений, которому посвящен настоящий раздел, мы расположили минералы по их роли в апатитсодержащих породах. Этим же признаком определяется степень изученности минералов и детальность их характеристики. При описании каждого отдельного минерала прежде всего рассматриваются его распространенность в породах, содержание и парагенезис, что определяет объект исследования и помогает в дальнейшем рассматривать химический состав и физические свойства минерала в связи с геологическими условиями его нахождения. Физические свойства главных и второстепенных минералов разбираются после характеристики особенностей их химического состава, поскольку имеющийся материал позволяет в той или иной мере анализировать зависимость физических свойств от изменений химического состава.

При изучении минералов Хибинских апатитовых месторождений использовались обычные методы химического, рентгеновского и оптического исследования. Несколько оригинальная методика была применена при изучении окраски с помощью спектрофотометра СФ-2М (Дудкин, Кравченко-Бережной, 1963), измерении показателей преломления и дисперсии угла оптических осей.

Специфика изучения каждого отдельного минерала заставляет при изложении материала в отдельных случаях особо останавливаться на методике тех или иных определений и на их воспроизводимости. В целом авторы располагали 160 полными химическими анализами минералов, примерно 700 частными определениями, около 90 рентгеновскими определениями, а также большим числом определений удельного веса минералов, показателей светопреломления и др.

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Апатит

$Ca_{10}(PO_4)_6(F,OH)_2$

Гексагональная сингония

Распространение. Распространение апатита и общие закономерности его поведения в пределах массива рассмотрены в первой части, в значительной мере посвященной этому вопросу. Здесь мы остановимся только на некоторых частных вопросах, имеющих принципиальное значение. Следует отметить, что содержание апатита в одной и той же породе заметно колеблется, но при этом в большинстве случаев наиболее часто отмечающиеся содержания апатита концентрируются в сравнительно узком интервале значений, по одну сторону от среднеарифметического, обычно в области меньших содержаний. Это позволяет сделать заключение, что статистическое распределение содержаний апатита в отдельных типах пород характеризуется одновершинными кривыми распределения с положительной асимметрией. Исключение составляет гораздо менее равномерное распределение содержания апатита в породах Поачвумчоррского месторождения.

М. С. Сахаровой (1955) установлены нормальные статистические распределения содержаний апатита для пятнистых и линзовидно-полосчатых апатито-нефелиновых пород Кукисвумчоррского месторождения. Но даже грубая графическая оценка характера распределения этих содержаний в пределах других месторождений показывает, что распределение содержания апатита в линзовидно-полосчатых и пятнистых породах далеко от нормального распределения. Это вполне естественно, поскольку сами породы представлены несколькими минеральными агрегатами, количественные соотношения которых на различных участках месторождений различны. По-видимому, более точно вопрос о характере статистического распределения содержания апатита в апатито-нефелиновых породах может быть решен только в результате очень большого числа определений.

Апатит ассоциирует практически со всеми минералами, встреченными в районе апатитовых месторождений. Исключением являются только мурманит и ломоносовит. Не наблюдались непосредственные границы зерен апатита с флюоритом, некоторыми цеолитами (шабазит, томсонит и филлипсит) и мурманитом-ломоносовитом. Очень часто апатит включен в зерна других породообразующих минералов: пироксенов, сфена и титаномагнетита. Мелкие правильные зерна апатита равномерно распределены в темноцветных минералах. Менее характерны включения апатита в нефелине. Они представлены неправильными зернами и распределены неравномерно (рис. 18). В полевом шпате Поачвумчоррского месторождения включения апатита располагаются в виде цепочек, в полевом же шпате всех других месторождений апатит встречается редко, в виде неравномерно рассеянных, частично ограненных кристалликов.

Форма и размер зерна, характер мономинеральных обособлений. Форма и размер кристаллических индивидов апатита Хибинских месторождений рассматривались рядом исследователей. Подробные сведения по этому вопросу даны А. Н. Лабунцовым (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), обратившим особое внимание на агрегатное строение мономинеральных обособлений апатита в рудах. Сравнительный анализ морфологии апатита крупных месторождений, акцессорного апатита и апатита из пегматитов им не производился.

Формы зерен акцессорного апатита ийолит-уртитов и апатита, слагающего апатито-нефелиновые и апатито-сфено-нефелиновые породы, близки

между собой. Это правильные короткостолбчатые, столбчатые до игольчатых зерна. Такие формы весьма характерны для акцессорного апатита рисчорритов и ийолит-уртитов, существенно апатитового агрегата апатито-нефелиновой породы, сфено-апатитового агрегата с призматическим сфеном, большей части мелких скоплений апатита в ийолит-уртитах, апатито-титаномагнетитовых жил, а также цемента апатитовой брекчии и гистерогенитов, секущих апатито-нефелиновую породу.

Некоторым своеобразием отличается форма зерен апатита из Поачвумчоррского месторождения и мелких скоплений апатита в рисчорритах, где он представлен мелкими удлиненными и крупными изометричными зернами с неровными краями.

У акцессорного апатита вмещающих пород и апатита всех месторождений, в том числе и Поачвумчоррского, наблюдаются отдельные кристаллические грани. Авторы попытались определить частоту встречаемости различных граней. В большинстве случаев символы простых форм можно было установить по форме зерна и наличию других граней; углы между гранями проверялись на федоровском столике с опак-иллюминатором.

У апатита всех месторождений встречаются одни и те же грани: $(10\bar{1}0)$, $(10\bar{1}1)$ и (0001), принадлежащие простым формам m, x и c. Ниже приводится число случаев наблюдения граней различных форм при просмотре ста зерен каждой разновидности апатита.

Апатито-нефелиновая порода:

1) мелкозернистый апатит, столбчатые зерна: m — 20, x — 8, c — 4;
2) игольчатый апатит: m — 40, x — 10, c — 4;
3) крупные столбчатые зерна: m — 4, x — 2, c — 1.

Апатито-нефелино-полевошпатовая порода (Поачвумчоррское месторождение):

1) мелкие удлиненные зерна: m — 2, x — 7, c — 2;
2) крупные изометричные зерна: m — 1, x — 5, c — 2.

Те же формы огранки наблюдались и у зерен акцессорного апатита, извлеченного из ийолит-уртитов, причем, судя по их сечению в шлифах, акцессорный апатит огранен гораздо чаще. Вообще все зерна апатита, включенные в другие минералы, мельче и обладают наиболее правильными формами.

У всех рассмотренных выше разновидностей апатита чаще всего встречаются грани призмы, исключением является лишь апатит Поачвумчоррского месторождения.

В апатито-нефелиновых породах описываемый минерал имеет линейную или плоскостную ориентировку в пространстве. Замечательно, что вершинные формы у него при этом развиты слабее, чем боковые.

В пегматитах, залегающих среди вмещающих пород, апатит в большинстве случаев представлен правильными кристаллами, реже в них встречаются мелкие и крупные индивиды этого минерала неправильной формы. Форма кристаллов апатита в пегматитах самая разнообразная: коротко-призматическая, шестоватая, игольчатая, «токовая». Шестоватые кристаллы и иголочки апатита слагают радиально-лучистые агрегаты; встречаются сферолиты апатита почти волокнистого строения.

О характере и степени огранки кристаллов апатита в пегматитах можно судить по следующим определениям частоты встречаемости различных форм (просматривалось сто монокристаллов):

1) мелкозернистый апатит из эгирино-апатитового скопления, пегматит в рисчоррите: m — 70, x — 60, c — 20, y — 5, s — 5, a — 5;

2) шестоватые кристаллы, скопление апатита в пегматите, зона рисчорритов: m — 100, x — 80;

3) короткопризматические кристаллы из пегматита в уртите: m — 80, c — 80.

В пегматите из зоны рисчорритов, кроме обычных для хибинского апатита форм, имеются грани (20$\bar{2}$1), (11$\bar{2}$0) и (11$\bar{2}$1).

Своеобразные морфологические разновидности рассматриваемого минерала встречаются в различных жильных образованиях. В луявритовых жилах, в их зальбандах, можно наблюдать ксеноморфный апатит (рис. 19). В мончикитовых дайках отмечены обособления каплевидных зернышек этого минерала, приуроченные к сильно измененным ксенолитам апатито-нефелиновой породы в мончикитах. У контактов с мончикитовыми жилами апатит вмещающих пород раздроблен и сцементирован кальцитом и цеолитами (рис. 20). В жилках метасоматического типа, сложенных наиболее поздними эндогенными минералами, иногда можно встретить отдельные, сильно изъеденные зерна апатита.

Очень тонкоигольчатый, почти волокнистый апатит развит в апатито-нефелиновых породах Куэльпорского месторождения на контакте со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами.

У хибинского апатита во многих случаях отмечается грубая отдельность по (0001). В трещинных зонах гипергенеза зерна минерала часто резорбированы по отдельности. Поверхность апатитовых зерен никогда не бывает гладкой. На ней постоянно наблюдаются фигуры роста и растворения, гребни и желобки, вицинальные грани. Кроме того, на поверхности апатитовых зерен при больших увеличениях часто можно видеть тонкую темную сыпь. В мономинеральных агрегатах апатитовые зерна несут на себе многочисленные отпечатки соседних зерен.

Фигуры роста и растворения минерала согласуются с его симметрией. Положительные формы встречаются сравнительно редко, главным образом на гранях пинакоида (0001); представлены они усеченными гексагональными пирамидками. Отрицательные формы наблюдаются чаще: на гранях призмы это удлиненные прямоугольные углубления, на гранях пирамиды — трехгранные пирамидальные углубления. Особенно характерны отрицательные формы для апатита трещинных зон выветривания. Удалось получить их и искусственно — путем травления минерала 10%-й уксусной кислотой в течение трех часов.

Зерна апатита почти всегда меньше зерен нефелина, полевого шпата, пироксенов, сфена и титаномагнетита. Размер мелких зерен варьирует от 0.1 до 1 мм, крупных — от 2 до 12 мм. Иголочки апатита имеют в длину 2—20 мм, в редких случаях 30 см. Крупные кристаллы апатита в пегматитах имеют размер 1×3 см, иногда 5×10 см.

Во всех обогащенных апатитом породах и в некоторых пегматитах имеются мономинеральные обособления апатита. Для апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых пород типичен сахаровидный агрегат мелкозернистого апатита с включениями отдельных более темных игольчатых зерен (рис. 21). В апатито-нефелиновых породах распространен также мономинеральный агрегат крупнозернистого апатита в смеси с мелкозернистым. Крупные столбчатые зерна встречаются только в мономинеральном агрегате, то же относится и к крупным иголочкам, обычно имеющим дымчатую окраску. В штольне 5 Юкспорского рудника в апатитовом агрегате линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породы встречены слегка изогнутые (3—10°) иглы апатита длиной до 30 см, сечением 3—4 мм.

В апатито-сфено-нефелиновых породах и в трахитоидных ийолитах на горе Коашва встречаются равномернозернистые мономинеральные обособления апатита, сложенные только крупными столбчатыми зернами.

В пределах Поачвумчоррского месторождения наблюдается или однородный мелкозернистый мономинеральный апатитовый агрегат, или однородный крупнозернистый. Мономинеральные или почти мономинеральные

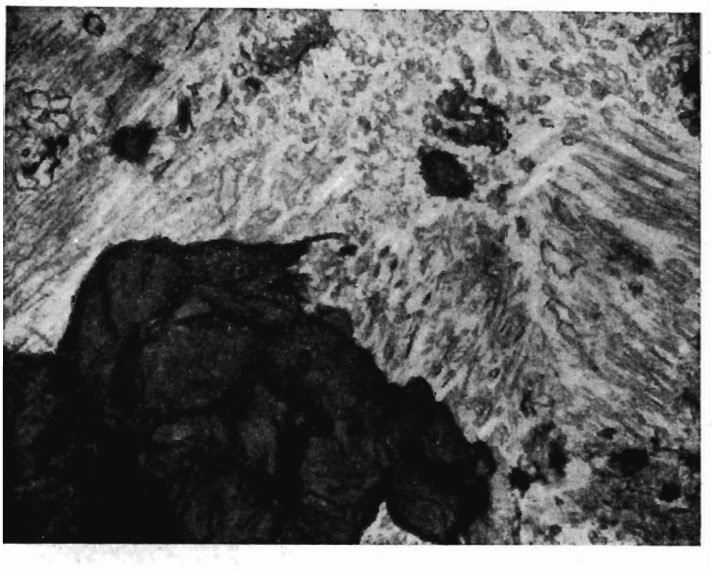


Рис. 19. Ксеноморфный апатит (*серое*) в полевом шпате (*светлое*) луяврита; *темное* — волокнистый эгирин. Контакт луявритовой жилы с апатито-нефелиновой породой. Шлиф, без анализатора, увел. 14.

скопления апатита в пегматитах в большинстве случаев также однородны: они сложены какой-либо одной морфологической разновидностью. Струк-

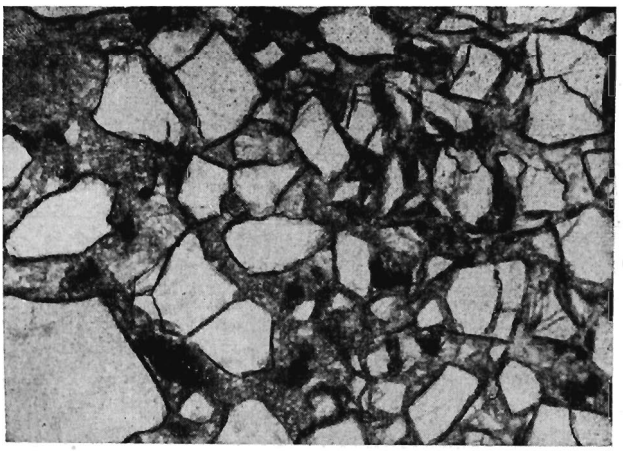


Рис. 20. Апатит (*светлое*) пятнистой апатито-нефелиновой породы, раздробленный на контакте с мончикитовой жилой и сцементированный кальцитом и цеолитами. Шлиф, без анализатора, увел. 25.

тура апатитовых шлиров и жил в пегматитах при этом может быть самой разнообразной: равномернозернистой, блоковой, метельчатой, радиально-лучистой.

Плотные параллельно-шестоватые мономинеральные скопления образует тонкоигольчатый апатит, развитый на контакте со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами (гора Куэльпор).

Таким образом, в большинстве случаев мономинеральные обособления апатита однородны. Исключением являются агрегаты, типичные для апатито-нефелиновых пород, в меньшей степени — для апатито-сфено-нефелиновых. Они сложены одновременно двумя различными морфологическими разновидностями минерала. При детальных наблюдениях в этих агрегатах, кроме двух четко различимых модификаций, можно заметить зерна промежуточной формы и размера. Замеры продольных размеров

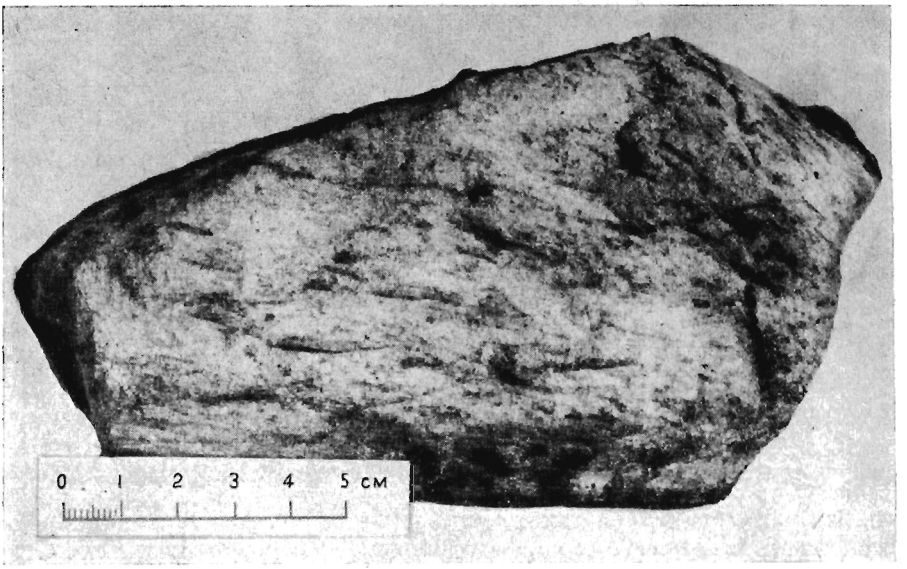


Рис. 21. Характерный мономинеральный агрегат апатито-нефелиновых пород: сахаровидный и игольчатый апатит.

зерен мелкозернистого (сахаровидного) апатита и иголочек апатита на различных участках апатито-нефелиновых тел подтвердили, что фактически резких границ между столбчатыми и игольчатыми зернами не существует, разграничение их может быть только условным (рис. 22). Кривые распределения продольных размеров апатитовых зерен показывают также, что с увеличением размера иголочек увеличивается и размер мелких зерен апатита (рис. 22; верхний и средний графики, кривые *1*, *2* и *3*).

Приводимые на рис. 22 графики построены отдельно для иголочек и отдельно для мелкозернистой массы минерала. Их можно рассматривать и как две части единого графика, построенного для всей массы апатитовых зерен агрегата (с учетом того, что содержание морфологических разновидностей различно, а количество измерений для них одинаково — около 300). Характерно, что когда иголочки апатита в агрегате мелкие, мы имеем в целом одновершинную кривую распределения с максимумом на 0.2 мм (фактически одна модификация). С увеличением размера иголочек общая кривая распределения выглядит уже как двувершинная (две четко выделяющиеся модификации).

В общем та же картина имеет место и в грубозернистых существенно апатитовых прослоях апатито-нефелиновой породы. Сопровождающие крупнозернистый апатит мелкие зерна этого минерала обладают размером, переходным от обычного мелкозернистого апатита к крупнозернистому.

При этом намечаются те же изменения кривых распределений размера зерна для всей массы апатита, что и в случае сочетания сахаровидного апатита с игольчатым (рис. 22): от одновершинных кривых (кривая *2* нижнего графика) к двувершинным (кривая *3*). Однако при особенно интенсивном развитии крупнозернистого апатита снова намечается одновершинная кривая распределения, но уже с максимумом в области 5—7 мм (кривая *4* рис. 22, *А* и 22, *В*).

Все это характеризует глубокую генетическую взаимосвязь между двумя морфологическими разновидностями апатита, слагающими единый мономинеральный агрегат.

В к л ю ч е н и я. Если сам апатит часто встречается в виде включений в других минералах, то включения в самом апатите сравнительно редки. Из видимых под микроскопом твердых включений прежде всего следует отметить эгирин (рис. 23). Он часто встречается в крупнозернистом апатите апатито-нефелиновых тел и в крупнозернистом апатите Поачвумчоррского месторождения. По своему размеру включения эгирина намного меньше, чем включающие их апатитовые зерна, и часто приурочены к трещинам отдельности. Форма их неправильная.

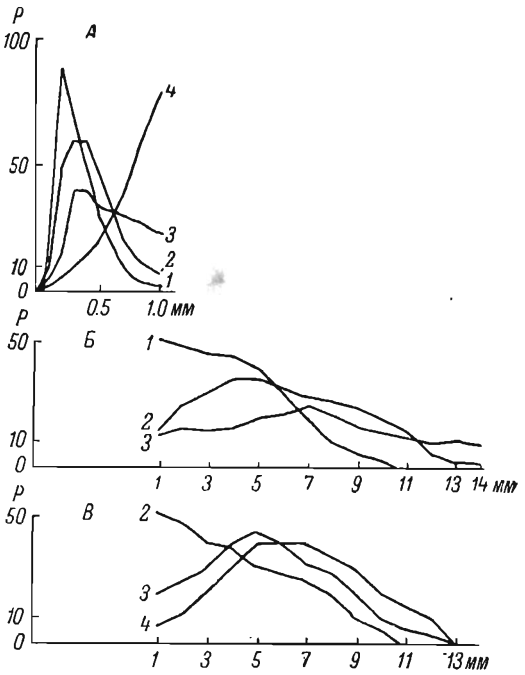


Рис. 22. Кривые распределения продольных размеров зерен апатита.

А — мелкозернистый (сахаровидный) апатит с отношением продольного размера к поперечному 1.5 : 1—3 : 1; *Б* — игольчатый апатит (4 : 1—50 : 1); *В* — крупнозернистый апатит (1 : 2—2 : 1). Продольный и поперечный размеры зерен прямо пропорциональны. *Цифры на кривых* — номера анализов, по данным которых они построены.

Наличием очень мелких твердых включений объясняют черную окраску апатита. Эти включения видны только при увеличении в 1000 раз в виде тонкой сыпи. Е. Е. Костылева и И. Д. Борнеман-Старынкевич (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937) определили, что представлены они в основном эгирином.

Авторы повторили опыты по определению качественного состава тонких включений в черном апатите. Черный апатит растворялся в слабой азотной кислоте. После растворения остался очень тонкий черный осадок, который составил 0.07—0.13% от общего веса растворенного апатита. Спектральные анализы этого осадка подтвердили заключение Е. Е. Костылевой.

В игольчатом апатите апатито-нефелиновых пород изредка встречаются многофазовые включения. Они представлены эгирином, лепидомеланом, пектолитом и пузырьками жидкости или газа.

Мелкие (0.002—0.005 мм) червеобразные газовые включения весьма характерны для крупнозернистого Поачвумчоррского апатита. Они концентрируются вдоль плоскостей тонких трещин и вытянуты все в одном направлении. Подобные включения встречаются и в крупных кристаллах апатита из пегматитов, но реже. В остальных разновидностях апатита только изредка можно увидеть мелкие однофазовые (скорее всего газовые) включения. Учесть визуально количество этих включений в различных

образцах апатита невозможно. Размер включений 0.001—0.002 мм, форма каплевидная.

Пленки и примазки на поверхности апатита. Пленки халькопирита на поверхности зерен хибинского апатита впервые

Рис. 23. Включения эгирина (*черное*) в зерне апатита. Шлиф, без анализатора, увел. 35.

были обнаружены С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954) на Расвумчоррском месторождении. Пленки халькопирита на апатите встречены и в юкспорской части апатито-нефелинового тела, около жилки во-

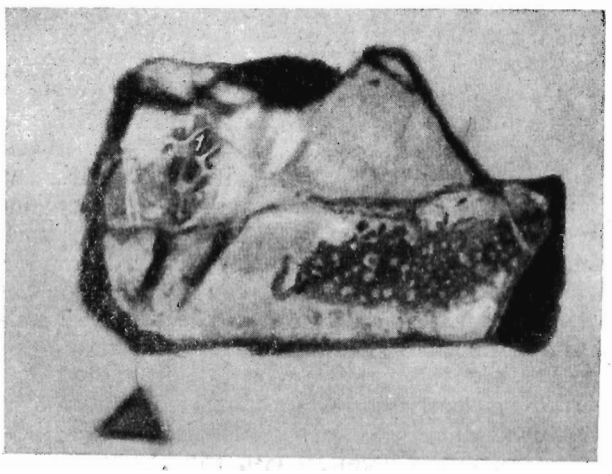


Рис. 24. Пленки монтмориллонита (*1*), окрашенные метиленовым голубым, на поверхности зерен апатита. Увел. 900.

локнистого эгирина с мелкой вкрапленностью халькопирита. Толщина пленок 0.001—0.005 мм, располагаются они главным образом у ребер [10$\bar{1}$0] игольчатого апатита.

Пленки халькопирита прочно закреплены на поверхности апатитовых зерен.

Пленки гидроокислов железа на апатите впервые рассматривались С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954); М. Д. Дорфманом (1962) было установлено, что бурые пленки гидроокислов железа часто встречаются у апатита трещинных зон выветривания и связаны с процессами гипергенеза. Авторы растворяли апатит с пленками гидроокислов железа в 2%-й кислоте. Дебаеграмма бурого остатка от растворения оказалась идентичной дебаеграмме гётита.

В связи с плохой флотируемостью апатита из разрушенных гипергенезом пород поверхность его зерен изучалась особенно тщательно. Было установлено, что мутные зерна апатита из разрушенных зон покрыты тончайшими пленками монтмориллонита. С целью выяснения характера взаимодействия пленок монтмориллонита с поверхностью апатита были проведены опыты по их отделению, а также по искусственному покрытию апатита тонкими частицами монтмориллонита. Контроль в опытах осуществлялся подсчетом занятой пленками поверхности зерен апатита. Кроме того, образцы апатита окрашивались метиленовым голубым, после чего записывались кривые спектров их поглощения.

Опыты показали, что глинистые пленки закреплены на апатите адгезионными силами, в основном сорбционными, но отчасти и хемосорбционными. Помимо видимых пленок (рис. 24), возможно тончайшее покрытие апатита коллоидными частицами монтмориллонита.

В результате опытов и детальных исследований бурых пленок на апатите было установлено, что, кроме гётита и гидрогётита, бурые пленки сложены и некоторым количеством монтмориллонита, который выступает в роли своеобразного клея и удерживает на поверхности апатита частицы гидроокислов железа (Дудкин, 1960).

Изредка на поверхности апатита в разрушенных зонах можно наблюдать мелкие примазки анатаза. Анатаз в этих случаях, так же как и гидроокислы железа, сопровождается глинистым минералом. Гидроокислы железа и анатаз не только закрепляются на поверхности апатитовых зерен, но и выполняют в них микротрещины, что хорошо показано С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954).

Детальные исследования одного пестроокрашенного кристалла апатита из пегматита позволили установить, что, помимо гётита и анатаза, в нем наблюдаются тонкие пленки зеленого минерала и корочки бесцветного. Бесцветные корочки в трещинах кристалла апатита имеют показатель преломления около 1.500. Они изотропны (двупреломление равно 0.003), легко растворимы в воде, не вскипают в соляной кислоте. Основными компонентами их (данные спектрального анализа и микрореакции) являются: P, Ca, Na и F. По-видимому, бесцветные корочки представлены неизвестными фосфатами и фторидами кальция и натрия. Зеленые пленки сложены тонкими округлыми или гексагональными чешуйками. Показатель преломления их 1.652. Они легко растворяются в кислоте, а по результату спектрального анализа они ничем не отличаются от апатита. На основании этих данных можно предположить, что зеленые пленки представлены вторичным минералом, близким к апатиту.

Бесцветные корочки и зеленые пленки по трещинам в кристалле апатита могут быть связаны с разложением виллиомита в поверхностных условиях и с активным воздействием на апатит плавиковой кислоты. Основанием для такого предположения служит находка в том же кристалле апатита мелких (0.02 мм) бледно-розовых кристалликов виллиомита.

Химический состав. *Общие сведения.* Из числа имеющихся полных химических анализов апатита (более 40) авторами были отобраны анализы, характеризующие самые разнообразные по условиям нахожде-

Компоненты	Апатито-нефе					
	1	2	3	4	5	6
P_2O_5	40.36	40.69	41.03	40.94	40.92	41.00
SiO_2	0.48	0.33	0.28	0.19	0.20	0.05
TiO_2	0.02	—	Не опр.	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	0.22	0.10	» »	0.15	0.05	0.08
Fe_2O_3	0.32	0.23	0.05	0.04	0.12	0.27
CaO	52.74	53.11	54.22	53.88	54.54	53.82
SrO	3.70	2.98	2.43	2.58	2.02	2.24
BaO	—	Не опр.	Не опр.	0.04	—	0.06
MgO	0.05	0.09	» »	0.05	0.04	0.08
MnO	0.02	0.02	» »	0.01	0.01	0.01
Na_2O	—	0.13	0.08	В пересчете на Na_2O.	0.23	0.06
K_2O	—	0.09	0.09	0.13	0.04	0.12
H_2O^-	0.05	0.12	—	—	0.03	0.14
H_2O^+	0.48	0.36	0.05	0.42	0.27	0.29
F	2.66	2.59	3.40	3.18	3.18	3.30
Cl	—	—	Не опр.	—	—	—
CO_2	—	—	—	—	—	—
Сумма	101.10	100.84	101.63	101.61	101.65	101.52
$-O=F_2$	1.12	1.08	1.43	1.33	1.34	1.40
Сумма	99.98	99.76	100.20	100.28	100.31	100.12
Удельный вес	—	3.221	3.240	—	—	—

Компоненты	Апатито-сфено-нефелиновые породы				Полевошпато-нефелино-апатитовые породы (гора Поачвумчорр)		
	14	15	16	17	18	19	20
P_2O_5	40.44	40.23	40.75	40.69	39.86	39.88	38.33
SiO_2	0.12	0.22	0.10	—	0.24	0.45	1.55
TiO_2	0.03	Сл.	—	—	—	Не обн.	—
Al_2O_3	0.22	0.27	0.08	0.12	0.25	0.17	0.34
Fe_2O_3	0.10	0.15	0.16	0.12	0.14	0.08	0.12
CaO	52.02	51.01	51.96	52.26	52.94	51.47	45.60
SrO	5.02	5.43	4.94	4.52	4.37	5.54	11.42
BaO	—	0.08	—	—	—	Не обн.	Не опр.
MgO	0.08	0.08	0.10	—	0.05	0.04	0.05
MnO	0.01	0.01	Сл.	—	0.01	0.01	0.05
Na_2O	0.11	0.02	0.15	0.11	0.18	0.29	0.13
K_2O	0.04	0.14	0.05	0.05	0.02	0.05	0.07
H_2O^-	0.10	0.19	0.10	0.07	0.06	—	—

Таблица 11

Хибинского апатита

линовые породы

7	8	9	10	11	12	13
40.97	40.53	40.54	40.78	40.91	40.61	40.77
0.16	0.65	0.41	0.43	0.40	0.36	0.27
Сл.	0.02	—	0.03	—	Сл.	—
0.16	0.36	0.14	0.07	0.34	0.20	0.34
0.03	0.16	0.10	0.21	0.14	0.15	0.12
53.51	52.70	53.05	52.45	52.29	52.23	53.80
2.84	3.11	3.50	3.64	2.50	4.10	2.11
0.02	—	Не опр.	Не опр.	—	—	Не опр.
0.04	0.07	0.04	0.12	0.10	0.06	0.08
0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03
В пересчете на Na_2O. 0.26	0.26	0.07	0.14	0.13	0.15	0.41
0.12	0.12	—	0.08	0.08	0.02	0.11
—	0.06	0.04	0.10	—	0.12	0.11
0.39	0.52	0.56	0.16	0.14	0.34	—
3.15	2.70	2.70	3.13	3.54	3.24	0.13
—	0.01	0.02	—	Не опр.	—	3.22
Н. р. ост. 0.11	—	—	—	—	—	—
101.51	101.28	101.19	101.36	101.61	101.59	101.39
1.32	1.10	1.13	1.32	1.49	1.36	1.35
100.19	100.18	100.06	100.04	100.12	100.23	100.04
—	3.235	3.244	3.23	3.240	—	—

Таблица 11 (*продолжение*)

Апатит из пегматитов и мелких апатитовых жил					Апатит пегматитовых образований других районов Хибинского массива	
21	22	23	24	25	26	27
40.47	39.46	38.71	39.92	39.76	40.57	38.65
0.20	0.25	0.04	0.40	0.25	0.21	0.52
—	0.01	Сл.	Сл.	0.03	—	—
0.08	0.05	0.08	0.20	0.20	0.10	0.06
0.10	0.14	0.12	0.36	0.13	0.12	0.09
50.86	48.26	44.54	51.54	50.91	49.45	52.41
4.86	9.80	14.33	4.35	6.00	6.69	5.58
0.24	—	—	Не опр.	—	—	Не опр.
0.04	0.03	0.07	0.20	0.04	0.10	0.10
Сл.	Сл.	Сл.	0.02	0.01	0.03	0.02
0.15	0.22	0.12	0.28	0.52	0.36	0.64
0.03	0.03	—	0.19	0.09	0.04	0.08
0.07	0.05	0.12	0.11	0.04	—	—

Компоненты	Апатито-сфено-нефелиновые породы				Полевошпато-нефелино-апатитовые породы (гора Поачвумчорр)		
	14	15	16	17	18	19	20
H_2O^+	0.34	0.32	0.30	0.20	0.35	0.24	0.28
F	2.90	3.21	2.85	3.49	2.84	3.35	3.73
Cl	—	—	—	—	- -	Сл.	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101.53	101.36	101.54	101.63	101.31	101.57	101.67
$-O=F_2$	1.22	1.35	1.20	1.47	1.19	1.41	1.57
Сумма	100.31	100.01	100.34	100.16	100.12	100.16	100.10
Удельный вес	—	—	3.247	—	—	—	—

Примечание. 1 — игольчатый и сахаровидный апатит, гора Куэльпор, аналитик А. В. Мокрецова (Курбатов, 1953); 3 — пятнистая порода, сахаровидный апатит, Кукисвумчорр, аналитик А. В. Панова (Курбатов, 1953); 4 — линзовидно-полосчатая порода, червый апатит, гора Юкспор, аналитик Л. Д. Никитина (данные (данные авторов); 6 — крупноблоковая порода, иголочки апатита, гора Юкспор, аналитик Н. А. Елина тина (данные авторов); 8 — ийолит с апатитом, мелкозернистый апатит, гора Расвумчорр, аналитик апатит, гора Расвумчорр, аналитик А. В. Мокрецова (Курбатов, 1953); 10 — пятнисто-полосчатая порода, 11 — пятнистая порода, сахаровидный и игольчатый апатит, гора Расвумчорр, аналитик Е. Н. Захаров Коашва, аналитик Н. А Елина (Иванова, 1958); 13 — среднезернистый апатит из полосчатой породы, гора тит, р. Лявойок, аналитик А. В. Мокрецова (Иванова, 1963); 15 — пятнистая порода, сахаровидный рода, крупнозернистый апатит, гора Кукисвумчорр, аналитик З. И. Горощенко (Шухман, 1959); 17 — раз ров), анализ 17 выполнен после частичного растворения апатита в азотной кислоте (примерно на1/3 по (Иванова, 1963); 19 — рисчоррит с апатитом, мелкозернистый апатит, гора Поачвумчорр, аналитик Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 21 — пегматит в апатито-нефелиновой породе, мелкозернистый рите, гора Юкспор, аналитик З. И. Горощенко (данные авторов); 23 — гора Поачвумчорр, скопление 24 — пегматит в ийолите, мелкозернистый апатит, гора Юкспор, аналитик А. В. Мокрецова (Дорфман, 26 — альбитовые жилы, молибденовый рудник, аналитик М. И. Волкова (Волкова, 1955); 27 — плотно (Волкова, 1955).

ния к морфологии образцы этого минерала. В том случае, когда для одной и той же разновидности хибинского апатита имелась серия химических анализов, из них выбирались анализы с хорошей суммой и с наилучшим соотношением атомных количеств кальция и фосфора (включая и замещающие их изоморфные примеси).

Полные химические анализы апатита сведены и систематизированы в табл. 11.

В двух образцах акцессорного апатита из пород, вмещающих апатитовые тела, А. В. Мокрецовой были определены содержания главных компонентов (пробы апатита отобраны вдали от апатитовых тел). Результаты анализов приведены ниже.

	Акцессорный апатит из массивного уртита	Акцессорный апатит из рисчоррита
P_2O_5	39.64	39.72
CaO	48.06	49.07
SrO	6.51	7.81
F	3.14	3.28
CO_2	—	—
SO_3	—	—

Содержание фтора в хибинском апатите колеблется от 2.66 до 3.40%. Попытка связать эти изменения с геологическими условиями нахождения минерала и его физическими свойствами ни к чему не привела. По-видимому, колебания содержания фтора объясняются неточностью определения фтора и связанной воды (Волкова, 1955). Содержание P_2O_5 (табл. 11) коррелируется с содержанием стронция; оно обратно пропорционально

Таблица 11 (*продолжение*)

Апатит из пегматитов и мелких апатитовых жил					Апатит пегматитовых образований других районов Хибинского массива	
21	22	23	24	25	26	27
0.34	0.25	0.28	0.26	0.24	0.10	0.13
3.13	3.13	3.12	3.40	2.61	3.12	3.20
—	Сл.	—	—	—	Сл.	Сл.
0.02	—	—	—	—	—	—
101.59	101.68	101.53	101.23	100.83	100.89	101.48
1.32	1.32	1.31	1.43	1.10	1.31	1.34
99.79	100.36	100.22	99.80	99.73	99.58	100.14
3.265	—	—	3.275	3.294	3.295	3.323

крецова (Горстка, Иванова, 1957); 2 — полосчатая порода, сахаровидный и игольчатый апатит, гора Кукисвумчорр, аналитик И. Д. Борнеман (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); авторов); 5 — крупноблоковая порода, сахаровидный апатит, гора Юкспор, аналитик Н. А. Елина (данные авторов); 7 — пятнистая порода, сахаровидный апатит, гора Юкспор, аналитик Л. Д. Ники-А. В. Мокрецова (Курбатов, Михайлова, 1954); 9 — линзовидно-полосчатая порода, сахаровидный сахаровидный и игольчатый апатит, гора Расвумчорр, аналитик А. В. Мокрецова (Курбатов, 1953); (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 12 — пятнистая порода, мелкозернистый апатит, гора Нъорпахк (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 14 — сфеновый уртит, мелкозернистый апа-апатит, гора Юкспор, аналитик Н. А. Елина (данные авторов); 16 — линзовидно-полосчатая порушенная зона в породе, мелкозернистый апатит, гора Юкспор, аналитик З. И. Горощенко (данные автовесу); 18 — апатитовая порода, мелкозернистый апатит, гора Поачвумчорр, аналитик А. В. Мокрецова З. И. Горощенко (данные авторов); 20 — крупнозернистый апатит, гора Поачвумчорр (Минералы апатит, гора Кукисвумчорр, аналитик А. В. Панова (Иванова, 1958); 22 — апатитовая жила в рисчорр-апатита в пегматите, крупнокристаллический апатит, аналитик А. В. Мокрецова (данные авторов) 1962); 25 — ловчорритовая жила, гора Эвеслогчорр, аналитик З. И. Горощенко (Волкова, 1955); сцементированный апатит, ущелье между горами Юкспор и Эвеслогчорр, аналитик М. И. Волкова

относительному приращению атомного веса при замещении кальция более тяжелым элементом. Следовательно, содержание P_2O_5 можно считать постоянным.

Наиболее резко меняется в хибинском апатите соотношение между кальцием и стронцием. Изовалентное замещение кальция стронцием наглядно иллюстрируется графиком (рис. 25). Хорошо укладываются в эту зависимость и приводимые выше данные по акцессорному апатиту.

Замещение ионов кальция в апатите ионами стронция — случай простого изовалентного изоморфизма. Е. Хайек и Н. Петтер (Hayek, Petter, 1960) экспериментально доказали, что имеется непрерывный ряд $Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$ — $Sr_{10}(PO_4)_6(OH)_2$. Е. С. Ларсеном (Larsen и др., 1952) был найден естественный апатит с содержанием SrO около 11%, в хибинском апатите содержание SrO поднимается до 16% (Дудкин, 1959б). А. Ф. Ефимовым, С. М. Кравченко и З. В. Васильевой (1962) установлен природный стронцийапатит.

Изовалентный изоморфизм по схеме $Ca^{2+} \rightarrow Sr^{2+}$ ведет к образованию истинного твердого раствора, однако, есть основание предполагать, что в кристаллических индивидах апатита Хибинских месторождений ионы Sr^{2+} распределяются неравномерно.

Пробы чисто отобранного апатита подвергались частичному растворению в азотной кислоте, примерно на 30% по весу. При растворении зерна апатита, по-видимому, прежде всего разрушаются с поверхности: они очищаются от пленок и уменьшаются в размере. Содержание SrO определялось в них до и после растворения методом количественного спектрального анализа. Каждое определение производилось трижды, опыты повто-

Таблица 12

Содержание SrO в хибинском апатите до и после его частичного растворения
(в вес. %)

Содержание SrO	Сахаровидный апатит из пятнистой апатито-нефелиновой породы	Крупнозернистый апатит из бедной апатито-нефелиновой породы	Апатит из апатито-сфено-нефелиновой породы	Крупнозернистый апатит Поачвумчоррского месторождения	Акцессорный апатит из пегматита в ийолит-уртитах
До растворения . .	3.23±0.03	2.69±0.09	4.42±0.12	7.74±0.04	4.27±0.08
После частичного растворения . . .	3.15±0.01	2.26±0.06	3.99±0.10	7.20±0.05	4.29±0.07

рялись. Результаты этих опытов (средние из полученных цифр и отклонения от них) приводятся в табл. 12.

Заметим, что при частичном растворении акцессорного апатита из пегматита содержание SrO осталось в нем неизменным. Опыт с этим апатитом повторялся.

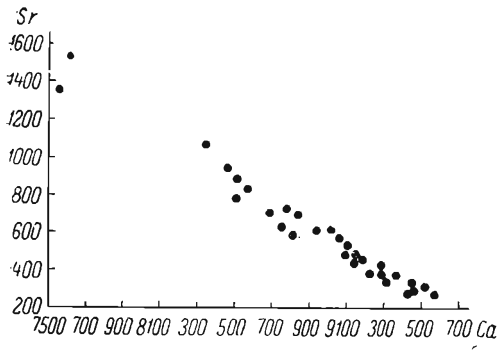


Рис. 25. Зависимость между содержаниями кальция и стронция в хибинском апатите (в атомных количествах).

Согласно данным Сайдела (Seidell, 1958), нитраты стронция менее растворимы, чем нитраты кальция, поэтому преимущественный вынос в раствор стронция при растворении апатита в азотной кислоте едва ли возможен. Полный химический анализ остатка от частичного растворения апатита приводится в табл. 11 (анализ 17). Расчет его на кристаллохимическую формулу показывает неплохие соотношения между катионами:

$$(Ca_{9.58}Sr_{0.45}Na_{0.04})_{10.07}$$
$$(P_{5.98}Al_{0.02})_{6.00}O_{24.07}(F_{1.97}OH_{0.23})_{2.14}.$$

Опыты проводились с однородными морфологическими разновидностями апатита и даже с их зернами определенных размеров. Никаких налетов на апатите после его частичного растворения обнаружено не было. Можно предполагать, что индивиды апатита крупных месторождений зональны: в их краевых частях содержание стронция выше, чем в центральных. Оптическими методами, как будет показано ниже, такую зональность выявить невозможно.

Полные химические анализы хибинского апатита хорошо рассчитываются на теоретическую кристаллохимическую формулу — $(Ca, Sr)_{10}P_6O_{24}(OH, F)_2$.

Различными методами в апатите Хибин установлены примеси Mn, Mg, Ba, V, Zr, Ti, Pb, Fe, Al, Cu, As, Na, K и Si.

Примеси Mn, Mg и Ba в ряде случаев устанавливаются методом весового химического анализа (см. табл. 11). Согласно этим определениям, содержание MnO может достигать 0.05%, MgO — 0.20%, BaO — 0.24%. Двухвалентные катионы Mg и Ba легко замещают Ca и, по-видимому, изоморфно входят в состав кристаллической решетки апатита. Возможное изоморфное вхождение в состав апатита марганца различной валентности подробно рассмотрено З. В. Васильевой (1958б).

С помощью спектрального анализа улавливаются V, Zr, Ti и Pb (следы линий — слабые линии), но не во всех образцах. Th обнаружен только в акцессорном апатите вмещающих пород (19 определений, незначительные следы, следы).

В виде примеси в хибинском апатите постоянно присутствует железо. Содержание Fe_2O_3, согласно весовым химическим анализам, колеблется от 0.04 до 0.32%. По мнению М. И. Волковой (1955), примесь железа в хибинском апатите объясняется наличием пленок гидроокислов железа.

Примесь алюминия, как и примесь железа, устанавливается методом весового химического анализа. М. И. Волкова считает, что алюминий определяется только за счет механической примеси нефелина. Однако не исключено, что в некотором количестве алюминий может входить и в состав кристаллической решетки апатита, изоморфно замещая кремний и фосфор.

Медь в виде примеси в хибинском апатите устанавливается не всегда, содержание этого элемента резко сокращается при протравливании поверхности зерен. Видимых признаков пленок халькопирита на образцах, подвергавшихся опытам, обнаружено не было.

Методом фракционной эмиссии в хибинском апатите обнаружены следы ртути.

Данные о содержании мышьяка в хибинском апатите получены З. М. Гилевой и Б. Н. Мелентьевым (1939). Ими установлены близкие содержания этого элемента (0.00016—0.00024%) в различных образцах апатита из различных месторождений (горы Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр, Куэльпор, Ньорпахк). Резко отличается по содержанию мышьяка (0.00007%) только апатит Поачвумчорра. Как аналог фосфора мышьяк может входить в состав кристаллической решетки апатита.

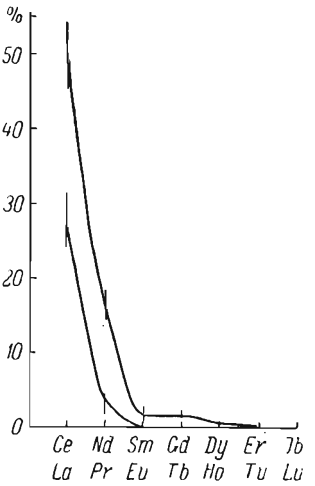


Рис. 26. Состав лантаноидов акцессорного апатита в % к их сумме.

Вертикальные отрезки — пределы колебания содержаний отдельных элементов в серии из 14 образцов. *Кривые* проведены через точки наиболее вероятных значений.

В акцессорном апатите вмещающих пород и пегматитов содержатся элементы группы лантана. Состав лантаноидов в образцах хибинского апатита определялся Л. И. Полежаевой на рентгеновском спектрометре «ДРУС» с ионизационной регистрацией по вторичным спектрам. Чувствительность этого метода — 0.1%, относительная ошибка — 5.7%. Результаты определений приведены на рис. 26.

На рисунке видно, что колебания в содержании Ce и La заметно превышают возможные ошибки определений. Эти незакономерные колебания в содержании Ce и La находят объяснение в свете работы Ю. А. Балашова и Н. В. Туранской (1960). Ю. А. Балашовым и Н. В. Туранской установлено, что так называемые лантаноидные максимумы в лампрофиллите и иннелите связаны с тем, что лантаноиды изоморфно замещают в них главные компоненты — Sr или Ba, ионные радиусы которых близки к ионному радиусу La^{3+}. С увеличением содержания в лампрофиллите и иннелите суммы редкоземельных элементов закономерно возрастает отношение La : Ce.

В хибинском акцессорном апатите лантаноиды изоморфно замещают главный компонент — кальций. Ионный радиус Ca^{2+} меньше ионного радиуса La^{3+} и близок к ионным радиусам прочих лантаноидов, поэтому, очевидно, здесь наблюдается обратная картина: с увеличением содержания

суммы лантаноидов от 1 до 3% содержание лантана в апатите падает (рис. 27). В образцах с высоким содержанием стронция эта «фильтрация» лантана кристаллической решеткой смягчается, зависимость (рис. 27) смещается в сторону общего увеличения содержания лантана, но характер ее не меняется.

При дроблении хибинского апатита И. А. Петерсилье установлено выделение метана, бутана, пропана, этана, свободного водорода и двуокиси углерода. Однако содержание углеводородных газов в апатите значительно ниже, чем в других хибинских минералах.

В 1954 г. химиком-аналитиком Кольского филиала АН СССР А. В. Мокрецовой при растворении апатита, взятого из апатитовой жилки горы Юкспор (коллекция С. С. Курбатова), было обнаружено выделение сероводорода. При полных химических анализах хибинского апатита иногда регистрировалось присутствие серы. Содержание SO_2 в некоторых случаях составляло 0.01—0.02%.

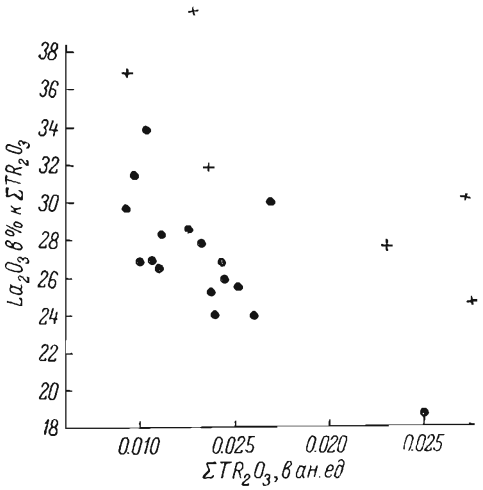


Рис. 27. Зависимость содержания лантана в акцессорном апатите от суммарного содержания редких земель.

Точки — образцы апатита с содержанием SrO до 6%; *крестики* — образцы апатита с содержанием SrO от 6.5% и выше. Содержание La_2O_3 дано в % к суммарному содержанию лантаноидов.

В ряде случаев (горы Юкспор и Кукисвумчорр) установлено выделение из пород Хибинского массива газов аммиачного состава.

Специальный анализ чисто отобранного апатита из зоны выделения аммиака на горе Юкспор, выполненный М. И. Волковой, показал, что газы, содержащие азот, могут быть заключены в закрытых порах минеральных зерен.

В целом можно отметить следующее. Вещественный состав апатита различных месторождений близкий. Качественный элементарный состав апатита рассматриваемых месторождений и акцессорного апатита вмещающих их пород практически одинаков и отличается от элементарного состава апатита не только ультраосновных щелочных массивов Кольского полуострова, который содержит меньше стронция, фтора и не содержит примеси циркония и титана, но и от элементарного состава апатита рядом расположенного Ловозерского щелочного массива, отличающегося примесью серебра, галлия и бериллия (Власов и др., 1959).

Поведение стронция в апатите месторождений. Резкие колебания содержания стронция в хибинском апатите привлекли внимание целого ряда исследователей (Мелентьев, 1953; Курбатов и Михайлова, 1954; Иванова, 1958, 1963). Б. Н. Мелентьевым, С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой был установлен факт закономерного изменения содержания SrO в апатите Кукисвумчоррского и Расвумчоррского месторождений к висячему боку тел. Т. Н. Иванова (1963) сравнила содержания SrO в апатите различных типов месторождений.

Авторы поставили перед собой следующие задачи: 1) определить различия в содержании SrO в апатите разных пород, 2) определить характер колебаний содержания SrO в апатите в пределах одного и того же минерального агрегата.

Определения SrO по методу Н. Н. Колесникова (1954) имеют воспроизводимость (в абс. %) при содержании в апатите 2.5—4% SrO $\pm$ 0.08, при содержаниях SrO свыше 4% $\pm$ 0.16.

Прежде всего было проанализировано содержание SrO в акцессорном апатите ийолит-уртитов и рисчорритов, пробы которых брались вдали от апатитовых месторождений. Результаты этих анализов приведены в табл. 13 (всего 10 определений). Данные табл. 13 свидетельствуют о том,

Таблица 13

Содержание SrO в акцессорном апатите рисчорритов и ийолит-уртитов
(в вес. %)

Порода	Место взятия	Содержание SrO
Массивный рисчоррит.	Гора Юкспор.	8.20
	Гора Поачвумчорр.	7.81
Трахитоидные ийолиты первой субфазы.	Гора Рисчорр.	8.10
		7.77
		7.31
		7.20
Массивный уртит.	Гора Куэльпор.	6.51
	Гора Рисчорр.	6.23
Поздний ийолит.	Гора Ньорпахк.	4.66
Жильный мельтейгит.	Долина р. Партомйок.	4.21

что от рисчорритов к поздним ийолитам содержание SrO в акцессорном апатите понижается.

Содержание SrO в апатите апатито-нефелиновых пород во всех случаях ниже, чем в акцессорном апатите пород, их окружающих: 2.3—4.1% (213 определений).

Апатит апатито-сфено-нефелиновых пород имеет содержания SrO, близкие к таковым в поздних ийолитах и массивных уртитах: 5.50—6.82 (70 определений). Апатит Поачвумчоррского месторождения отличается резкими колебаниями содержания SrO: 4.0—13.0% (40 определений).

Разные количества SrO имеет апатит из пегматитов в ийолит-уртитах и из пегматитов в рисчорритах. Апатит из пегматитов в ийолит-уртитах по содержанию SrO практически не отличается от апатита окружающих пород: 4.3—8.3% (90 определений). Апатит из пегматитов в рисчорритах имеет резко повышенные содержания SrO: 9.6—14.3% (7 определений).

Апатит из мелких апатитовых шлиров и жил в ийолит-уртитах и рисчорритах по содержанию в нем SrO обычно подобен апатиту из апатитовых месторождений промышленного типа и реже — апатиту из пегматитов. Исключение составляет только апатит мелких апатито-титаномагнетитовых жил, отличающийся минимальным содержанием SrO: 1.7—2.0% (5 определений).

Факт неодинакового состава апатита из разных геологических образований Хибинского массива не дает возможности судить о причинах изменений содержания SrO, тем более, что его содержание меняется в пределах даже одного месторождения весьма существенно. На Кукисвумчоррском и Расвумчоррском месторождениях установлено закономерное увеличение содержания SrO в апатите в направлении к верхнему контакту апатито-нефелиновых тел. Такая закономерность может быть прежде всего вызвана определенным расположением текстурных разновидностей пород: и на горе Кукисвумчорр, и на горе Расвумчорр линзовидно-полосча-

тая порода располагается в нижней части разреза, пятнистая порода и брекчия — в верхней части.

Б. Н. Мелентьев (1953), С. С. Курбатов и А. Ф. Михайлова (1954), указывая на закономерное изменение состава апатита от нижнего контакта к верхнему, подчеркивают неодинаковое содержание стронция в различных разновидностях апатито-нефелиновых пород. Что же в конечном счете определяет состав апатита — текстура пород или их пространственное положение? Это можно установить на разрезах с неправильным чередованием линзовидно-полосчатой и пятнистой пород и брекчии.

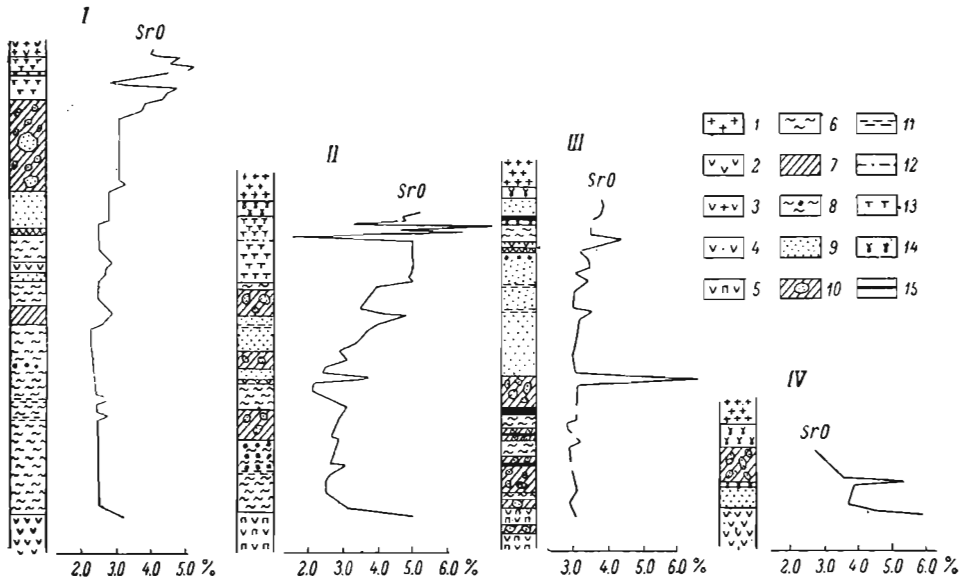


Рис. 28. Поведение SrO в апатите Юкспорского месторождения.

1 — рисчоррит; *2* — крупновернистый уртит; *3* — крупновернистый полевошпатовый уртит; *4* — уртит, сильно обогащенный апатитом («уртит с апатитом»); *5* — пегматоидный ийолит; *6* — линзовидно-полосчатая порода; *7* — сетчатая порода; *8* — крупноблоковая порода; *9* — пятнистая порода; *10* — апатитовая брекчия; *11* — жильные породы типа апатитового ийолита, выполняющие полости ранних дизъюнктивных дислокаций; *12* — апатит-титаномагнетитовые жилы; *13* — апатито-сфено-нефелиновые породы; *14* — луяврит; *15* — мончикит. *Римские цифры* — номера разрезов.

Наиболее неправильное расположение текстурных разновидностей пород наблюдается на Юкспорском месторождении. В пределах Юкспорского рудника авторы детально задокументировали четыре разреза вкрест простирания апатито-нефелинового тела (рис. 28) и проанализировали поведение SrO в апатите по этим разрезам.

Первый разрез (рис. 28) составлен по седьмой штольне откаточного горизонта 410 м. В этом разрезе, характеризующемся обычным чередованием текстурных разновидностей пород, закономерность в изменении содержания стронция в апатите, найденная Б. Н. Мелентьевым, проявляется в полной мере, но не в плавных изменениях состава апатита, а в резких колебаниях содержания стронция. Именно такую картину установили на горе Расвумчорр А. Ф. Михайлова и С. С. Курбатов. Особенно резкие колебания в составе апатита и наиболее высокие содержания SrO наблюдаются в апатито-сфено-нефелиновых породах.

Второй разрез, составленный на основании керна скв. 72, характеризует более глубокий участок апатито-нефелинового тела. В целом здесь повторяется та же картина, что и в первом разрезе.

Третий разрез составлен по орту 9 откаточного горизонта 640 м к югу по простиранию пород от первого и второго разрезов. Несмотря на то

что апатито-сфено-нефелиновые породы у верхнего контакта здесь отсутствуют, а апатитовая брекчия располагается в нижней части разреза, и здесь к верхнему контакту апатито-нефелинового тела содержание SrO в апатите несколько возрастает.

Четвертый разрез составлен в месте пережима апатито-нефелинового тела. Здесь наблюдается иная картина: содержание SrO в апатите у висячего бока тела уменьшается. Можно предполагать, что в данном случае имеется не полный разрез обогащенной апатитом толщи пород, а только отдельные его участки, сохранившиеся в процессе наложенных тектонических движений.

Юкспорское месторождение расположено рядом с Кукисвумчоррским и Расвумчоррским. Не может ли устанавливаемая зависимость являться характерной особенностью сравнительно ограниченного участка апатито-нефелиновых пород?

На рис. 29 дан разрез через центральное апатито-нефелиновое тело в его юго-восточной части (канава на плато горы Восточный Расвумчорр). Здесь апатито-сфено-нефелиновые породы в разрезе отсутствуют, но закономерное повышение содержания SrO в апатите апатито-нефелиновых пород сохраняется.

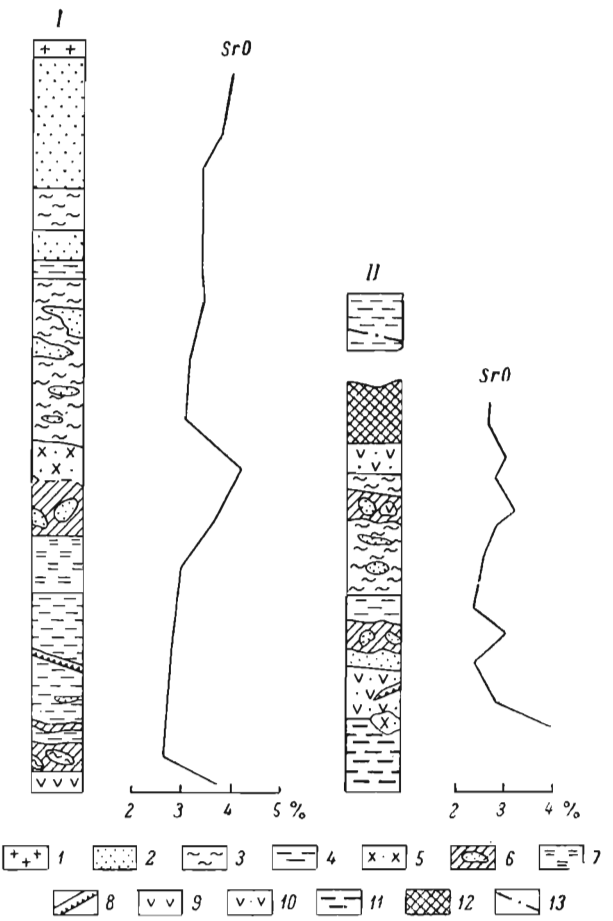


Рис. 29. Поведение SrO в апатите.

I — разрез через апатито-нефелиновое тело горы Восточный Расвумчорр; *II* — разрез через апатито-нефелиновое тело северной части горы Куэльпор.
1 — рисчоррит; *2* — пятнистая апатито-нефелиновая порода; *3* — линзовидно-полосчатая порода; *4* — полосчатая порода; *5* — пегматиты ийолитового состава; *6* — брекчия; *7* — разрушенная зона; *8* — эгирин-сфеновые прожилки; *9* — массивный уртит; *10* — уртит с апатитом; *11* — линзовидно-полосчатый ийолит-уртит; *12* — сетчатая порода; *13* — апатито-титаномагнетитовая жила.

Куэльпорское апатито-нефелиновое тело расположено вдали от центрального и не имеет с ним видимого соединения. Второй разрез (рис. 29) составлен по канаве на западном склоне горы Куэльпор, в северной части Куэльпорского месторождения. У верхнего контакта здесь располагается значительный участок бедной, сетчатой апатито-нефелиновой породы; апатито-сфено-нефелиновые породы в разрезе отсутствуют. Однако и в этом же случае, несмотря на перевернутый по сравнению с обычным разрез апатито-нефелинового тела (пятнистая порода внизу, сетчатая наверху), содержание SrO в апатите, хотя и в меньшей степени, увеличивается в направлении снизу вверх.

Анализ поведения стронция в апатите Ньорпахк-Суолуайвского месторождения показал, что рассмотренная выше общая закономерность в изменении состава апатита нарушается в тех случаях, когда на апатито-нефелиновые породы существенное воздействие оказывают более поздние геологические процессы. В ксенолитах апатито-нефелиновых пород на горах Суолуайв и Ньорпахк состав апатита непостоянен. Содержание SrO в апатите колеблется от 2.34 до 5.84% (35 определений), причем эти колебания не увязываются с пространственным положением ксенолитов: состав апатита одинаково выдержан и на разных участках месторождения, и на разной глубине (табл. 14). Не определяются эти колебания и текстур-

Таблица 14

Содержание SrO в апатите Ньорпахк-Суолуайвского месторождения
(в вес. %)

Место взятия проб		Уртит с апатитом	Линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода	Тонкополосчатая порода
Гора Ньорпахк	приповерхностные участки	2.71, 3.05, 4.70	2.60, 3.53, 4.11, 4.20	3.47, 5.84
	глубокие участки (скважина)	3.84, 4.39	4.05, 4.32	4.05, 4.70
Гора Суолуайв	приповерхностные участки	3.07, 5.15	2.52, 4.16	2.34, 3.13, 4.65
	глубокие участки (скважина)	4.81	3.00, 4.36	4.23

ными разновидностями апатито-нефелиновых пород. По-видимому, они в значительной мере вызваны воздействием расплава, брекчировавшего апатито-нефелиновые породы в этом районе.

Таким образом, в апатито-нефелиновых породах наблюдается закономерное увеличение содержания в апатите SrO в направлении к верхнему контакту тел, независимо от расположения текстурных разновидностей пород, нарушающееся только в результате воздействия более поздних геологических процессов. Такое общее изменение состава апатита происходит не плавно, а на фоне сравнительно резких колебаний содержания SrO.

Собранный авторами материал показывает, что колебания состава апатита на сравнительно ограниченных участках апатито-нефелиновых тел отчасти определяются составом минеральных агрегатов. Об этом свидетельствуют и цифры, приведенные в табл. 15. Апатит из пород ийолитового состава отличается несколько повышенным содержанием SrO.

Таблица 15

Содержание SrO в апатите различных минеральных агрегатов апатито-нефелиновых пород
(в вес. %)

Характеристика минеральных агрегатов, содержащих апатит	Содержание SrO	Число определений
Существенно апатитовый агрегат	2.1—4.2	Более 100
Приконтактный массивный уртит и его ксенолиты	2.6—5.2	15
Цемент апатитовой брекчии	3.1—4.1	23
Жильные породы с апатитом («гистерогениты»)	3.2—5.0	11

Состав апатита существенно апатитового агрегата не зависит от формы, размера зерна и цвета апатита. Об этом свидетельствуют полные химические анализы (см. табл. 11), а также серия частных определений, направленных на проверку этого положения. Рядом расположенные светлый и черный, мелкозернистый и игольчатый, мелкозернистый и крупнозернистый апатит не отличаются по содержанию SrO (табл. 16).

Таблица 16

Содержание SrO в морфологических разновидностях апатита апатито-нефелиновых пород (гора Восточный Расвумчорр)
(в вес. %)

Апатит линзовидно-полосчатой породы				Апатит пятнистой породы		Число определений
сахаровидный	крупнозернистый	зеленый крупнозернистый	черный крупнозернистый	сахаровидный	игольчатый	
2.73	2.76	2.70	2.69	3.85	3.83	1
2.75	2.74	2.75	2.73	3.80	—	2
2.72	—	2.76	—	—	—	3

Примечание. Пятнистая порода взята в верхней части апатитового тела.

Анализ поведения стронция в апатите на контактах различных образований в апатито-нефелиновых телах свидетельствует о закономерных изменениях содержания этого компонента на контактах некоторых, как предполагается, разновозрастных минеральных агрегатов. Результаты детального анализа поведения SrO в апатите на контактах апатито-нефелиновых пород с ийолит-уртитами приведены на рис. 30 (графики *I*, *II* и *III*). Апатит апатито-нефелиновых пород вблизи этих контактов не меняет своего состава, тогда как апатит ийолит-уртитов испытывает значительные изменения: с удалением от контакта в нем повышается содержание SrO.

Иначе обстоит дело на контактах апатито-нефелиновых пород с цементом брекчии, с секущими гистерогенитами и особенно — с апатито-сфено-нефелиновыми породами. В этом случае вблизи контактов меняется состав апатита самих апатито-нефелиновых пород (см. рис. 28, график *IV* на рис. 30 и табл. 17). Та же картина наблюдается и в составе апатита изме-

Таблица 17

Содержание SrO в апатите на разных расстояниях от контакта с апатитовой брекчией
(в вес. %)

Место взятия проб	Цемент брекчии	Линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода			Пятнистая апатито-нефелиновая порода		
	10	10	20	30	10	20	30
Восточный Расвумчорр, канава на плато	3.67	3.20	3.00	2.82	—	—	—
Юкспор, горизонт +670 м	3.10	2.72	2.61	2.64	—	—	—
Юкспор, горизонт +410 м	3.21	—	—	—	3.12	2.98	2.88

Примечание. Цифры в головке таблицы — расстояния от контакта с апатитовой брекчией в см.

ненных апатито-нефелиновых пород горы Куэльпор на контакте со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами (рис. 31, разрез *III*).

В целом весь собранный материал свидетельствует о том, что колебания содержания SrO в апатите апатито-нефелиновых пород подчиняются определенным закономерностям: содержание SrO в апатите этих пород в целом возрастает к висячему боку слагаемых ими тел и, кроме того,

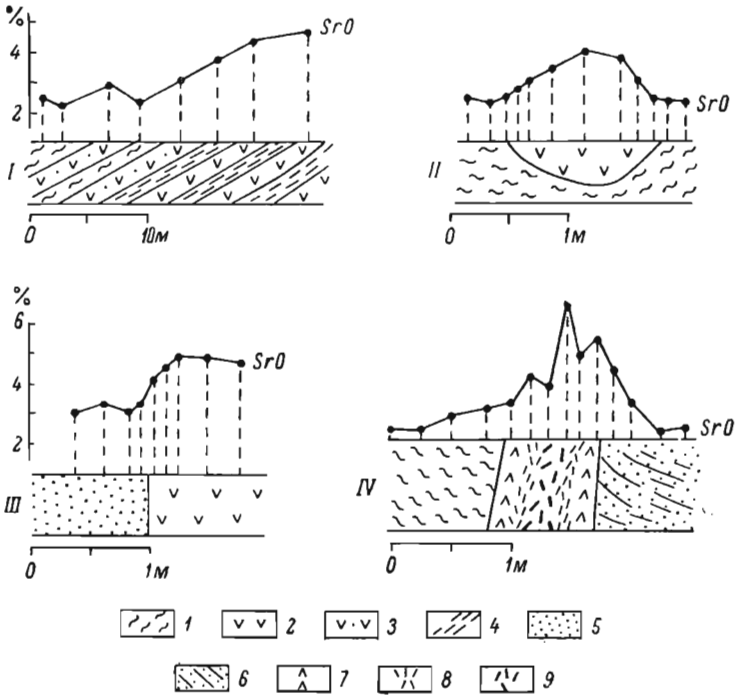


Рис. 30. Поведение SrO в апатите апатито-нефелиновых пород на контактах с массивными ийолит-уртитами и «гистерогенитом».

1 — линзовидно-полосчатая порода; *2* — массивный уртит; *3* — уртит с апатитом; *4* — линзовидно-полосчатый ийолит; *5* — пятнистая порода; *6* — пятнисто-полосчатая порода; *7* — краевая апатито-нефелиновая оторочка «гистерогенита»; *8* — «гистерогенит» ийолитового состава; *9* — пегматит ийолитового состава. *Римские цифры* — номера разрезов.

зависит от типа минерального агрегата и близости некоторых секущих пород.

Содержание SrO в апатите породы с призматическим сфеном колеблется от 4.6 до 6.9% и не зависит от того, где — выше или ниже по разрезу — взят образец (см. рис. 28).

Ниже приводятся содержания SrO в апатите различных минеральных агрегатов (в вес. %).

Линзовидно-полосчатая и сетчатая порода . .	4.50—5.85	Апатито-сфеновые прослои в ийолит-уртитах .	4.60—6.00
Пятнистая порода	5.10—6.50	Сфеновый ийолит с апатитом . .	5.30—6.82

Сопоставляя приведенные выше цифры, нетрудно убедиться в том, что изменения содержания стронция в апатите отдельных разновидностей апатито-сфено-нефелиновых пород весьма значительны. Если они не увязываются с пространственным положением пород, то чем же они вызваны? Оказалось, что характерной особенностью апатита всех разновидностей

пород с призматическим сфеном (в отличие от апатита апатито-нефелиновых пород) является невыдержанность содержания SrO на узко ограниченных участках при полной однородности морфологии этого минерала, текстуры породы и ее минерального состава. Так, например, в апатите из образцов пятнистой апатито-сфено-нефелиновой породы (гора Юкспор), взятых на расстоянии 10 см друг от друга, содержание SrO (в вес. %)

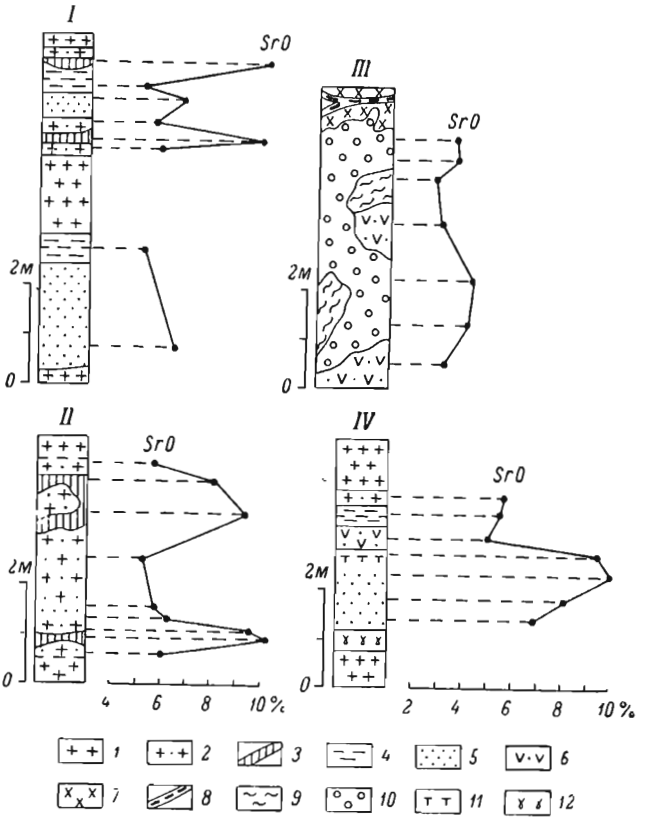


Рис. 31. Поведение SrO в апатите.

I, *II* — разрезы через апатитовую жилу горы Поачвумчорр; *III* — разрез через южную часть Куэльпорского месторождения; *IV* — разрез через мелкую апатитовую жилу в рисчоррите горы Юкспор. *1* — рисчоррит; *2* — рисчоррит с апатитом; *3* — агрегат крупнозернистого апатита; *4* — полосчатая полевошпато-нефелино-апатитовая порода; *5* — пятнистая порода; *6* — уртит с апатитом; *7* — средневернистый эгиринонефелиновый сиенит; *8* — полевошпатовые жилки; *9* — линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода; *10* — пегматоидная пятнистая порода (измененный цемент брекчии); *11* — сфено-апатитовый прослой; *12* — луяврит.

составило: 5.15, 5.72, 6.43, 6.10, 5.86%. В апатите линзовидно-полосчатой апатито-сфено-нефелиновой породы (гора Юкспор) содержание окиси стронция тоже колеблется от 4.63 до 5.52% (4 определения). Никаких поздних жильных образований вблизи отбиравшихся проб апатита найдено не было.

Апатит Поачвумчоррского месторождения отличается самым непостоянным содержанием стронция (4.0—13.0% SrO). На рис. 31 приведены два разреза (I и II) через апатитовые жилы Поачвумчорра и показано поведение стронция в апатите по этим разрезам. Состав апатита полевошпато-нефелино-апатитовых пород не зависит от того, из какой части

жилы взят образец. По составу мелкозернистый апатит (4—6.5% SrO) отличается от апатита крупнозернистого (8—13% SrO). Апатит пород полосчатой и пятнистой текстуры имеет близкий химический состав. В апатите из рисчоррита по краям жил отмечено минимальное содержание SrO (4.05%).

Для крупнозернистого и мелкозернистого апатита и апатита всех текстурных разновидностей пород Поачвумчоррского месторождения характерна невыдержанность в содержании SrO, проявляющаяся на расстоянии 10—20 см. Содержание окиси стронция в образцах мелкозернистого апатита, взятых недалеко один от другого, отличается на 0.3—1.0% (4 определения), крупнозернистого — на 0.5—1.8% (5 определений).

Таким образом, по характеру колебаний в содержании SrO апатит апатито-нефелиновых пород, апатито-сфено-нефелиновых пород и апатит Поачвумчоррского месторождения имеют вполне определенные отличия: в апатито-сфено-нефелиновых и полевошпато-нефелино-апатитовых породах состав апатита изменяется на сравнительно ограниченных участках без каких-либо видимых закономерностей.

Физические свойства. Твердость апатита около 5. Микротвердость определялась на приборе ПМТ-3. Согласно получившейся форме отпечатков на естественной поверхности зерен при вдавливании, хибинский апатит может быть отнесен к слабопластичным минералам. Микротвердость его рассчитывалась по формуле

$$H = 2 \sin \frac{\alpha}{2} \cdot \frac{P}{d^2} \text{ кг/мм}^2.$$

Для различных образцов она составила при нагрузке 0.05 кг 550—690 кг/мм², или 5.1—5.6, по Моосу. Наблюдается некоторая анизотропия микротвердости в различных направлениях монокристаллов: на базальных сечениях она несколько меньше (550—585 кг/мм²), чем на гранях призмы (580—690 кг/мм²).

Важное практическое значение имеет поведение апатита при дроблении апатитовых пород. Анализ распределения апатита по классам различной крупности зерна после дробления проб апатито-нефелиновых пород в научно-исследовательской лаборатории комбината «Апатит» показал, что апатит имеет тенденцию накапливаться в классах 0.10 мм—10 μ. Действительно, зерна апатита обычно мельче зерен всех других минералов: кроме того, апатит отличается значительно большей хрупкостью, чем нефелин.

В апатито-нефелиновых породах, затронутых процессами гипергенеза, сокращается выход апатита в класс 0.25—0.15 мм, что, по-видимому, вызвано резорбцией зерен по отдельности.

Цвет хибинского апатита варьирует в широких пределах и зависит как от механических примесей (аллохроматическая окраска), так и от химического состава и особенностей кристаллической структуры самого апатита (идиохроматическая окраска).

При изучении цвета хибинского апатита авторы использовали саморегистрирующий спектрофотометр СФ-2М, который не предназначен для минералогических исследований, однако небольшие специальные приспособления позволяют получить на нем записи спектров пропускания и отражения минералов как в шлифах, так и в образцах. Окраска апатита исследовалась авторами в отраженном свете. Образцы апатита прижимались непосредственно к рабочему окну прибора. Вместо крышки, закрывающей рабочие окна прибора, одевался чехол из светонепроницаемой ткани. Эталоном служил тонкораспыленный барит.

Кривые спектров отражения и поглощения приводятся в большинстве случаев в том виде, в каком они записаны саморегистрирующим блоком спектрофотометра.

Аллохроматическая окраска хибинского апатита обусловлена тремя причинами: 1) цветом окружающих минералов, 2) инородными пленками и примазками на его поверхности, 3) тонкими минеральными включениями в его зернах.

Влияние окраски окружающих минералов на оттенок апатита детально рассматривалось С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954). Среди нефелина апатит часто выглядит зеленовато-серым, а сфен придает ему буроватый оттенок. Розовый хибинский апатит — результат мелкой, но очень густой вкрапленности зерен апатита в эвдиалите. Изредка между зернами апатита развивается ярко-зеленый волокнистый эгирин, придающий и апатиту ярко-зеленый оттенок.

Природа пленок, образующихся на поверхности апатитовых зерен, рассмотрена выше. Чаще всего пленки апатита возникают в условиях гипергенеза. Пленки гидроокислов железа и монтмориллонита окрашивают апатит в бурый и золотисто-бурый цвет. На рис. 32 приведены спектры поглощения чистого гётита и апатита, покрытого тонкими пленками гётита искусственным путем. Эти спектры поглощения демонстрируют также и опыты по искусственному закреплению на поверхности апатита гидроокислов железа.

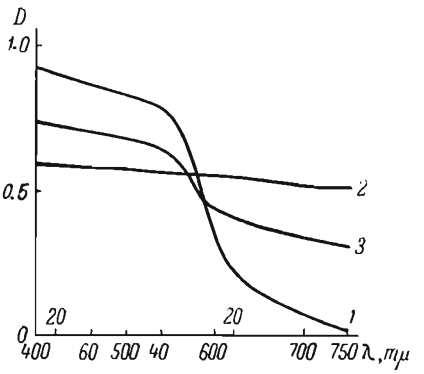


Рис. 32. Спектры поглощения.

1 — относительно чистых гидроокислов железа; *2* — апатита после перемешивания его в тонкой суспензии гётита; *3* — апатита после перемешивания его в тонкой суспензии гётита и монтмориллонита.

На рис. 33 приведены кривые спектров поглощения чистого монтмориллонита, гидрослюды, апатита и апатита с пленками монтмориллонита. Верхний график (см. рис. 33) свидетельствует о том, что спектр поглощения апатита, покрытого пленками, слагается из спектров поглощения обычного апатита и монтмориллонита. Это легко доказывается операцией $Д_1—Д_2$, где $Д_1$ — поглощение апатита из зоны гипергенеза, $Д_2$ — поглощение монтмориллонита. В результате этой операции получается кривая (рис. 33, кривая *5*), тождественная кривой поглощения чистого апатита.[1] Подобное явление может быть обусловлено тем, что рассеивающие свет тонкие пленки монтмориллонита в то же время не препятствуют его поглощению поверхностью самого апатита.

Примазки анатаза придают апатиту яркий оранжевый оттенок. Своеобразна синевато-зеленая окраска апатита, обусловленная тонкими пленками вторичного фосфата из группы апатита. Она характеризуется широким максимумом пропускания в области 480—600 mμ.

Пленки халькопирита являются причиной бледно-желтого оттенка апатита. Обычный апатит обладает сильным стеклянным блеском, присутствие тонких примазок халькопирита придает апатиту металловидный блеск.

Серый, темно-серый и черный цвета апатита наблюдаются сравнительно часто. Они не зависят от цвета окружающих его минералов. Темный апатит содержит мелкие включения эгирина. При дроблении черного апатита плотность его окраски постепенно уменьшается. Нагревание минерала до 700° не сказывается на его цвете; только при температуре около 1100°,

[1] Некоторая нечеткость пиков на кривой *5* (рис. 33) вызвана тем, что они записывались при большей общей плотности образца, т. е. обусловлена режимом работы прибора.

когда апатит начинает плавиться, он теряет свою черную окраску. Подобное явление наблюдается и в природных условиях на контактах апатитовых пород с луявритовыми жилами, где черный апатит слегка оплавлен и обесцвечен.

Апатит серого, темно-серого и черного цветов характеризуется только увеличением оптической плотности. Никаких иных изменений в видимом

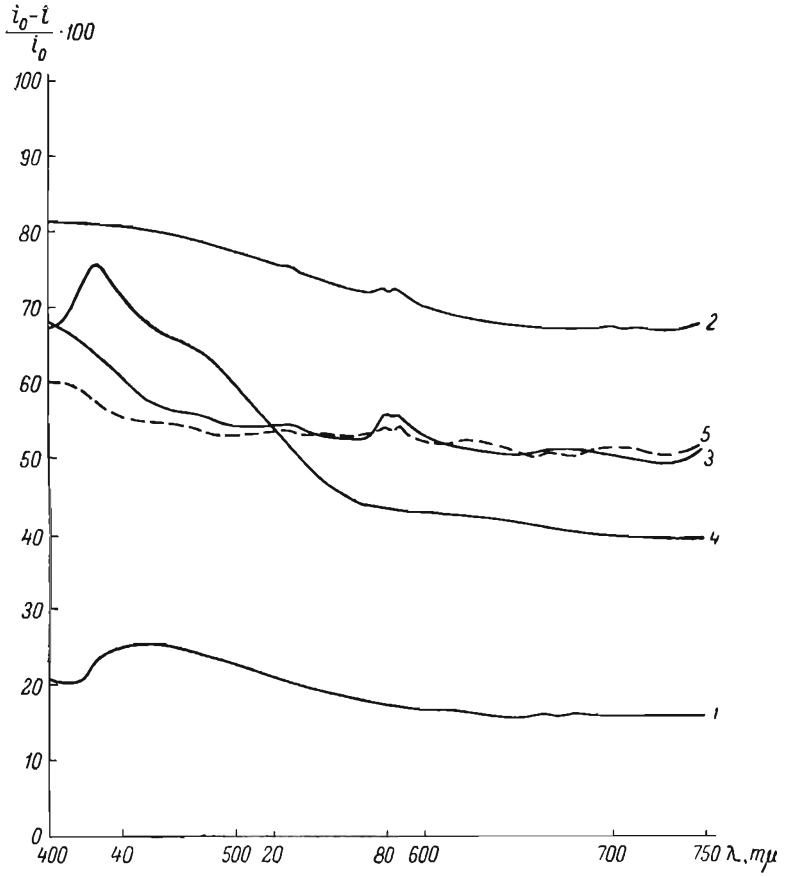


Рис. 33. Спектры поглощения.

1 – монтмориллонита; *2* — апатита с пленками монтмориллонита; *3* — чистого апатита; *4* — калиевой гидрослюды; *5* — апатита с пленками монтмориллонита за вычетом поглощения монтмориллонита.

спектре черного апатита по сравнению со спектром светлого апатита не происходит (рис. 34). Темный до черного цвет хибинского апатита, по мнению авторов, вызывается не окраской тонких минеральных включений, а тем, что эти включения рассеивают свет внутри кристалла и способствуют возникновению эффекта полного внутреннего отражения.

Серая и черная окраски апатита наблюдаются в определенных геологических условиях и подчиняются определенным закономерностям. Частота встречаемости темного апатита в различных условиях иллюстрируется табл. 18.

Для хибинского апатита характерна бледно-зеленая идиохроматическая окраска различных оттенков. Чаще всего встречается желтовато-зеленый апатит, реже — синевато-зеленый, изредка бледно-желтый и синий до фиолетового апатит. А. И. Цветковым (1929) установлено, что

Таблица 18

Встречаемость серого и черного апатита

Разновидности апатита		Апатито-нефелиновые породы: сетчатой и линзовидно-полосчатой текстуры	Апатито-нефелиновые породы: пятнистой текстуры	Апатито-нефелиновые породы: брекчия (ксенолиты)	Апатито-сфено-нефелиновые породы	Полевошпатово-нефелино-апатитовые породы
Мономинеральные апатитовые агрегаты	сахаровидный	1	1	—	—	—
	мелкие игольчатые индивиды	3	2	—	—	—
	крупные игольчатые индивиды	40	18	3	—	—
	крупнозернистый	78	—	1	—	—
Включения апатита в пойкилитовых зернах других минералов и отдельные зерна апатита		—	—	—	—	—

Примечание. Цифры в таблице указывают число наблюдений по различным обнажениям и горным выработкам.

при температуре 400—600° бледно-зеленый хибинский апатит обесцвечивается.

На рис. 35 приводятся спектры отражения образца желтовато-зеленого апатита до и после обесцвечивания его нагреванием при температуре 350° в течение 40 мин. Визуально обесцвеченный апатит совершенно прозрачен и бесцветен, однако спектр его отличается сложным строением. В видимой части спектра апатита имеется серия узких полос поглощения, которые сохраняются и после нагревания, но не обусловливают его окраску. (Дудкин, Кравченко-Бережной, 1963).

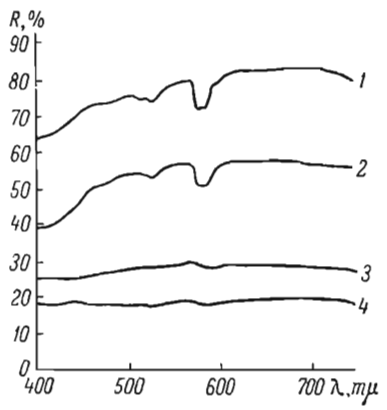


Рис. 34. Спектры отражения апатита.

1 — светлого мелкозернистого; *2* — бутылочно-зеленого; *3* — серого; *4* — черного.

Рис. 35 свидетельствует о том, что воспринимаемая визуально окраска апатита обусловлена широким максимумом поглощения в области 400—450 mμ и интенсивностью пропускания в области 450—580 mμ. Определенное влияние на видимую окраску апатита может оказывать и максимум поглощения в интервале 634—750 mμ. Близкую к апатиту окраску имеет зеленый хибинский микроклин (зеленый амазонит). Он также совершенно обесцвечивается при температуре 400—500°, при этом общие изменения в его спектре подобны тем, которые наблюдаются у апатита (см. рис. 35).

На рис. 36 приведены спектры отражения образцов апатита с различными цветовыми оттенками. Но не все оттенки зеленого апатита определяются разницей интенсивности пропускания (поглощения) в различных участках видимого спектра. Часто встречающаяся бутылочно-зеленая окраска крупнозернистого апатита из апатито-нефелиновых пород слагается из обычной зеленой идиохроматической и темной аллохроматической окраски (см. рис. 34, кривая 2). После нагревания такой апатит становится дымчатым.

При нагревании апатита наименее устойчивыми оказываются синие тона. Синевато-зеленый апатит может быть постепенно обесцвечен. Пере-

ходные цвета его следующие: сине-зеленый—зеленый—желтовато-зеленый—желтый—бесцветный.

Зеленовато-синий апатит из натролитовой жилы обесцвечивается в той же последовательности. Для синего апатита характерно особенно интенсивное пропускание в области 450—580 mμ.

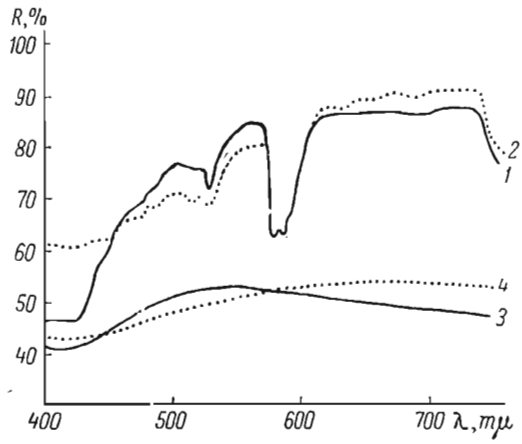


Рис. 35. Спектры отражения.

1 — желтовато-зеленого хибинского апатита до нагрева; *2* - - после нагрева (видимая окраска отсутствует); *3* — зеленого микроклина до нагрева; *4* — после нагрева (видимая окраска отсутствует).

Возможность окрашивания хибинского апатита марганцем мало вероятна, как и окрашивание его ионами Fe^{3+}. Едва ли оно обусловлено и F-центрами, связанными с присутствием хлора (Винокуров, Зарипов, 1961). Синее окрашивание флюорита (Пшибрам, 1959) может быть получено путем нагревания бесцветного флюорита в парах некоторых металлов. На возможность окрашивания хибинского апатита парами металла указывают опыты А. И. Цветкова (1929), согласно которым при температуре 1200° апатит восстанавливает свою окраску. Авторам удалось окрасить в парах натрия при температуре около 500° в бледно-синий цвет предварительно обесцвеченный хибинский апатит. При повторных нагреваниях до 300° в обычных условиях эта окраска быстро исчезала. Желтые дефектные центры окраски могут быть связаны с примесью какого-либо иного элемента, например Ce^{3+}.

Зеленовато-синие и синие цвета апатита наблюдались авторами в натролитовых эпигенетических жилах — наиболее поздних эндогенных образованиях с апатитом. Это согласуется с малой устойчивостью синих центров окраски, которые в естественных условиях могли легко «глушиться» сравнительно небольшими температурными воздействиями и динамическими напряжениями.

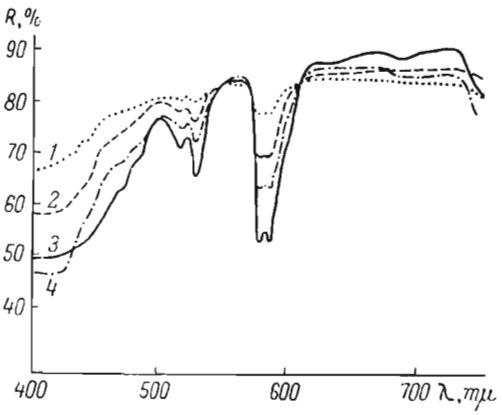


Рис. 36. Спектры отражения апатита.

1 - - зеленого; *2* - - синевато-зеленого; *3* и *4* — зеленовато-желтого.

Активное воздействие на идиохроматическую окраску хибинского апатита оказывают все более поздние геологические образования. Апатит часто обесцвечен на контактах с мончикитовыми и луявритовыми жилами. Цвет апатита в ксенолитах брекчий обычно бледнее, чем, например, в пятнистой апатито-нефелиновой породе.

В целом в отношении окраски хибинского апатита можно сделать следующее заключение. Аллохроматическая окраска апатита разнообразна и встречается часто. Она обусловлена различными причинами и в основном определяется геологическими условиями нахождения апатита. Идиохроматическая окраска апатита определяется дефектными центрами:

она в значительной степени зависит от близости различных более поздних эндогенных образований.

В рентгеновских и ультрафиолетовых лучах хибинский апатит не светится. Не обнаружено его свечение и в катодных лучах, а также при нагревании.

Абсолютные значения удельного веса хибинского апатита колеблются от 3.227 до 3.300 (пикн.). Удельный вес апатита определяется содержаниями изоморфных примесей с большим атомным весом; значительно он меняется при увеличении содержания стронция. Зависимость удельного веса от содержания в апатите стронция выражается формулой:

$$Д_2 = Д_1 + 0{,}078x,$$

где x (0—10) — количество структурных единиц стронция.

Ларсен (Larsen и др., 1952) на основании исследования апатита, содержащего стронций, пришел к заключению, что показатели преломления апатита не зависят от примеси стронция.

Р. А. Кравченко-Бережным, Денисовым и другими (1961) методом хроматической вариации с внесением поправок на дисперсию призмы рефрактометра определена дисперсия показателей преломления хибинского апатита. Для ориентировки кристаллических индивидов апатита Р. А. Кравченко-Бережной использовал микрокристалл-рефрактометр Колотушкина-Меланхолина. Методом, разработанным Р. А. Кравченко-Бережным, были определены кривые дисперсии образцов хибинского апатита с различным содержанием стронция; для разных образцов они оказались одинаковыми (рис. 37).

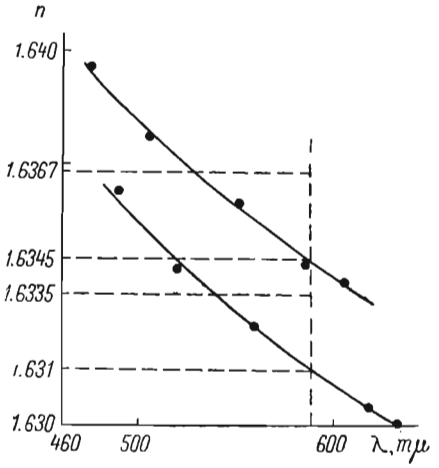


Рис. 37. Кривые дисперсии показателей преломления хибинского апатита.

Запись кривых дисперсии показателей преломления апатита намного повышает точность определения их значений для натрового света (λ = =589 mμ). Путем построения кривых дисперсии были определены показатели преломления образцов хибинского апатита с различным содержанием SrO. Определения подтвердили заключение Ларсена: показатели преломления апатита не меняются при изменении содержания в нем SrO. Так, при содержании в апатите SrO, равном 3.04%, n_0=1.6360, n_e=1.6325; при содержании SrO, равном 14.33%, n_0=1.6363, n_e=1.6327. (Воспроизводимость определений показателей преломления ±0.0002). Повышенные значения показателей преломления стронцийапатита из Якутии (Ефимов и др., 1962) скорее всего обусловлены примесью редкоземельных элементов, титана и марганца.

Особенности химического состава хибинского апатита позволяют установить зависимость параметров его элементарной ячейки при замещении $Ca^{2+} \rightarrow Sr^{2+}$. Двадцать специально подобранных образцов апатита Хибин анализировались на ионизационном дифрактометре УРС-50И с автоматической регистрацией углов Θ. Для отражений, по которым определялись параметры элементарной ячейки, отсчеты углов Θ на шкале рентгеновского гониометра брались дважды — при левом и правом вращениях счетчика и образца. Средние значения таких отсчетов обеспечили определение углов с точностью до 30″. Результаты определений приведены на рис. 38. Для обоих параметров наблюдались зависимости, близкие к прямолинейным. Отношение c/a при увеличении содержания SrO в апа-

тите остается практически постоянным, что свидетельствует об отсутствии значительных искажений в его элементарной ячейке.

Наличие близких к прямолинейным зависимостей параметров элементарной ячейки апатита от содержания в нем SrO позволило нам, подобно тому как это было сделано В. И. Михеевым и А. И. Калининым (1958) применительно к оливинам, рассчитать и получить следующие уравнения:

$$c = c_1 + 0.031x,$$
$$a = a_1 + 0.033x,$$

где $x(0—10)$ — количество катионов стронция, замещающих катионы кальция.

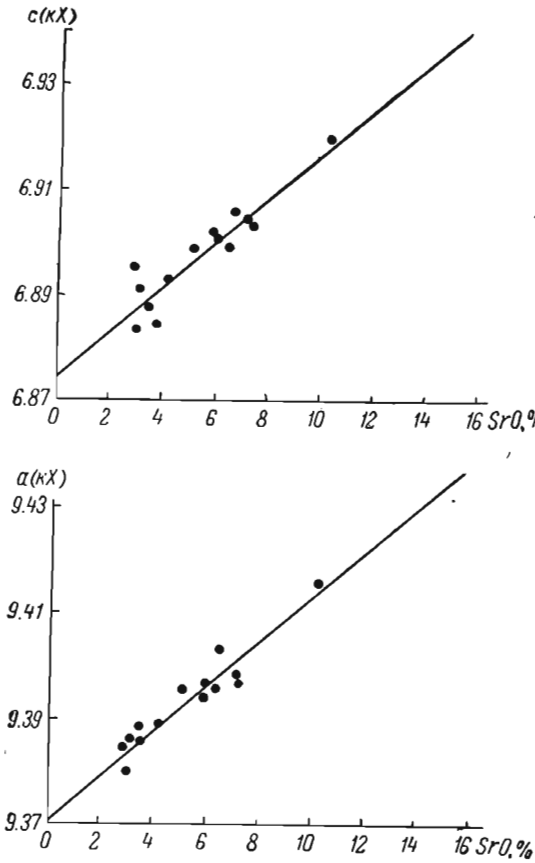


Рис. 38. Зависимость параметров элементарной ячейки апатита от содержания в нем SrO.

Для искусственного чистого гидроксил-апатита Р. Клемент (Klement, 1939) приводит такие параметры: $a_0 = 9.40\ kX$, $c_0 = 6.93\ kX$. Эти значения и рассчитанные коэффициенты позволяют установить параметры элементарной ячейки соединения $Sr_{10}(PO_4)_6(OH)_2$. Такое соединение было искусственно получено Р. Клементом и рентгеновским методом определены параметры его элементарной ячейки. Ниже приводятся параметры a и c $Sr_{10}(PO_4)_6(OH)_2$, определенные Р. Клементом (слева) и рассчитанные авторами по коэффициентам (справа).

$$a = 9.77\kappa X \qquad a = 9.73\kappa X$$
$$c = 7.20\kappa X \qquad c = 7.24\kappa X$$

При съемке порошкограмм апатита определенных признаков присутствия двух фаз с различным содержанием стронция обнаружено не было. В камере диаметром 66 мм была снята смесь (1 : 1) двух образцов с содержанием SrO 2.78 и 9.38%. Полученная порошкограмма практически ничем не отличается от остальных порошкограмм апатита. Ширина линий на порошкограммах хибинского апатита резко варьирует, но это может быть обусловлено не зональностью зерен, а различным качеством растирания образцов. Естественно, что даже при записи порошкограмм потенциометром наличие двух фаз могло проявиться только в размытости некоторых пиков и не сказаться на результатах определения параметров элементарной ячейки.

Расчет полной дебаеграммы хибинского стронциевого апатита (9.38% SrO) приводится в табл. 19.

Условия образования и изменения. Характерные особенности химического состава акцессорного апатита пород, апатита различных месторождений и апатита пегматитов свидетельствуют о том, что образование апатита всех месторождений генетически связано с формированием самого интрузивного массива. Апатит апатито-нефелиновых

Таблица 19

Межплоскостные расстояния стронциевого апатита

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_{\hat{a}}}{n}$
3	3.4431	2	2.1477	2	1.6143
4	3.0919	7	1.9406	2	1.5339
10	2.8037	3	1.8880	2	1.5834
6	2.7072	7	1.8431	2	1.5060
3	2.6299	4	1.8032	2	1.4592
3	2.2557	4	1.7774	5	1.4524
		4	1.7244	3	1.4370

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_к = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен А. П. Денисовым.

пород, судя по характеру его распределения в отдельных минеральных агрегатах, одинаковому размеру зерна, выдержанным в пределах отдельных пород физическим свойствам и химическому составу, должен быть отнесен к группе минералов, совместная кристаллизация которых определила формирование основной массы этих пород.

Особенности химического состава апатита апатито-сфено-нефелиновых пород, апатита Поачвумчоррского месторождения, а также апатита центральных зон некоторых пегматитов свидетельствуют о том, что в Хибинах имеются по крайней мере две основные генерации этого минерала. Резкие и незакономерные колебания содержания SrO в апатите перечисленных образований можно объяснить, прежде всего, зональностью его зерен, причем именно вторичной зональностью. Поздний апатит, по-видимому, образует не только внешние каймы замещения, но и самостоятельные модификации (скопления апатита в пегматитах). Наиболее поздним по времени возникновения является апатит пегматитов и эпигенетических жил, ассоциирующий с натролитом.

В эндогенных условиях апатит относительно устойчивый минерал. Полное его растворение и вынос происходили только при образовании мелких жилок волокнистого эгирина, сопровождаемого рядом других поздних эндогенных минералов.

При физическом выветривании апатит вследствие своей мелкозернистости и хрупкости легко дробится и тонкоизмельченный быстро растворяется поверхностными водами ручьев и рек, имеющими pH=6.5—7.0. В трещинных зонах гипергенеза, где грунтовые воды имеют pH=7.5—9.6, апатит растворяется, но очень слабо. В результате этого растворения отмечаются резорбция его зерен по отдельности и фигуры травления. В этих условиях на поверхности зерен апатита возникает слабый положительный электрический заряд (он может быть вторичным). На поверхности апатита активно закрепляются отрицательно заряженные коллоидные частицы монтмориллонита, способствующие, в свою очередь, закреплению тонких частиц гидроокислов железа. В результате апатит покрывается пленками гипергенных минералов. Знаки электрических зарядов на поверхности частиц хибинских монтмориллонита, гётита и предварительно протравленного кислотой апатита при pH=9 проверены и подтверждены электрофорезом.

Согласно М. Д. Дорфману (1962), слабое растворение апатита в трещинных зонах гипергенеза завершается последующим переотложением его в виде франколита.

Нефелин

$(Na, K)AlSiO_4$

Гексагональная сингония

Распространение. В различных текстурных разновидностях пород содержание нефелина в значительной степени варьирует. В табл. 1 и 4 приведены максимальные содержания нефелина в апатитсодержащих породах Хибинского массива.

Нефелин ассоциирует со всеми минералами апатито-нефелиновых и вмещающих их пород, исключение составляют лишь виллиомит, флюорит и франколит. Он является породообразующим минералом наряду с пироксенами, сфеном, титаномагнетитом, полевым шпатом и апатитом. В рисчорритах очень характерны тесные ассоциации нефелина с полевым шпатом с образованием пойкилитовых и графических структур. В существенно апатитовых и апатито-сфеновых породах (пятнистых, пятнисто-полосчатых, полосчатых и в ксенолитах апатитовой брекчии), в апатитовых и сфеновых прожилках нефелин тесно ассоциирует с апатитом и сфеном и иногда прорастает этими минералами. В крупноблоковых апатито-нефелиновых породах наряду с нефелином, присутствующим в существенно апатитовой части породы, встречаются крупные обособления минерала («блоки») или одиночные кристаллы его размером до 15 см. В полевошпато-нефелино-апатитовых породах характерны тесные ассоциации нефелина с полевым шпатом.

В пегматитах нефелин ассоциирует с лампрофиллитом, эвдиалитом, энигматитом, сфеном, эгирином, амфиболом, полевым шпатом, апатитом, мурманитом и другими минералами.

В трещинных зонах гипергенеза, которые встречаются в апатито-нефелиновых породах, ийолитах и уртитах, по нефелину развивается серия гипергенных минералов: гидрослюда, монтмориллонит, бейделлит, галлуазит, каолинит и др.

Форма и размер зерна. Формы зерен нефелина очень разнообразны. В одних и тех же породах наблюдается несколько морфологических разновидностей, и в то же время одна и та же морфологическая разновидность минерала часто прослеживается в различных породах. В ийолитах и уртитах зерна нефелина имеют облик короткостолбчатых гексагональных призм, реже — изометрически развитых округлых прямоугольников. В шлифах такие зерна дают прямоугольные, квадратные, шестиугольные и просто округлые с ровными или немного извилистыми границами срезы.

В трахитоидных разновидностях ийолитов зерна нефелина имеют более длиннопризматический облик и вытянуты в направлении трахитоидности пород. В шлифах по трахитоидности срез зерен напоминает прямоугольник с очень неравномерно развитыми и неровными гранями.

Размер зерен нефелина в породах ийолит-уртитового состава колеблется от 0.05 мм в трахитоидных ийолитах до 10 мм в массивных ийолитах и уртитах. Реже в этих породах встречается ксеноморфный нефелин с размером индивидов 1—3 мм.

В рисчорритах и полевошпатовых ийолитах (в том числе и в цементе апатитовой брекчии) зерна нефелина, включенные в полевой шпат, нередко имеют неправильные причудливые очертания. Можно выделить три разновидности включений нефелина в полевом шпате: 1) правильные зерна нефелина, включенные в полевой шпат, 2) графические срастания нефелина с полевым шпатом, 3) зерна ксеноморфного нефелина.

Структуры нефелин-полевошпатовых графических срастаний в хибинских породах подробно изучались целым рядом исследователей (Куп-

летский, 1932; Солодовникова, 1959; Галахов, 1959; Тихоненков, 1961), поэтому на их описании мы не останавливаемся.

В существенно апатитовых и апатито-сфеновых породах зерна нефелина имеют округлые формы и неправильные извилистые очертания (рис. 39). В их краевых частях часто присутствуют вростки апатита;

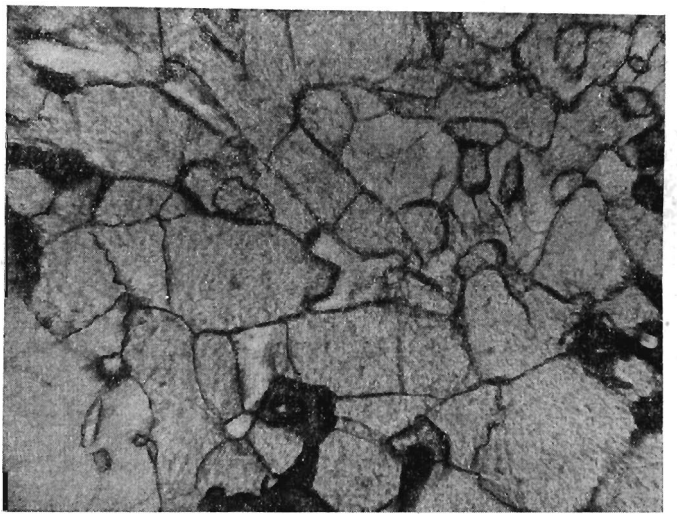


Рис. 39. Ксеноморфный нефелин в апатитовой породе. Шлиф, без анализатора, увел. 40.

размер зерен нефелина 2—3 мм. В богатых апатитом породах можно наблюдать также крупные (10—15 мм) округлые зерна нефелина; хорошо ограненные кристаллики нефелина, размером 5—7 мм, встречаются реже. Обычно такие кристаллики включены в пироксен, сфен и полевой шпат.

В апатито-нефелиновой породе блоковой текстуры зерна нефелина представлены идиоморфными кристаллами, имеющими в срезах квадратные,

Таблица 20

Формы монокристаллов нефелина в апатитсодержащих и вмещающих их породах

Форма кристаллических индивидов	Размер зерен, в мм	Породы
Зерна, имеющие форму коротких и длинных призм или близкую к ним (частично или полностью ограненные).	0.5—10	Трахитоидные ийолиты, полевошпатовые мелкозернистые уртиты, сфеновые ийолиты, рисчорриты (мелкозернистая масса), все апатитовые породы.
Крупные кристаллы-«блоки» нефелина и группы таких кристаллов призматического габитуса.	0.01—10—80, редко 150	Блоковая апатито-нефелиновая порода, пегматиты ийолитового и уртитового состава.
Графические срастания нефелина с полевым шпатом.	0.01—1.0	Рисчорриты, трахитоидные ийолиты, полевошпатовые ийолиты, цемент апатитовой брекчии.
Зерна ксеноморфного нефелина.	1—5	Существенно апатитовые породы и апатито-сфеновые породы, полевошпато-нефелино-апатитовые породы, реже — рисчорриты, ийолиты и уртиты.

прямоугольные и округлые очертания. Границы кристаллов с апатитовой массой в основном ровные; в линзовидно-полосчатых породах крупные кристаллы нефелина огибаются полосчатостью. Размер крупных кристаллов-«блоков» варьирует от 3 до 6—8 см, иногда до 15 см в поперечнике.

Формы кристаллических индивидов нефелина в апатитсодержащих и вмещающих их породах приведены в табл. 20.

В к л ю ч е н и я. В нефелине различных пород постоянно наблюдаются инородные включения. Все включения можно разделить на две группы: 1) газовые и жидкие, 2) твердые включения. Среди последних можно выделить включения, химический состав которых резко отличается от состава нефелина (включения эгирина, апатита, титаномагнетита и лепидомелана), и включения минералов, по составу близких к нефелину и обязанных своим происхождением изменению нефелина. К ним относятся канкринит, содалит, цеолиты, гидрослюдистые и глинистые минералы.

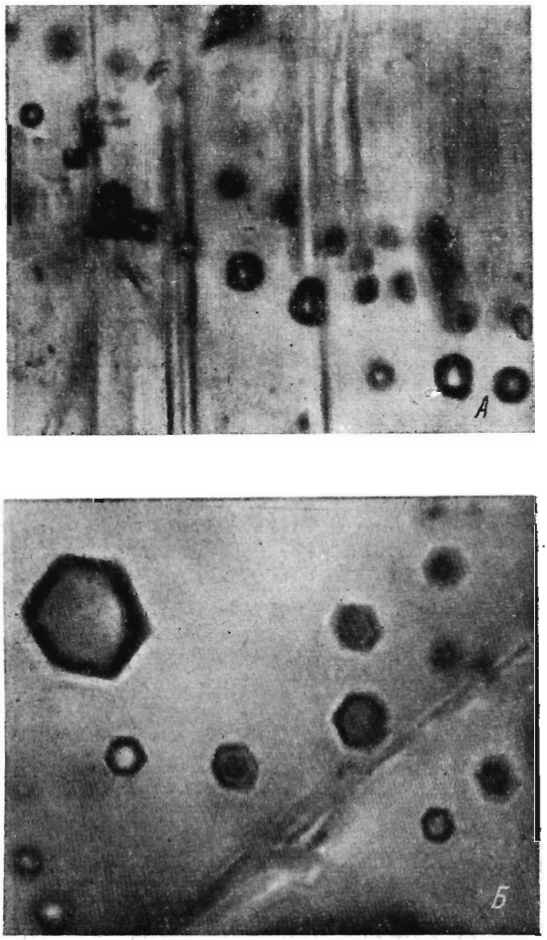


Рис. 40.

А — зона газовых включений в кристалле нефелина. Шлиф, без анализатора, увел. 300. *Б* — газовые включения в нефелине, имеющие форму шестиугольника. Срез зерна почти перпендикулярен оси C_6. Шлиф, без анализатора, увел. 1000.

О наличии газовых и, возможно, жидких включений в нефелине Хибин впервые упомянул С. С. Курбатов при изучении апатито-нефелиновых пород горы Кукисвумчорр: «Газовые включения располагаются цепочкой в несколько рядов, в количестве 50—60, размер их 0.001—0.003 мм. Жидкие включения присутствуют в виде одинаковых, изолированных друг от друга пузырьков. Размер их достигает 0.05—0.04 мм» (1953, стр. 91).

Газовые включения обнаружены авторами в нефелине всех пород апатитовых месторождений. Они располагаются в кристаллах неравномерно и концентрируются в виде зон, вытянутых параллельно граням кристаллов. Большое количество включений приурочено к краевым частям кристаллов, где они располагаются в виде зон (рис. 40).

Включения имеют округлую форму, но иногда наблюдаются и элементы отрицательной огранки. В срезах зерен нефелина, перпендикулярных C_6, они имеют форму шестиугольников (см. рис. 40), размер их не превышает 0.03 мм. Вследствие большой разницы показателей преломления нефелина и газа, заполняющего включение, в проходящем свете оно имеет черную окраску со светлым пятном в центре.

Нефелин, как правило, переполнен включениями тонких иголочек темно-зеленого минерала, длина которых не превышает 0.01—0.03 мм. Иголочки сидят очень близко друг к другу, образуя в кристалле зоны или полосы. В полосах может быть несколько сотен иголочек. Ширина полосы или зоны часто равна длине иголочки. Расположение иголочек зональное, зоны повторяют очертания кристалла нефелина и обычно параллельны граням призмы. При срезе, перпендикулярном $C_в$, зоны включений иголочек темноцветного минерала часто образуют правильный шестиугольник. Нередко в кристалле нефелина наблюдаются чередования нескольких зон, переполненных включениями этого минерала. По ширине зоны бывают равными, но бывают и резко различными. В некоторых кристаллах к периферии расстояния между зонами увеличиваются, а количество иголочек минерала в зонах уменьшается. Иногда включения расположены группой и занимают всю центральную часть зерна нефелина без разделения на зоны; нередко при этом зерно нефелина имеет неправильные извилистые контуры, а участок с включениями, наоборот, имеет форму правильного шестиугольника, квадрата и т. д. (рис. 41).

Мелкие игольчатые темно-зеленые включения наблюдались также в полевом шпате, эвдиалите, реже — в апатите. Оптически установлена принадлежность этих иголочек к пироксену. Темно-зеленый нефелин растворялся в 5%-й HCl, получена порошкограмма остатка от растворения. Минерал оказался эгирином с небольшой примесью авгитового минала (см. табл. 33). Т. Н. Иванова (1958) находила в виде включений не только эгирин, но и эгирин-авгит. Авторы не обнаружили эгирин-авгит в нефелине, несмотря на тщательный анализ включений. При очень больших увеличениях (~1000) в нефелине наблюдались точечные бесцветные включения с высоким рельефом. Возможно, что это апатит.

Иногда в богатых апатитом породах нефелин в краевых частях зерен содержит достаточно крупные включения апатита. Размер зерен апатита в нефелине разнообразный, чаще 0.02—0.04 см в поперечнике, расположение включений незакономерное. Включения апатита в основном приурочены к краевым частям зерен нефелина и лишь в редких случаях встречаются в их центральных участках.

Реже, чем апатит и эгирин, в нефелине встречаются незакономерно расположенные включения лепидомелана и титаномагнетита.

Присутствие в нефелине содалита, канкринита, гидрослюды, цеолитов и глинистых минералов связано с его изменением. Содалит и канкринит развиваются по нефелину в виде микроскопических обособлений неправильной формы с краев зерен или вдоль трещин спайности и случайных трещин. В шлифах очень часто можно видеть, что в периферических частях кристаллов нефелина появляются высокодвупреломляющие чешуйки слюдистого минерала и игольчатые кристаллики натролита. Если зерно разбито трещинами, то изменение его начинается вдоль этих трещин и распространяется от них в обе стороны.

Таким образом, включения минералов, образующихся в результате замещения нефелина, тяготеют к краям зерен и трещинам различного происхождения.

Химический состав. Первый химический анализ хибинского нефелина был опубликован в 1926 г., тогда же было начато систематическое изучение этого минерала (Куплетский, 1928; Кононенко, 1938; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). В послевоенные годы изучался нефелин апатито-нефелиновых пород гор Кукисвумчорр, Юкспор и Расвумчорр (Курбатов, Михайлова, 1954; Дорфман, 1962). С 1955 г. сбором фактического материала по породообразующему нефелину хибинитов, рисчорритов и фойяитов занимался А. В. Галахов (1959).

Химический состав нефелина (в вес. %) **и его**

Компоненты	Нефелин основной массы рисчорритов				Нефелин из среднезернистого массивного ийолита	Нефелин из трахитоидного ийолита 1-й фазы	Нефелин из трахитоидного полевошпатового ийолита, цемента брекчии	Нефелин из сфенового ийолита	Нефелин из линзочек мелкозернистого ийолита	Нефелин из уртита
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	41.42	42.91	41.98	41.30	43.16	44.05	42.61	39.75	40.51	43.02
TiO_2	—	—	—	—	—	Сл.	0.03	Сл.	0.03	0.03
Al_2O_3	33.81	33.02	33.24	32.72	32.07	33.07	32.97	30.55	30.37	32.56
Fe_2O_3	1.20	2.10	1.21	1.54	2.14	0.87	0.67	1.50	1.75	0.46
FeO	0.29	—	—	0.23	0.22	0.31	0.35	0.33	—	0.39
CaO	0.37	0.21	0.48	0.26	0.33	0.29	1.15	3.87	3.69	0.99
MgO	—	0.28	—	0.12	—	—	0.05	Сл.	0.07	0.17
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01
Na_2O	15.16	13.16	15.77	15.84	16.73	15.02	14.70	14.18	14.63	15.84
K_2O	7.75	8.38	7.13	5.41	5.25	4.79	6.69	5.22	6.28	5.74
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02
H_2O^+	—	—	—	—	—	0.78	0.54	1.75	—	—
H_2O^-	—	0.15	—	—	—	0.31	0.28	0.57	0.08	—
P_2O_5	—	—	—	—	0.29	0.30	0.32	2.42	2.62	—
П. п. п.	—	—	—	2.20	—	—	—	—	—	0.50
Сумма	100.00	100.21	99.81	99.62	100.19	99.79	100.36	100.14	100.03	99.74
Нефелиновая молекула, $NaAlSiO_4$	72.20	61.76	74.17	76.11	78.58	71.30	69.90	71.94	74.08	71.98
Калиофиллитовая молекула, $KAlSiO_4$	24.30	25.93	22.08	17.01	16.54	15.00	20.95	17.42	20.68	17.22
Общий остаток	3.60	12.16	3.75	6.88	4.87	13.70	8.85	10.65	5.25	10.80
«Избыток» SiO_2	2.71	7.84	2.83	4.77	4.06	10.83	6.88	7.38	4.80	5.88
«Избыток»—«недостаток» Al_2O_3	0.89	1.61	0.30	0.68	—0.56	2.70	1.44	1.99	—0.80	0.28

Компоненты	Нефелин из пятнистой апатито-нефелиновой породы		Нефелин из полосчатой апатито-нефелиновой породы					
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO_2	42.25	41.99	41.90	41.85	41.51	41.69	41.80	42.06
TiO_2	0.13	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	—	Сл.
Al_2O_3	32.83	33.04	33.20	33.31	32.75	32.70	33.16	32.60
Fe_2O_3	1.94	1.87	1.79	1.64	1.78	1.96	1.78	1.62
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	0.06	0.38	0.16	0.26	—	0.36
MgO	—	0.04	0.01	0.06	0.05	0.07	—	0.05
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2O	15.76	16.06	16.19	15.69	16.43	16.21	15.71	15.30
K_2O	7.81	6.90	6.61	7.85	7.12	6.87	7.69	8.25
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 21

пересчет на условные миналы (в мол. %)

Нефелин из среднезернистого массивного ийолита		Нефелин из ковита—полевошпатового уртита	Нефелин из уртитов					Нефелин из полевошпатовых пегматитов			Нефелин из пегматитов ийолитового и уртитового состава		
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
42.41	43.14	42.24	40.69	41.65	42.25	43.77	42.53	41.36	41.26	42.41	44.15	42.16	43.28
0.04	Сл.	Сл.	—	0.02	—	—	0.03	—	—	0.01	Сл.	—	0.04
33.17	32.78	32.57	33.63	33.70	33.76	32.64	32.03	32.84	34.27	33.42	32.00	33.72	32.56
1.25	1.44	1.62	2.69	1.57	1.23	2.01	1.76	1.59	0.96	1.14	1.17	0.83	1.69
—	—	—	—	—	0.26	0.31	0.28	0.37	0.48	0.32	0.21	0.36	—
0.30	0.24	0.84	0.67	—	0.11	0.25	0.14	0.24	0.18	0.57	0.35	0.24	0.17
0.02	Сл.	—	0.37	0.02	—	—	0.03	0.23	0.22	0.19	0.22	—	0.01
—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—
15.22	14.32	15.36	12.62	16.67	15.84	15.95	15.49	15.88	16.34	15.47	15.67	16.51	15.41
7.13	7.38	6.98	9.09	6.81	6.85	6.30	6.94	5.46	6.02	6.09	6.05	6.17	6.96
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.03	—	—
—	0.45	0.41	—	—	—	—	0.49	—	—	—	—	—	—
0.06	—	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—
0.21	0.08	0.32	—	—	0.06	0.12	0.16	—	—	—	—	—	0.13
0.34	—	—	—	—	—	—	—	1.88	0.46	0.93	0.52	—	—
100.15	99.83	100.34	99.76	100.44	100.36	101.35	100.08	99.85	100.19	100.57	100.43	99.99	100.25
72.09	66.81	71.86	60.37	78.20	74.40	73.40	74.30	70.19	75.30	70.22	71.29	77.21	72.36
22.22	22.85	22.25	28.85	21.02	21.30	20.77	21.40	16.18	18.32	18.26	18.10	19.16	21.50
5.69	10.34	5.89	10.78	0.78	4.30	5.83	4.30	13.64	6.37	11.57	10.61	3.63	6.14
4.68	7.09	3.71	5.46	0.79	3.22	4.69	4.25	4.13	2.38	5.11	7.21	2.66	5.47
0.81	0.87	—0.14	2.10	—0.01	0.14	—0.07	—	0.49	0.63	0.91	—0.14	—0.07	0.55

Таблица 21 (*продолжение*)

Нефелин из линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породы			Нефелин из сетчатой апатито-нефелиновой породы		Нефелин из пятнистой полевошпато-нефелино-апатитовой породы горы Поачвумчорр	Нефелин из мелкоблоковой апатито-нефелиновой породы	Нефелин из цемента брекчии — полевошпатового ийолита	
33	34	35	36	37	38	39	40	41
42.11	41.50	42.24	41.98	42.12	42.97	41.99	42.65	42.56
0.03	—	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
32.78	33.09	32.89	32.89	31.54	31.60	33.73	31.79	32.22
1.85	1.54	2.22	2.16	2.31	1.22	1.21	2.23	1.65
0.21	0.32	—	—	0.33	—	—	0.17	0.38
—	1.21	0.07	0.21	0.87	1.93	0.53	0.90	0.80
0,03	—	—	—	Сл.	0.06	0.03	—	0.10
—	—	—	—	—	—	—	—	—
15.53	16.06	15.75	16.17	15.32	15.02	14.91	16.03	15.11
7.18	6.35	7.17	6.58	6.47	5.05	7.45	5.69	7.19
—	—	—	—	—	—	—	—	—

Компоненты	Нефелин из пятнистой апатито-нефелиновой породы		Нефелин из полосчатой апатито-нефелиновой породы					
	25	26	27	28	29	30	31	32
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	0.31
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	0.00
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0.09
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.72	99.92	99.77	100.79	99.83	99.79	100.14	100.64
Нефелиновая молекула, $NaAlSiO_4$	73.88	75.73	76.50	73.40	77.44	76.60	74.20	71.03
Калиофиллитовая молекула, $KAlSiO_4$	24.12	21.42	20.00	24.20	22.08	21.40	23.90	25.02
Общий остаток	2.00	2.85	3.50	2.40	0.48	2.00	1.90	3.95
«Избыток» SiO_2	2.10	2.52	2.85	1.75	0.72	1.8	1.87	2.94
«Избыток»—«недостаток» Al_2O_3	0.22	0.25	0.55	0.05	—0.60	—0.02	0.03	—1.00

Примечание. 1 — гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая (Курбатов, Михайлова, А. М. Бондарева (Галахов, 1959); 4 — гора Юкспор (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, Е. И. Кульчицкая (Иванова, 1963); 7 — гора Ньорпахк, аналитик А. В. Мокрецова (Иванова, 1963); рощенко (данные авторов); 10 — гора Расвумчорр (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); Н. Некрасова (данные авторов); 13 — гора Рисчорр, аналитик Н. Некрасова (данные авторов); 14 — щенко (Мелентьев, 1953); 16 — гора Юкспор, аналитик Е. И. Кульчицкая (Дорфман, 1962); 17 — гора (Иванова, 1963); 19 — гора Юкспор (Кононенко, 1938); 20 — гора Кукисвумчорр (Кононенко, 1938); ских тундр, 1937); 23 — гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая (Курбатов, Михайлова, 1954); тик З. И. Горощенко (Мелентьев, 1953); 27—30 — гора Куксивумчорр, аналитик З. И. Горощенко (Кур 32 — гора Восточный Расвумчорр, аналитик Н. Некрасова (данные авторов); 33 — гора Расвумчорр, чицкая (Курбатов, Михайлова, 1954); 35, 36 — гора Кукисвумчорр, аналитик З. И. Горощенко (Ме аналитик Е. И. Кульчицкая (данные автвров); 39 — гора Поачвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая аналитик А. В. Мокрецова (данные авторов).

Т. Н. Иванова (1963) кратко охарактеризовала нефелин апатитовых месторождений и вмещающих их пород.

В настоящее время имеется 41 полный химический анализ и ряд частных спектральных и химических определений нефелина всех апатитовых месторождений и вмещающих их пород. Наибольшее количество анализов приходится на долю нефелина апатито-нефелиновых пород и ийолит-уртитов. Полные химические анализы образцов нефелина приведены в табл. 21.

В основу химического анализа нефелина положена его хорошая растворимость в слабоконцентрированных кислотах. Нефелин содержит много посторонних включений эгирина, сфена, лепидомелана и апатита. При растворении минерала некоторые твердые включения остаются в нерастворимом остатке и отфильтровываются (апатит растворяется вместе с нефелином).

Для выявления возможных корреляционных зависимостей между различными компонентами нефелина были построены простые корреляционные графики. Простота химического состава минерала позволила ограничиться небольшим числом графиков. Поскольку какой-либо четкой зависимости в содержании основных компонентов не установлено (скорее всего из-за низкой воспроизводимости определений Na_2O и K_2O), все графики авторами не приводятся. На рис. 42 показано соотношение между Al^{+3} и Fe^{+3}, которое важно для последующего изложения материала.

Кроме основных катионов Si, Al, Fe^{+3}, Na и K, в составе нефелина химическим путем обнаружены Ti, Fe^{+2}, Ca, Mg, Sr, Ba и H_2O. Содержание

Таблица 21 (*продолжение*)

Нефелин из линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породы			Нефелин из сетчатой апатито-нефелиновой породы		Нефелин из пятнистой полевошпато-нефелино-апатитовой породы горы Поачвумчорр	Нефелин из мелкоблоковой апатито-нефелиновой породы	Нефелин из цемента брекчии — полевошпатового ийолита	
33	34	35	36	37	38	39	40	41
—	—	—	—	0.25	0.54	0.41	0.28	—
0.26	—	—	—	0.48	0.07	0.19	—	0.13
—	—	—	—	0.61	1.29	—	0.73	0.12
0.47	—	—	—	—	—	—	—	—
100.45	100.07	100.39	100.00	100.32	99.77	100.47	100.50	100.29
73.40	75.20	74.08	75.72	73.46	73.52	70.30	75.10	69.70
22.40	19.60	22.25	20.45	20.42	16.26	23.30	17.70	21.50
4.20	5.20	3.67	3.83	6.12	10.22	6.40	7.20	8.80
3.47	2.70	3.10	3.04	5.17	8.40	4.37	6.29	6.90
0.46	0.50	0.45	0.54	0.57	1.64	1.33	0.69	0.70

1954); 2 — северо-восточная часть Хибин (Тихоненков, 1955); 3 — гора Эвеслогчорр, аналитик 1937); 5 — гора Юкспор, аналитик Е. И. Кульчицкая (Дорфман, 1962); 6 — гора Куэльпор, аналитик 8 — р. Лявойок, аналитик Е. И. Кульчицкая (Иванова, 1963); 9 — гора Юкспор, аналитик З. И. Го-11 — гора Суолуайв, аналитик З. И. Горощенко (Иванова, 1963); 12 — гора Куэльпор, аналитик северо-восточная часть Хибин (Тихоненков, 1955); 15 — гора Кукисвумчорр, аналитик З. И. Горо-Юкспор, аналитик Е. И. Кульчицкая (Дорфман, 1962); 18 — гора Куэльпор, аналитик Н. А. Елина 21 — гора Кукисвумчорр (Кононенко, 1938); 22 — гора Поачвумчорр (Минералы Хибинских и Ловозер-24 — гора Юкспор, аналитик З. И. Горощенко (данные авторов); 25, 26 — гора Кукисвумчорр, анали-батов, 1953); 31 — гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая (Курбатов, Михайлова, 1954); аналитик З. И. Горощенко (Курбатов, Михайлова, 1954); 34 — гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Куль-лентьев, 1953); 37 — р. Лявойок, аналитик Е. И. Кульчицкая (данные авторов); 38 — гора Суолуайв, (данные авторов); 40 — гора Куэльпор, аналитик Кульчицкая (данные авторов); 41 — гора Юкспор,

всех этих примесей резко колеблется, и увязать их между собой в какое-либо условное химическое соединение в большинстве случаев невозможно.

Содержание кальция в нефелине контролировалось определением P_2O_5 и при наличии последнего почти всегда увязывалось в молекулу апатита. В ряде приводимых анализов такое вычитание апатита из состава нефелина полностью исчерпывает содержание кальция. Лишь в одном анализе нефелина (табл. 21, 7) содержание кальция после вычитания апатита достигает 0.5%. Присутствие кальция в нефелине можно объяснить и способностью нефелина давать твердые растворы с анортитовым компонентом (Заварицкий, Соболев, 1961); теоретически содержание кальция в нефелине может доходить до 2—3%, так как нефелин в парагенезисе со щелочным полевым шпатом растворяет до 15% анортита.

Обычно в нефелине присутствует некоторый процент Fe_2O_3. Природа железа в нефелине изучалась в 1931 г. (Кулланда, 1931). После тщательного отделения хибинского нефелина от других минералов путем отборки под бинокуляром, разделения в тяжелой жидкости, электромагнитной сепарации и растворения в кислоте с учетом всех возможных сопутствующих явлений химический анализ показал постоянное содержание Fe_2O_3 в нефелине, равное в среднем 0.62%. Кулланда (1931) пришел к выводу, что железо заключено в самом нефелине, вероятно, оно изоморфно замещает Al^{+3}. На возможность такого рода замещения указывалось неоднократно (Власов, Кузьменко, Еськова, 1959). Можно ожидать, что в тех

анализах нефелина, где содержание Al_2O_3 несколько понижено, содержание Fe_2O_3 должно быть повышено. Однако такой закономерности не наблюдается. Во всех анализах нефелина содержание железа (окисного) колеб-

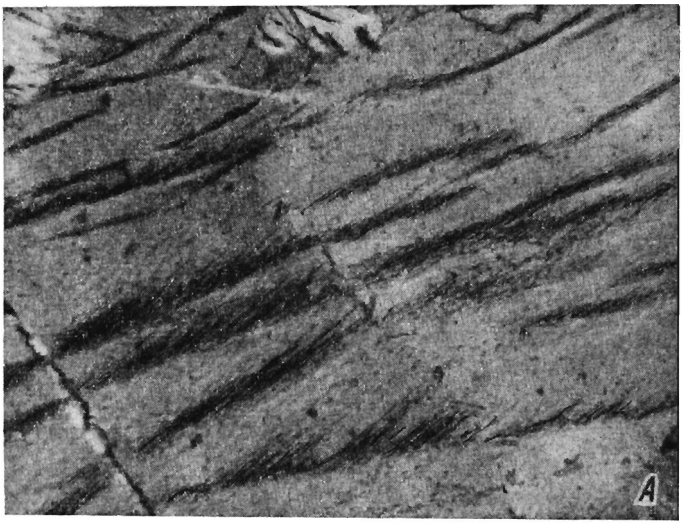


Рис. 41.

А — тонкие включения игольчатого эгирина в нефелине. Шлиф, с анализатором, увел. 60. *Б* — зональный нефелин. Шлиф, без анализатора, увел. 40.

лется в узких пределах. На рис. 42 видно, что график содержания железа в нефелине не представляет зависимость, которую следовало бы ожидать.

Закисное железо отмечается почти во всех анализах нефелина, количество его достигает 0.48%. М. Д. Дорфман (1962) связал железо и магний в условную молекулу $(Mg, Fe^{+2})Al_2Si_2O_8$.

Присутствие H_2O в количестве 1.75% объясняется частичным изменением нефелина (натролитизация, либенеритизация). Возможен также вариант замены K^{+1} на $(H_3O)^{+1}$ в самом нефелине.

Остальные элементы присутствуют в нефелине в виде незначительных примесей. Еще раз следует отметить примесь фосфора в нефелине; в ряде случаев ее невозможно объяснить видимыми включениями апатита и срастаниями апатита и нефелина.

Пересчет химических анализов нефелина на кристаллохимическую формулу производится по-разному. Ниже рассматриваются некоторые способы пересчета и их результаты.

1. Пересчет на нефелиновую и калиофиллитовую молекулу ($NaAlSiO_4$ и $KAlSiO_4$) по содержанию K_2O и Na_2O. Именно этим способом до сих пор в основном пересчитывается состав нефелина.

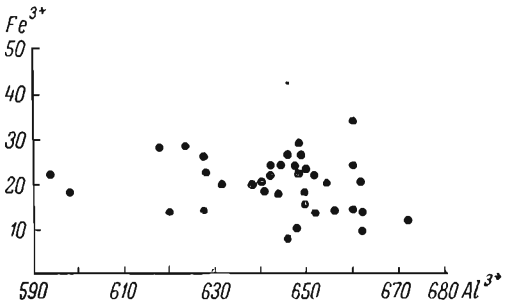


Рис. 42. Зависимость между содержанием Al^{3+} и Fe^{3+} в нефелине (в атомных количествах).

2. Пересчет на структурный радикал $[(Al, Fe)SiO_4]^{-1}$ (Богомолова, 1959).

3. Пересчет на бериллоподобную формулу (Белов, 1954). Анализ результатов пересчета тремя способами позволил дать им сравнительную оценку.

Результаты пересчета химических анализов нефелина на нефелиновую и калиофиллитовую молекулы сведены в табл. 22.

Б. Н. Мелентьев (1953), а вслед за ним и М. Д. Дорфман (1962) предполагали, что состав нефелина апатито-нефелиновых пород в направлении

Таблица 22

Содержание калиофиллитовой и нефелиновой молекул и «избытков» («недостатка») SiO_2 и Al_2O_3 в нефелине различных пород
(в мол. %)

Породы, из которых отобран нефелин	$NaAlSiO_4$		$KAlSiO_4$		SiO_2		$Fe_2O_3 + Al_2O_3$		Число анализов
	от	до	от	до	от	до	от	до	
Рисчорриты	61.76	74.17	22.08	25.93	2.71	7.84	0·30	1.61	3
Трахитоидные йолиты	69.90	71.30	15.00	20.95	6.88	10.83	1.44	2.70	2
Линзочки мелкозернистого йолита	74.08	—	20.08	—	4.80	—	—0.80	—	1
Массивные йолиты . .	66.81	78.58	16.54	22.85	4.06	7.09	—0.56	0.87	3
Массивные уртиты . .	60.37	78.20	17.22	28.85	0.79	5.88	—0.01	2.10	6
Сфеновый йолит . . .	71.94	—	17.42	—	7.38	—	1.99	—	1
Ювит	71.86	—	22.25	—	3 71	—	—0.14	—	1
Пегматиты	70.19	77.21	16.18	21.50	2.38	7.21	—0.07	0.91	6
Пятнистые апатито-нефелиновые породы	73.88	75.73	21.42	24.12	2.10	2.52	—0.22	0.25	2
Блоковые апатито-нефелиновые породы	70.30	77.14	20.00	25.02	0.72	4.37	—1.00	1.33	7
Полосчатые и линзовидно-полосчатые апатито-нефелиновые породы	73 40	75.20	19.60	22.40	2.70	3.47	0.45	0.50	3
Сетчатые апатито-нефелиновые породы . .	73.46	75.72	20.42	20.45	3.04	5.17	0.54	0.57	2
Цемент апатитовой брекчии	69.70	75.10	17.70	21.50	6.29	6.90	0.69	0.70	2
Полевошпато-нефелино-апатитовые породы горы Поачвумчорр	73.52	—	16.26	—	8.40	—	1.64	—	1

от лежачего бока интрузии к висячему меняется в сторону повышения содержания калиофиллитовой молекулы. С. С. Курбатов и А. Ф. Михайлова для нефелина Расвумчоррского апатито-нефелинового месторождения такой зависимости не установили. «Повышенное содержание этих молекул, — пишут эти исследователи, — наблюдается в некоторых нефелинах из различных типов пород, причем иногда имеет место увеличение содержания обеих молекул, либо изменение содержания только одной из них» (1954, стр. 97).

Четкой связи между нефелиновой и калиофиллитовой молекулами в нефелине различных апатитсодержащих и вмещающих их пород авторами не обнаружено. Часто при повышении содержания нефелиновой молекулы увеличивается и содержание калиофиллитовой, причем это наблюдается в различных частях разрезов через апатитсодержащие породы.

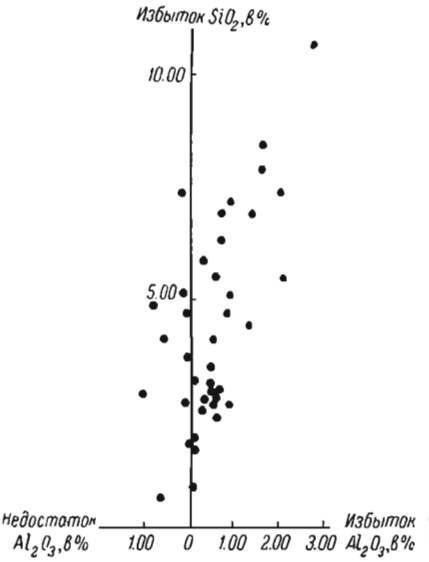


Рис. 43.- Содержание избыточного SiO_2 в нефелине в зависимости от избытка или недостатка Al_2O_3.

Содержание нефелиновой молекулы в нефелине колеблется от 60.37 до 78.58% и калиофиллитовой — от 15.00 до 28.85% (табл. 22). Наибольшие различия в содержании нефелиновой молекулы — 18.21% наблюдаются в нефелине ийолит-уртитов и пегматитов. В этих же породах больше, чем в других, колеблется и содержание калиофиллитовой молекулы — 13.85%. Более устойчивы содержания указанных условных миналов в нефелине апатитсодержащих пород. В них содержание нефелиновой и калиофиллитовой молекул в общем выше, чем в нефелине ийолитов, рисчорритов и пегматитов.

После пересчета химических анализов нефелина на нефелиновую и калиофиллитовую молекулы остались не вошедшие, «избыточные» окислы, наличие которых нельзя объяснить только ошибкой анализа; так, во всех анализах имеется «избыток» SiO_2, и в большей части анализов есть «избыток» Al_2O_3 против суммы щелочей. Подобные явления отмечались многими исследователями (Курбатов, Михайлова, 1954; Иванова, 1963).

Рассмотрим, каковы основные закономерности в содержании окислов, не вошедших в формулу нефелина, и какова связь их между собой и с нефелиновой и калиофиллитовой молекулами. В табл. 22 приведено содержание «избыточных» SiO_2 и Al_2O_3 в нефелине различных пород. Содержание избыточного SiO_2 в трахитоидных ийолитах достигает 10.83%. Несколько меньше оно в других породах ийолит-уртитового ряда и рисчорритах. В апатито-нефелиновых породах содержание «избыточного» SiO_2 еще ниже. Исключением являются нефелины полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр и цемента апатитовой брекчии. При пересчете анализов нефелина Al_2O_3 оказывается то в «недостатке», то в «избытке» по отношению к щелочам. «Избыток» Al_2O_3 доходит до 2.70%, «недостаток» — до 1.00%. Причем, в тех нефелинах, где наблюдается значительный «избыток» SiO_2, повышено и содержание Al_2O_3. В нефелинах с небольшим «избытком» SiO_2 часто наблюдается «недостаток» Al_2O_3. Это хорошо видно на рис. 43. Обычно наличие «избыточного» SiO_2 в нефелине объясняют присутствием в минерале твердого раствора тридиг-

мита. Закономерное изменение содержания Al_2O_3 («избыток»—«недостаток») заставляет предполагать, что речь не может идти о тридимите.

Рассмотрим пересчет химических анализов нефелина на структурный радикал. В основу пересчета обычно кладется содержание катионов, входящих в структурный радикал минерала. Для нефелина делитель расчета $D = \frac{a.k.\,Si + a.k.\,Al}{2}$ (Богомолова, 1959), где $a.k.$ — атомные количества. Нами за делитель принята величина $D = \frac{a.k.\,Si + a.k.\,Al + a.k.\,Fe^{+3}}{2}$, поскольку предполагается, что Fe^{+3} замещает Al^{+3}, входя в структурный радикал.

Этим способом были пересчитаны анализы ряда образцов нефелина. Результаты получились следующие (номера анализов соответствуют номерам в табл. 21):

1) $(Na_{0.70}K_{0.24}Ca_{0.01}Fe_{0.01})_{0.96}(Al_{0.97}Fe_{0.02})_{0.99}Si_{1.01}O_4$,

2) $(Na_{0.74}K_{0.22})_{0.96}(Al_{0.95}Fe_{0.02})_{0.97}Si_{1.04}O_4$.

Анализируя результаты пересчетов, можно отметить, что коэффициенты при группах катионов «А» и «В» меньше теоретических.

Структура нефелина рассматривалась Н. В. Беловым (1954) как бериллоподобная. Соответственно формула минерала в этом случае должна иметь вид

$$Na_4Al_3[AlSi_5O_{18}].$$

Результаты пересчета на эту формулу показывают, что в алюмокремнекислородном кольце всегда получается замещение не $[Si_6O_{18}]^{-12} \rightarrow [AlSi_5O_{18}]^{-13}$, а $[Si_6O_{18}]^{-12} \rightarrow [Al_{2-x}Si_{5-x}O_{18}]^{-y}$, где x всегда меньше 1.

Согласно пересчетам, получается, что в формуле нефелина есть некоторый избыток щелочей за счет того, что более чем одна часть кремния замещена алюминием; соотношения между группами катионов неудовлетворительные:

$$(Na_{3.22}K_{1.09})_{4.31}(Al,\ Fe)_{2.99}[(Al + Fe)_{1.47}Si_{4.53}O_{18}].$$ (табл. 21, анализ 1).

Таким образом, ни одна из предложенных формул нефелина не является удовлетворительной. На основании пересчетов анализов нефелина по первому способу можно сделать следующие выводы о содержании основных компонентов в нефелине района апатитовых месторождений.

1. Нефелин апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых пород характеризуется повышенным и наиболее стабильным содержанием Na_2O и K_2O (нефелиновой и калиофиллитовой условных молекул) по сравнению с нефелином ийолит-уртитов и рисчорритов.

2. Нефелин ийолит-уртитов содержит больше SiO_2 и Al_2O_3, чем нефелин апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых пород. В нефелине рисчорритов содержание SiO_2 и Al_2O_3 такое же, как в нефелине полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр. Для них характерно повышенное содержание SiO_2 по сравнению с нефелинами других апатитсодержащих пород.

3. По содержанию остальных основных компонентов нефелин различных пород района апатитовых месторождений практически не отличается.

Изучение газовой составляющей горных пород Хибин показало, что в них имеется значительное количество горючего газа, преобладающим компонентом в котором является метан (Петерсилье, 1959). Изучение отдельных минералов, входящих в состав газоносных пород, позволяет утверждать, что основная масса углеводородных газов пород связана именно с нефелином.

Содержание метана в нефелине колеблется от 11.9 до 89.31 $см^3$ на 1 кг породы, содержание окиси этана и пропана не превышает 3 $см^3$. Водород, окись и двуокись углерода составляют также не больше 3 $см^3$.

В ряде образцов присутствует азот. М. И. Волковой в чисто отобранном и выдержанном при температуре 100° нефелине обнаружены следы аммиака.

Кроме основных компонентов, в хибинском нефелине отмечается присутствие ряда элементов-примесей (Толмачев, Филлипов, 1934).

В образцах нефелина из района апатитовых месторождений были произведены пламеннофотометрические определения редких щелочей, результаты которых сведены в табл. 23.

Таблица 23

Содержание редких щелочей в нефелине из различных пород
(в анал. ед.)

Породы и место взятия образца	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O
Пегматит в хибинитах, гора Путеличорр	0.006	0.003	—
Рисчоррит, «эвдиалитовая перемычка»	0.003	0.027	—
Прослой лепидомелановой породы среди покрывающих апатитовую породу ийолитов, долина р. Лявойок	0.002	0.004	0.0006
Подстилающий апатитовую породу среднезернистый ийолит, долина р. Лявойок	0.003	0.019	0.0005
Ксенолит хибинита в рисчорритах, покрывающих апатитовую породу, гора Кукисвумчорр	0.005	0.018	0.0005
Пегматит уртитового состава в апатитовой породе, гора Куэльпор	0.004	0.026	0.0004
Трахитоидный ийолит, покрывающий апатитовую породу, долина р. Лявойок	0.003	0.011	—
Ийолитовый пегматит в апатитовой породе, гора Куэльпор	0.005	0.011	0.0006
То же, нефелин частично изменен (бурый)	0.020	0.089	0.005

Примечание. Последний анализ сделан без параллельного определения. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ на пламенном фотометре, аналитики А. И. Батова и Г. Е. Каленчук.

Для определения возможных различий нефелина по содержанию Ba, Sr, Ga, Fe и Mg были отобраны пробы этого минерала через все мощности апатитовых пород на участке гор Куэльпор, Поачвумчорр, Суолуайв и др. Определение содержания этих примесей в нефелине производилось методом количественного спектрального анализа в лаборатории физических методов исследования Кольского филиала АН СССР. Синтетические стандарты приготовлялись на основе среднего химического состава хибинского нефелина (Бонштедт и Щербина, 1933); примеси вводились в виде окислов в концентрациях от 1 до 0.0001%; для фотометрирования использовались следующие линии элементов: Mg — 2779.8 Å, Ca — 2943.63 Å, Fe — 3024 Å, Ba — 4554 Å, Sr — 4667 Å. Чувствительность таких определений: Mg — 0.001%, Ga — 0.0001%, Fe — 0.01%, Ba — 0.001%, Sr — 0.001%. При параллельном определении содержания элементов в трех одинаковых пробах разброс полученных величин не превышал $\pm 10\%$.

Небольшое количество материала, требуемое для спектрального анализа, позволило проконтролировать его чистоту в иммерсионных препаратах. Содержание включений игольчатого эгирина в образцах нефелина не превышало 0.5%.

На рис. 44, 45 приведены разрезы через апатито-нефелиновые породы различных участков Хибин. На разрезах указаны содержания элементов-

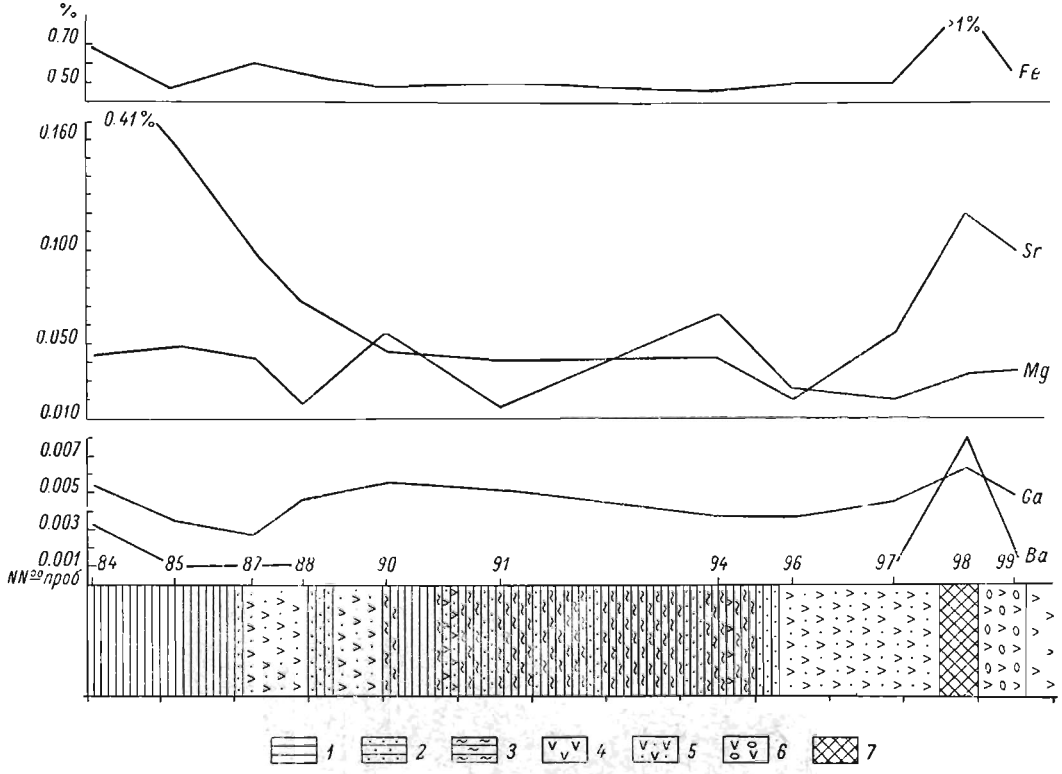


Рис. 44. Содержание элементов-примесей в нефелине по канаве через апатито-нефелиновую породу в северной части западного склона горы Куэльпор.

1 — сетчатая апатито-нефелиновая порода; *2* — полосчатая апатито-нефелиновая порода; *3* — линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода; *4* — ийолит; *5* — ийолит с апатитом; *6* — среднезернистый ийолит с линзочками мелкозернистого ийолита; *7* — пегматит.

примесей в проанализированных пробах нефелина. В нефелине всех пород присутствуют железо и магний; содержание железа варьирует от 0.23 до 1%, магния — от 0.006 до 0.06%, причем без какой-либо четкой закономерности. Галлий также отмечается во всех образцах; наибольшие содержания его установлены в нефелине полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр (0.01%). Наибольшим содержанием бария и стронция также характеризуется нефелин горы Поачвумчорр (0.50—0.25% соответственно).

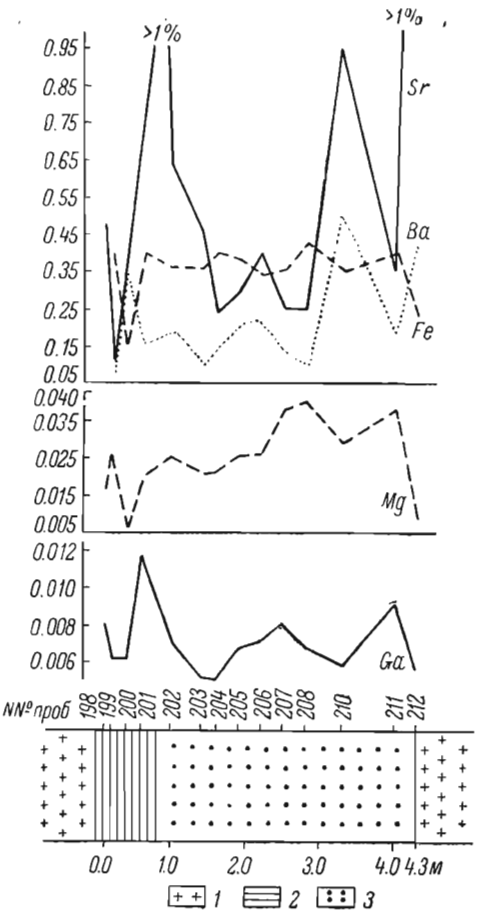


Рис. 45. Содержание элементов-примесей в нефелин-полевошпато-апатитовых породах на западном склоне горы Поачвумчорр.

1 — рисчорриты; *2* — полосчатая порода; *3* — пятнистая порода.

Для сравнения содержания элементов-примесей в различных морфологических разновидностях нефелина были проведены спектральные анализы дополнительно отобранных проб, результаты которых приведены в табл. 24.

Железо и магний присутствуют во всех морфологических разновидностях нефелина. 0.5% эгирина, включенного в нефелин, может дать только 0.25% установленных содержаний железа и магния, остальные 0.75% примеси железа и магния, по-видимому, приходятся на состав самого нефелина. При сравнении всех разновидностей нефелина можно заметить, что содержание магния несколько понижено в ксеноморфном нефелине апатито-нефелиновых и полевошпато-нефелино-апатитовых пород и в мелкозернистом нефелине рисчорритов. По содержанию галлия все анализированные нефелины мало отличаются друг от друга. Несколько повышенное содержание галлия отмечается в нефелине полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр. Стронций присутствует в нефелине постоянно, наибольшие содержания его отмечаются в нефелине рисчорритов, полевошпато-нефелино-апатитовых пород и линзочек мелкозернистого ийолита. Повышенное содержание бария отмечается в нефелине полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр и рисчорритов.

Нефелин растворим почти во всех минеральных кислотах и в ряде органических кислот как при нагревании, так и на холоде, причем нагревание значительно ускоряет процесс. Легкая растворимость нефелина обусловливает его чрезвычайно легкую выветриваемость. На поверхности нефелинсодержащих пород Хибинского массива постоянно наблюдаются пустоты от выщелачивания нефелина. Иногда с поверхности нефелин покрыт корочкой плотного аллофана. Вероятно, в этом случае продукты

Таблица 24

Содержание элементов-примесей в различных морфологических разновидностях нефелина
(в %)

Разновидность нефелина	Mg	Fe	Ga	Sr	Ba
Зерна, имеющие форму коротких и длинных призм	0.016—0.066	0.34—0.87 (>1)	0.0027—0.0063	0.014—0.125 0.100—0.410 (для нефелина линзочек мелкозернистого ийолита)	0.001—0.079
Крупные кристаллы-«блоки» нефелина и группы кристаллов из различных апатито-нефелиновых пород и пегматитов ийолитового и уртитового состава	0.027—0 079	0.39—0.87	0.0027—0.0074	0.020—0.080	0.015—0.051
Ксеноморфный нефелин неправильной формы извилистых очертаний из богатых апатитом пород (кроме пород горы Поачвумчорр)	0.026—0.048	0.31—0.87	0.0029—0.0062	0.024—0.093	0.001—0.026
Ксеноморфный нефелин из полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр	0.006—0.040	0.23—0.43	0.0050—0.0117	0.104—>1	0.016—0.501
Нефелин из мелкозернистой массы рисчорритов	0.017—0.042	0.22—0.51	0.0036—0.0044	0.420—>1	0.055—0.151

Примечание. Общее число проанализированных образцов — 80; для каждой морфологической разновидности проанализировано не менее пяти проб.

растворения нефелина не переносятся, а переотлагаются на месте в виде аллофана.

Дифференциальные кривые нагревания чистого нефелина не обнаруживают четких эффектов, но нередко внешне неизмененный нефелин показывает небольшие эндотермические остановки при температурах 350—370° (рис. 46). Эти теплоэффекты соответствуют обезвоживанию натролита и свидетельствуют о том, что на вид совершенно свежий нефелин часто содержит продукты изменения; это подтверждается и наблюдениями в шлифах при больших увеличениях.

Физические свойства. Темно-зеленый, зеленовато-серый и серый цвет — основная окраска нефелина апатито-нефелиновых пород, ийолитов и уртитов. Нефелин рисчорритов чаще буроватый. В юните на горе Куэльпор и в апатитовых породах горы Поачвумчорр встречен полупрозрачный бледно-желтый нефелин. В ряде случаев крупные зерна нефелина имеют неравномерную окраску — от темно-зеленой до желтой; это связано с неравномерным распределением включений эгирина в нефелине.

Спектрофотометрическое изучение окраски нефелина показало, что этот минерал обладает идиохроматической окраской бледно-желтого и бледно-зеленого тонов, которая вызвана, по-видимому, ионами железа. Темно-зеленая, зеленая и бурая окраска нефелина — аллохроматическая,

связанная с наличием в нем включений. Серый до черного цвет некоторых нефелинов может быть вызван также включениями.

При изменении нефелин мутнеет, окраска его становится красновато-бурой, коричневатой. Коричневато-красного цвета ийолиты с измененным нефелином прослеживаются у подножия горы Рисчорр, на перевале Петрелиуса (гора Поачвумчорр). Нефелин полевошпато-нефелино-апатитовых пород очень часто у поверхности имеет красновато-розовый цвет.

Блеск нефелина жирный, реже стеклянный, излом неровный; при изменении минерал приобретает матовый блеск.

Удельный вес нефелина варьирует в широких пределах из-за большого количества газово-жидких и твердых включений. Содержание иголочек

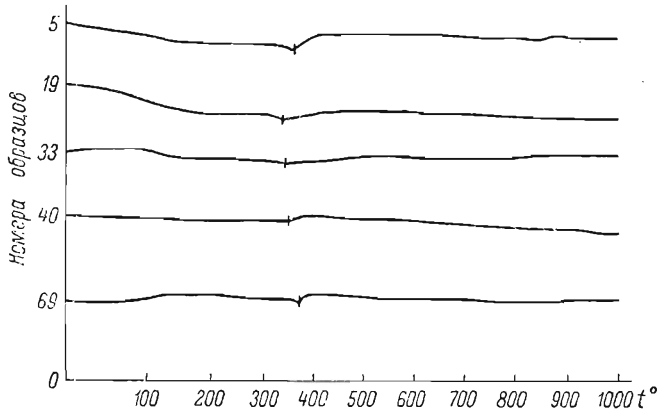


Рис. 46. Дифференциальные кривые нагревания нефелина.

эгирина в нефелине может колебаться от 3 до 10%. Тщательная электромагнитная сепарация не позволяет полностью избавиться от включений эгирина.

Если принять удельный вес нефелина равным 2.60, эгирина — 3.55 (Бетехтин, 1950), то при содержании эгирина от 1 до 5% удельный вес нефелина будет меняться следующим образом:

$$d_1 = d^{99}_{\text{Ne}} + d^{1}_{\text{Aeg}} = 2.609,$$
$$d_2 = d^{98}_{\text{Ne}} + d^{2}_{\text{Aeg}} = 2.619,$$
$$d_3 = d^{97}_{\text{Ne}} + d^{3}_{\text{Aeg}} = 2.628,$$
$$d_4 = d^{96}_{\text{Ne}} + d^{4}_{\text{Aeg}} = 2.638,$$
$$d_5 = d^{95}_{\text{Ne}} + d^{5}_{\text{Aeg}} = 2.647.$$

Значения удельных весов нефелина, полученных пикнометрическим методом, не отражают поэтому реального удельного веса минерала. Так, пикнометрически определенные значения удельного веса нефелина апатито-нефелиновой породы горы Расвумчорр независимо от состава и условий нахождения варьируют от 2.63 до 2.67 (Курбатов, Михайлова, 1954). Удельный вес нефелина анализировался в наборах тяжелых жидкостей методом приведения зерен минерала во взвешенное состояние. Определения показали, что удельный вес зерен нефелина широко варьирует даже в одном и том же образце апатито-нефелиновой породы.

Для сравнения нефелина изученных пород была использована его рентгенометрическая плотность (удельный вес истинного кристалла), опреде-

ленная на основе рентгенометрических измерений нефелина по формуле

$$?_{рм} = \frac{CZ \cdot Ai}{v} \text{ г/см}^3,$$

где ρ — рентгенометрическая плотность кристалла;

$v = abc \sin(\alpha, \beta, \gamma)$ — объем элементарной ячейки (определен рентгенометрически);

$C = 1.6602 \cdot 10^{-24}$ — абсолютный вес атомной единицы, умноженный на 10^{-24}, в граммах;

Z — число «молекул» (химических единиц) в элементарной ячейке;

Ai — молекулярный вес.

Рентгенометрическая плотность минерала не зависит от наличия в нем пор, трещин, различных включений, но и не отражает микронарушений в элементарной ячейке кристалла (неупорядоченного расположения атомов и т. д.).

Если принять удельный вес нефелина равным 2.60, то можно рассчитать дефект плотности ($\Delta\rho = \rho - d$) и показатель дефекта плотности $\left(g = \frac{\Delta\rho}{\rho}\ \%\right)$. Оказалось, что рентгенометрическая плотность нефелина различных пород имеет разные значения: нефелин апатито-нефелиновых пород и ийолит-уртитовых пегматитов имеет более высокие значения рентгеновской плотности, чем нефелин ийолитов, уртитов и фойяитов (табл. 25).

Таблица 25

Рентгенометрическая плотность нефелина из различных пород
(в г/см³)

Номер образца	ρ	$\Delta\rho$	g, в %	Породы и место взятия образца
65	2.622	0.022	0.85	Уртит, долина р. Лявойок, скв. 220.
42	2.625	0.025	0.96	Цемент апатитовой брекчии, гора Куэльпор.
559	2.626	0.026	1.00	Фойяит, Умбозерский перевал.
67	2.636	0.036	1.38	Линзочки мелкозернистого ийолита, долина р. Лявойок, скв. 220.
60	2.638	0.038	1.46	Трахитоидный ийолит, долина р. Лявойок, скв. 220.
20	2.638	0.038	1.46	Среднезернистый ийолит, гора Рисчорр.
431	2.656	0.056	2.15	Крупноблоковая апатито-нефелиновая порода, гора Расвумчорр.
511	2.658	0.058	2.23	Ийолитовый пегматит, гора Суолуайв.
21	2.658	0.058	2.23	Сетчатая апатито-нефелиновая порода, долина р. Лявойок.
5	2.658	0.058	2.23	Ийолитовый пегматит, долина р. Лявойок.
606	2.658	0.058	2.23	Уртитовый пегматит, гора Восточный Расвумчорр.
99	2.664	0.064	2.46	Линзочки мелкозернистого ийолита в апатитовой породе, гора Куэльпор.

В шлифах нефелин бесцветный, слабо-желтоватый, оптически одноосный, отрицательный, с низкими показателями преломления и слабым двупреломлением.

Показатели преломления нефелина из ийолитов и различных апатитовых пород несколько выше, чем нефелина рисчорритов (табл. 26). Зональный нефелин, встреченный в ювите, имеет внешнюю зону с большим показателем преломления и большей силой двупреломления, чем у внутренней.

В ряде случаев нефелин обнаруживает аномальную двуосность. Определенной приуроченности такого нефелина к каким-либо породам не на-

Таблица 26

Показатели преломления нефелина

Породы, из которых отобран нефелин	n_o	n_e	$n_o - n_e$	Авторы определений
Ийолит	1.549	1.543–1.545	0.006	Тихоненков, 1963.
Среднезернистый ийолит	1.546	1.541	0.005	Дудкин, Козырева, Померанцева.
Ю ит	1.545	1.540	0.005	
Пегматит ийолитового состава	1.543	1.539	0.004	
Ювит, краевая часть зерна	1.545	1.540	0.005	
Ювит, центральная часть зерна	1.543	1.540	0.003	
Линзовидно-полосчатая апатито-нефелиновая порода	1.546	1.542	0.004	
Блоковая апатито-нефелиновая порода	1.544	1.540	0.004	
Полосчатая апатито-нефелиновая порода	1.543	1.537	0.006	Курбатов, Михайлова, 1954.
Пятнистая апатито-нефелиновая порода	1.542	1.537	0.005	Дудкин, Козырева, Померанцева.
Полосчатая апатито-нефелиновая порода	1.542	1.537	0.005	
Рисчоррит	1.542	1.536	0.005	
	1.540	1.537	0.003	

блюдалось — аномально двуосный нефелин встречался в апатито-нефелиновых породах, ийолитах и рисчорритах.

Показатели преломления нефелина при нагревании изменяются. Авторами был произведен постепенный нагрев пробы нефелина в муфельной печи до 1000° С. Через каждые 100° образец вынимали, охлаждали и измеряли его показатели преломления. Результаты опыта приведены в табл. 27:

Таблица 27

Изменение показателей преломления нефелина при нагревании

$t°$, С	n_o	n_e	$t°$, С	n_o	n_e
50	1.546	1.543	500	1.546	1.543
100	1.546	1.543	600	1.544	1.540
200	1.546	1.543	700	1.544	1.540
300	1.546	1.543	800	1.544	1.540
400	1.546	1.543	900—1000	1.544	1.540

n_o понизился с 1.546 до 1.544 и n_e — с 1.543 до 1.540 (воспроизводимость определений ± 0.0005).

Попытка расшифровать структуру нефелина была предпринята Э. Шибольдом (1937). Наиболее простую, на его взгляд, структуру, соответствующую формуле нефелина, он вывел из тридимита, заменив половину атомов кремния на алюминий. Постоянные решетки и число молекул в элементарной ячейке, а также пространственная группа (C_6^6), были определены К. С. Готфридом и Б. Госнером (Шибольд, 1937).

Нефелин	Тридимит
$[Na_8Al_8Si_8O_{32}]$	$[Si_{16}O_{32}]$
$a_0 = 10.1$ Å	$2a_0 = 10.06$ Å
$c_0 = 8.51$ Å	$c_0 = 8.42$ Å

Для компенсации возникших отрицательных зарядов в структуру входят катионы Na^+ и K^+. Эта структура, по мнению Э. Шибольда, находится в соответствии с давно установленным фактом, что обычно в нефелине содержится «избыточный» SiO_2, очевидно объясняющийся не вполне стехиометрическим замещением Si^{+4} на Al^{+3}. Однако более поздние исследования показали, что структура нефелина обнаруживает значительные искажения тетраэдров и смещение их из идеальных положений, соответствующих тридимиту.

Структурная связь нефелина и калиофиллита, близких морфологически и химически, была доказана Ф. А. Баннистером и М. Хеем (Bannister u. Hey, 1931). Сравнение размеров элементарной ячейки нефелина ($a_0 = 10.1$ Å) и калиофиллита ($a_0 = 27$ Å) показывает, что утроенная высота основного треугольника нефелина почти равна ребру элементарной ячейки калиофиллита ($3h = 3a \cdot \sqrt{3/2} = 26$ Å). Большая разница размеров элементарных ячеек нефелина и калиофиллита объясняется значительной разницей размеров иона Na^+ и K^+.

В 1949 г. изучением структуры нефелина занимался М. И. Бургер (Hahn, Buerger, 1955). Он также выводил ее из тридимита, но при этом констатировал неупорядоченность последовательности деталей структуры вдоль шестерной оси. Н. В. Белов (1954) пытался представить нефелин как миларито- или бериллоподобную структуру с катионом K^+ на шестерной оси между двумя кольцами $[Si_6O_{18}]$.[-12]

Детальное рентгеновское исследование хибинского нефелина до настоящего времени не производилось. Исходя из предполагаемой структуры нефелина, выведенной Э. Шибольдом из тридимита, нами были определены параметры элементарной ячейки нескольких образцов хибинского нефелина. При этом необходимо отметить, что размеры элементарной ячейки, определенные рентгеновским методом, не зависят от посторонних включений в минерале и определяются изменениями его основного состава. Точность отсчета углов $2\Theta = 0.02°$ соответствует пределу точности отсчета в условиях массового анализа. В этом случае ошибка в параметре для гексагональной ячейки соответствует 0.001—0.0005 *кX*.

Все образцы были предварительно проанализированы на содержание в них SiO_2, Al_2O_3, K_2O и Na_2O. Результаты этих анализов и рентгенометрических определений приведены в табл. 28.

Из представленных данных видно, что параметры элементарной ячейки нефелина изменяются в различных пределах. Величина параметра a_0 колеблется от 9.946 до 10.028 *кX*, а c_0 — от 8.372 до 8.394 *кX*. В нефелине апатито-нефелиновых пород параметры a_0 и c_0 изменяются в узком интервале. Для нефелина ийолитов, хибинита и фойяита (образцы приведены для сравнения) эти колебания более широкие. На рис. 47 видно, что объем элементарной ячейки нефелина изменяется в основном за счет изменения параметра a_0. Четкой связи между изменением параметров элементарной ячейки нефелина и его химическим составом не устанавливается (по-видимому, и здесь сказывается низкая воспроизводимость определений Na_2O и K_2O). С некоторой оговоркой можно отметить, что связь наблюдается только для SiO_2 — изменение содержания SiO_2 прямо пропорционально изменению объема элементарной ячейки (см. табл. 28).

Условия образования и изменения. На основании изложенного фактического материала, освещающего основные физиче-

Таблица 28

Параметры элементарной ячейки нефелина различных пород и его химический состав
(в вес. %)

Породы и место взятия образца	a_0, kX	c_0, kX	V, kX^3	$a_0 : c_0$	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O
1. Уртит, долина р. Лявойок, скв. 220	10.028	8.380	729.3	0.8357	Не опр.		7.01	16.68
2. Фойяит, Умбозерский перевал	10.019	8.375	728.1	0.8360	» »		Не опр.	
3. Мелкозернистый ийолит линзочек, долина р. Лявойок, скв. 220	10.011	8.374	726.6	0.8366	» »		6.28	14.63
4. Трахитоидный ийолит, долина р. Лявойок	9.995	8.380	725.2	0.8385	» »		7.32	15.79
5. Среднезернистый ийолит, гора Куэльпор	10.006	8.372	724.9	0.8367	43.14	32.78	7.38	14.32
6. Блоковая апатито-нефелиновая порода, гора Расвумчорр	9.9511	8.3936	719.7	0.8435	42.39	32.98	8.11	15.75
7. Линзовидно-полосчатая апатитовая порода, гора Юкспор	9.9501	8.3933	719.6	0.8435	42.44	33.41	7.67	15.50
8. Сетчатая апатитовая порода, долина р. Лявойок	9.9501	8.3916	719.4	0.8434	42.12	31.54	6.47	15.32
9. Пегматит в апатитовой породе, долина р. Лявойок	9.9500	8.3929	719.4	0.8435	41.99	34.41	7.99	15.65
10. Крупноблоковая апатитовая порода, гора Восточный Расвумчорр	9.9486	8.3916	719.3	0.8435	41.59	33.64	7.74	15.47
11. Линзочки мелкозернистого ийолита, гора Куэльпор	9.9466	8.3895	718.1	0.8434	41.59	33.30	7.97	14.42

ские свойства нефелина и его химический состав, можно сделать следующие заключения:

1. Основная масса нефелина апатитсодержащих и вмещающих пород отличается сравнительным постоянством всех свойств в пределах одной и той же породы (морфология, химический состав и физические свойства). Это свидетельствует о кристаллизации нефелина в относительно равновесных условиях, т. е. в магматическую стадию.

2. Наряду с этим часто в различных породах прослеживается одна и та же морфологическая разновидность нефелина (кристаллы-«блоки», ксеноморфные зерна), наблюдается зональность зерен, аномалии осности, колебания параметров элементарной ячейки. Это говорит о возможности существования более поздних (метасоматических) процессов образования и изменения нефелина и о наличии различных генераций этого минерала.

Нефелин очень неустойчивый минерал. Под влиянием различных факторов он претерпевает изменения вплоть до полного растворения. Среди многочисленных процессов, оказывающих влияние на нефелин, можно выделить две группы: 1 — относительно высокотемпературные эндогенные процессы, 2 — низкотемпературные экзогенные процессы. К первым следует отнести содалитизацию, канкринитизацию, натролитизацию, замещение нефелина волокнистым эгирином и некоторые другие, ко вторым —

образование тонких полиминеральных псевдоморфоз монтмориллонита, бейделлита, каолинита, растворение нефелина с образованием аллофана и опала.

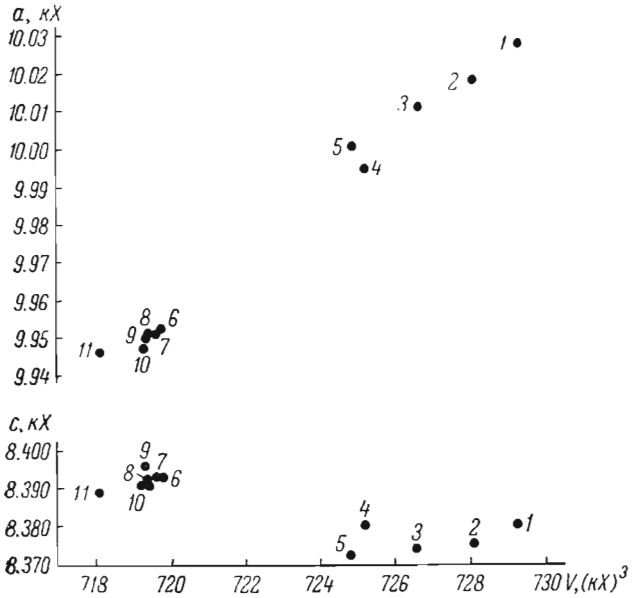


Рис. 47. Изменения параметров элементарной ячейки нефелина.

Арабские цифры у точек — номера анализов в табл. 28.

Пироксены

$NaFeSi_2O_6$ — Ca (Mg, Fe, Al)$[Si_2O_6]$

Моноклинная сингония

Распространение. Эгирин и эгирин-авгит являются главными породообразующими минералами. Для удобства изложения материала выделим сразу два типа пироксена: эгирин-авгит с содержанием условного эгиринового минала от 10 до 60 мол. % и эгирин, содержащий 60—85 мол. % эгиринового минала. Деление это чисто условное, но, как будет показано ниже, оно оправдано и целым рядом иных признаков.

Эгирин-авгит и эгирин распространены во всех основных породах апатитовых месторождений. Их максимальные содержания приводятся в табл. 1 и 4. Во всех перечисленных в табл. 1 и 4 породах одновременно присутствуют как эгирин-авгит, так и эгирин. Эгирин-авгит отсутствует лишь в составе некоторых разновидностей трахитоидных ийолитов, жильных луявритов, некоторых пегматитов и эпигенетических жил.

В мончикитовых дайках пироксен представлен авгитом. Авгит мончикитов был подробно изучен Н. П. Лупановой (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937).

Эгирин-авгит и эгирин ассоциируют со всеми минералами апатитовых месторождений.

Форма и размер зерна. При разборе морфологии пироксенов удобно рассматривать их по разновидностям.

Эгирин-авгит представлен сравнительно большим количеством морфологических разновидностей, причем все они определяются типом породы.

Ксеноморфный эгирин-авгит в массивных крупнозернистых ийолит-уртитах выполняет мезостазис пород, форма его индивидов самая разнообразная, размер — от 0.2 до 1 см. Ксеноморфные зерна эгирин-авгита были отделены от остальных минералов ийолита с помощью избирательного растворения пород и разрушения их путем чередования нагрева и последующего резкого охлаждения. На поверхности зерен ксеноморфного эгирин-авгита обнаружена грубая штриховка в одном направлении. Часто ксеноморфный эгирин-авгит включает отдельные мелкие зерна апатита. Особенно это характерно для уртита с апатитом. Ксеноморфный эгирин-авгит встречается в рисчорритах.

Изометричные зерна эгирин-авгита. Типичны для существенно апатитового агрегата апатито-нефелиновых пород, апатитового ийолита — цемента апатитовой брекчии и так называемых «гистерогенитов». Размер их колеблется от 0.5 до 2 см, они густо насыщены включениями апатита (рис. 48, *А*). Поверхности соприкосновения зерен апатита с пироксеном гладкие. В пятнистых апатитовых породах зерна эгирин-авгита образуют скопления в виде пятен. В цементе брекчии они иногда группируются в виде лент.

Призматический мелкозернистый эгирин-авгит (размер зерна 0.2—0.5 мм) характерен для линзочек мелкозернистого ийолита. Зерна его имеют несколько неправильную длиннопризматическую форму. Обычно они сгруппированы по 3—4 зерна, при этом форма зерен в местах их соприкосновения искажена, границы неровные.

Крупные пойкилитоподобные зерна. Встречаются сравнительно редко в линзах мелкозернистого ийолита. В шлифах они имеют вид цепочек неправильной формы, представленных одним индивидом (рис. 48, *Б*). Такой эгирин-авгит пойкилитически включает нефелин.

Призматический среднезернистый эгирин-авгит. Отличается от призматического мелкозернистого эгирин-авгита ийолитовых линзочек размером зерен (1—3 мм), их разобщенностью и линейной ориентировкой. Эта разновидность эгирин-авгита типична для трахитоидных ийолитов.

Крупные таблицеподобные зерна эгирин-авгита, размером 1—3 см, включающие более мелкие зерна нефелина. Распространены в некоторых разновидностях приконтактных массивных рисчорритов.

Крупные неправильные кристаллы эгирин-авгита. Характерны для пегматитов уртитового состава.

Эгирин в породах апатитовых месторождений представлен также несколькими морфологическими разновидностями, но их нахождение в большинстве случаев не зависит от типа породы.

Каймы эгиринизации эгирин-авгита. Развиты во всех породах и распространены крайне неравномерно; само развитие их неровное, несимметричное. Каймы эгиринизации развиваются от краев зерен эгирин-авгита, при этом форма и размер индивидов эгирин-авгита полностью сохраняются. Степень развития эгириновых зон у рядом расположенных зерен обычно различная, местами эгиринизация вообще не проявлена.

Эгириновые каймы редко встречаются в линзах мелкозернистого ийолита, чаще наблюдаются в ийолит-уртитах и особенно типичны для существенно апатитового агрегата и рисчорритов. В существенно апатитовом агрегате тонкая кайма эгирина почти всегда располагается на границе апатитовых зерен и зерен эгирин-авгита, но такая зависимость не является строгой.

Полные псевдоморфозы эгирина по эгирин-авгиту встречаются сравнительно редко; их можно увидеть обычно в рисчорритах и существенно апатитовом агрегате, т. е. там, где процессы эгиринизации развиты особенно активно. В массивных ийолит-уртитах, рисчорритах и особенно в пегма-

титах уртитового состава встречались двойные зоны эгиринизации: промежуточная — менее натриевая и краевая — более натриевая.

Крайне неправильные мелкие самостоятельные выделения эгирина. Распространены в пятнистых апатито-нефелиновых породах, апатито-

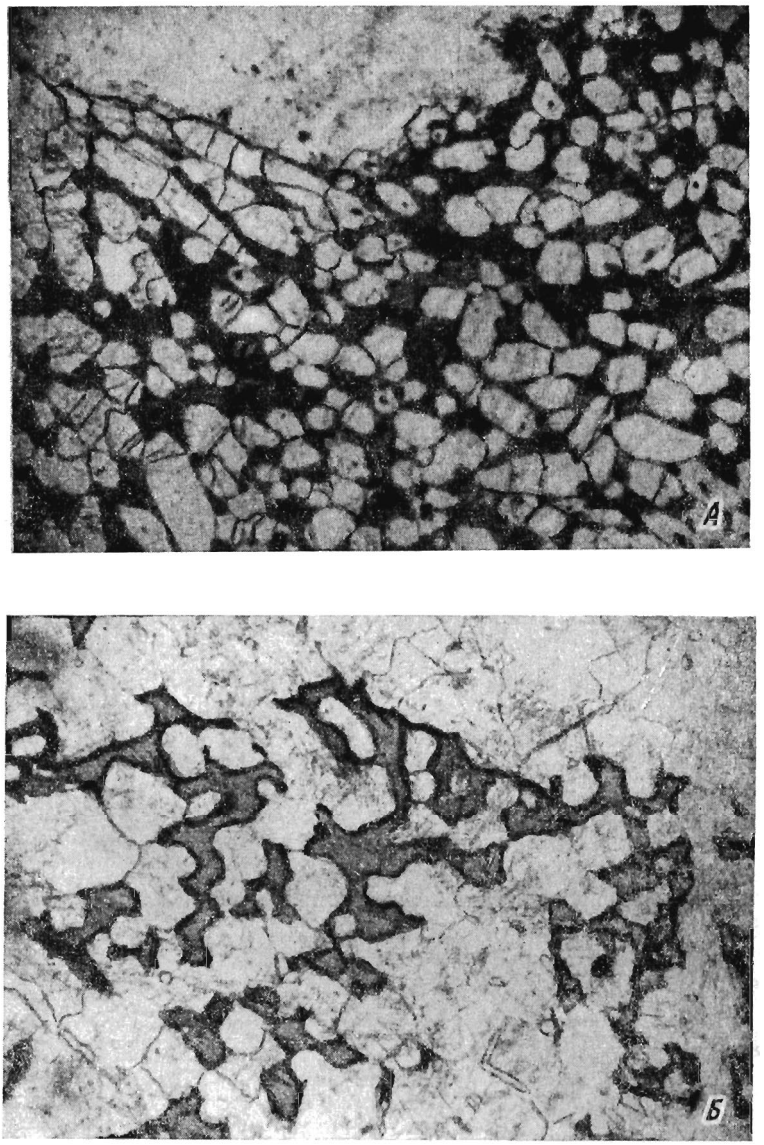


Рис. 48.

А — пойкилитический эгирин-авгит, включающий апатит; *Б* — пойкилитоподобные зерна эгирин-авгита, включающие нефелин и мелкозернистый иолит. Шлифы, без анализатора, увел. 12.

сфено-нефелиновых породах и в полевошпато-нефелино-апатитовых жилах горы Поачвумчорр.

Игольчатый эгирин черного цвета. Развит в некоторых пегматитах и эпигенетических жилах; продольный размер иголочек 0.5—2 см, поперечный — 0.2—1 мм.

Длиннопризматические зерна эгирина (2×0.2 мм). Характерны для луявритовых жил.

Мелкие включения эгирина (0.01—0.0001 мм). Весьма характерная разновидность описываемого минерала. Мелкие включения его особенно типичны для нефелина района апатитовых месторождений; установлены они также и в полевом шпате, апатите и эвдиалите. Характер распространения мелких включений эгирина в нефелине подробно рассмотрен выше. Мы остановимся здесь только на весьма своеобразном явлении, которое отмечалось нами неоднократно. В некоторых зернах нефелина вдоль определенных направлений наблюдается огрубление включений эгирина и одновременно их разрежение. Тут же располагаются выделения эгирина в нефелине по трещинам (рис. 49, *А*). Эта картина несколько напоминает огрубление структуры распада твердого раствора в титаномагнетите (см. титаномагнетит).

В апатите включения эгирина крайне мелкие, поэтому проследить их расположение в монокристаллах невозможно. В эвдиалите мелкие включения эгирина обычно рассеяны без какой-либо определенной закономерности; как и в апатите, в эвдиалите они наблюдаются только местами.

Волокнистый эгирин ярко-зеленого цвета. Распространен в пегматитах и эпигенетических жилах. Он слагает широко развитые мелкие эгириновые жилки и иногда сопровождается канкринитом, натролитом, пектолитом, волокнистым астрофиллитом, лепидомеланом, флюоритом и виллиомитом. Волокнистый эгирин слагает короны (келефитовые каймы) вокруг зерен энигматита, сфена и ильменита. Непосредственно в породах, слагающих основной объем апатитовых тел, волокнистый эгирин встречается редко. Обычно спутанно-волокнистый агрегат его развивается на месте зерен нефелина и сохраняет их форму. Интенсивно развито замещение нефелина и полевого шпата волокнистым эгирином в жильных луявритах.

Для волокнистого эгирина наиболее типичны спутанно-волокнистые агрегаты (рис. 49, *Б*); реже, в коронитах, он образует параллельно-волокнистый агрегат.

В к л ю ч е н и я. В эгирин-авгите часто можно видеть очень мелкие (0.001—0.01 мм) включения магнетита, возможно титаномагнетита. Встречаются в эгирин-авгите включения замещающих его минералов: амфибола, лепидомелана и эгирина.

Эгирин содержит мелкие включения титаномагнетита, иногда чешуйки лепидомелана.

В виде сравнительно грубых включений в пироксенах располагаются зерна нефелина и апатита.

Видимые газовые и газово-жидкие включения в пироксенах встречаются редко, они имеют размер 0.01—0.05 мм и округлую или вытянутую форму.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в. Изучение химического состава хибинских пироксенов представляет большую сложность, поскольку они часто образуют смеси как между собой, так и с амфиболом. Разделить же эти смеси не всегда удается. Химические анализы хибинских пироксенов немногочисленны. Всего известно 16 полных химических анализов пироксенов Хибинских тундр, но из них только 11 можно считать вполне качественными, так как только их расчеты показывают соотношения между структурными группами катионов, близкие к теоретическим. Все 11 анализов приведены в табл. 29; 7 из них характеризуют пироксены района апатитовых месторождений.

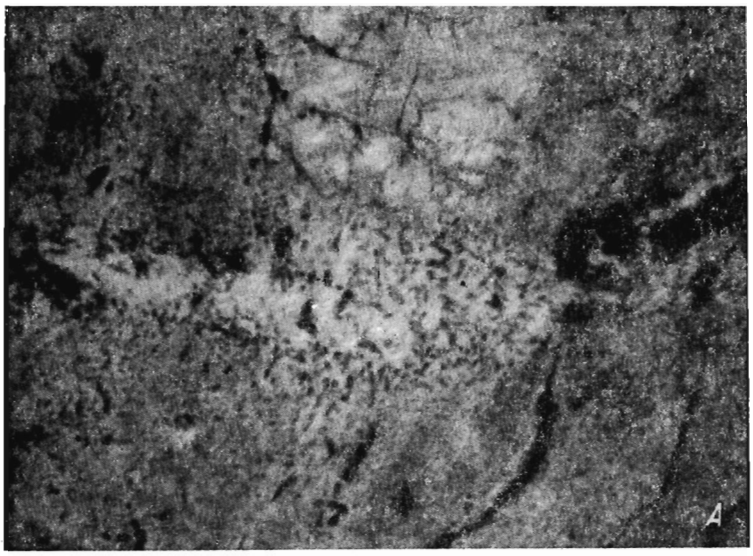
Кристаллохимические формулы наиболее крайних членов основного изоморфного ряда авгит—эгирин имеют следующий вид:

$$(Na_{0.27}Ca_{1.70})_{1.97}(Mg_{1.27}Fe_{0.44}Fe_{0.28}Al_{0.01})_{2.00} \cdot (Al_{0.10}Ti_{0.05}Si_{3.84})_{3.99}O_{12},$$

$$(Na_{1.81}Ca_{0.16})_{1.97}(Mg_{0.07}Fe_{0.09}Fe_{1.78}Al_{0.06})_{2.00} \cdot (Ti_{0.02}Si_{3.99})_{4.01}O_{12}.$$

Первая формула соответствует первому анализу табл. 29, вторая — одиннадцатому. Первый пироксен содержит 11.1 мол. % условного эгиринового минала, второй — 89.5 мол.%.

Расчеты полных химических анализов на условные миналы свидетельствуют о том, что состав пироксенов хибинских пород может быть пред-



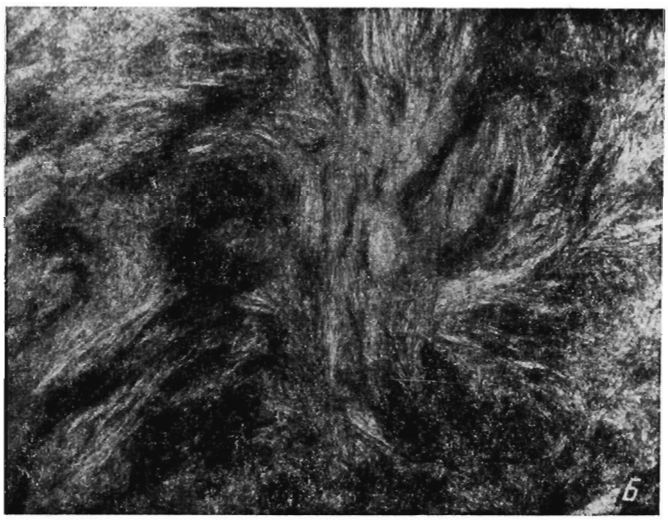


Рис. 49.

А — мелкие включения эгирина (черное) в нефелине. Шлиф, без анализатора, увел. 60. *Б* — волокнистый агрегат эгирина. Шлиф, без анализатора, увел. 20.

ставлен в основном в виде эгириновой, диопсидовой и геденбергитовой молекул. В некоторых случаях остатки атомных количеств катионов, не вошедшие в три первые молекулы, рассчитываются на условные миналы жадеита ($NaAlSi_2O_6$), клиноферросилита ($FeSiO_3$) или соединение $Al_2Al_2O_6$. Однако существование изоморфных замещений, в результате

Таблица 29

Химический состав пироксенов
(вес. %)

Компоненты	Эгирин-авгит				Эгирин						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2 . . .	50.70	50.78	50.19	49.22	50.60	50.92	51.98	51.26	51.72	51.62	52.13
TiO_2 . . .	1.05	1.70	0.31	2.71	1.54	3.35	2.52	1.13	0.60	1.50	0.47
Al_2O_3 . . .	1.34	1.07	0.10	1.30	1.61	0.48	0.94	1.20	0.24	1.10	0.73
Fe_2O_3 . . .	4.98	6.25	7.08	7.35	19.25	22.26	22.69	28.89	26.02	29.05	30.90
FeO	7.03	7.27	8.57	6.32	6.07	4.64	4.69	2.58	3.48	1.70	1.45
MnO . . .	0.43	0.48	0.79	0.48	0.85	0.08	0.70	0.13	1.64	0.17	0.18
MgO . . .	11.26	9.90	8.02	9.30	2.79	1.15	1.20	0.62	1.35	0.47	0.66
CaO	20.94	19.17	20.95	17.48	8.07	6.38	3.92	1.94	3.23	1.05	0.80
Na_2O . . .	1.82	2.61	3.61	4.71	7.11	9.87	10.32	10.50	10.88	12.09	12.23
K_2O	0.19	0.08	0.70	0.20	1.13	0.85	0.60	1.37	0.28	0.14	0.05
H_2O^+ . . .	0.16	0.30	—	0.38	0.22	—	—	—	—	—	0.18
H_2O^- . . .	0.29	0.55	—	0.93	—	—	—	—	—	—	0.26
V_2O_5 . . .	0.04	0.10	0.21	0.07	—	—	—	0.05	—	—	0.03
F	—	0.06	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п. . .	—	—	0.20	—	—	—	—	0.04	0.10	0.24	—
Сумма . .	100.23	100.32	100.73	100.48	99.24	99.98	99.56	99.71	99.54	99.13	100.07

Примечание. 1 — линза мелкозернистого ийолита, гора Юкспор, аналитик В. Г. Загинайченко (данные авторов); 2 — пегматоидный участок в апатитовом ийолите, гора Юкспор, аналитик А. В. Мокрецова (данные авторов); 3 — ийолит с апатитом, гора Кукисвумчорр (Курбатов, Михайлова, 1954); 4 — ийолит, гора Расчорр, аналитик В. Г. Загинайченко (данные авторов); 5 — перевал горы Портампор (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 6 — гора Манепахк (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 7 — цирк Тахтарвумчорр (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 8 — поздняя эндогенная жилка, гора Кукисвумчорр (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 9 — ущелье Географов, аналитик Н. Вревская (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 10 — поздняя эндогенная жилка, гора Расвумчорр, аналитик В. Г. Загинайченко (Курбатов, Михайлова, 1954); 11 — поздняя эндогенная жилка, гора Юкспор, аналитик В. Г. Загинайченко (данные авторов).

которых возможно выделение минала $FeSiO_3$, мало достоверно, так как избыточные содержания железа при избытке SiO_2 невелики и могут быть вызваны ошибками анализа.

Направленность изоморфных замещений в хибинских пироксенах и их характер четко выявляются при построении графиков зависимостей между содержаниями (в атомных процентах) изоморфно замещающих друг друга катионов. Атомные проценты особенно удобны для такой цели потому, что исключается влияние на получаемые зависимости атомных весов катионов. При полном учете содержаний всех взаимосвязанных катионов корреляционные графики должны подчиняться выражению $x=-y$, или, если катионы при комплексном изоморфизме компенсируют валентность друг друга, $x=y$. Получение таких результатов является проверкой справедливости объединения катионов в структурные группы на принципах общих правил изоморфизма.

На рис. 50 показана зависимость между катионами первой группы с включением и без включения в нее примеси марганца. Графики свидетельствуют о том, что марганец пироксенов двухвалентен и входит в состав катионов первой группы.

Кривые, изображенные на рис. 51, свидетельствуют о том, что алюминий и титан в хибинских пироксенах одновременно занимают октаэдрическую позицию (вторая группа катионов «В») и изоморфно замещают кремний (тетраэдрическая позиция). Только зависимость графика рис. 51 имеет определенный вид и теоретически правильную направленность (близкую обратно пропорциональной), соотношения же между $Al^{+3}+Ti^{+4}$ и Si^{+4}, а также между $Al^{+3}+Ti^{+4}$ и «В» никаких четких зависимостей не дают.

Большой интерес представляют графики зависимостей между содержаниями $Ca^{+2}+Mn^{+2}$ и Fe^{+2}, $Ca^{+2}+Mn^{+2}$ и Mg^{+2}, $Ca^{+2}+Mn^{+2}$ и $Mg^{+2}+Fe^{+2}$, которые характеризуют взаимосвязь между эгириновой, диопсидовой и геденбергитовой составляющими (рис. 52). Прежде всего устанавливается четкая правильная зависимость между $Ca^{+2}+Mn^{+2}$ и $Fe^{+2}+Mg^{+2}$, подтверждающая наличие общего строгого ряда изоморфных замещений по схеме (Ca, Mn) (Fe, Mg)→(K, Na) Fe^{+3}. Точки на этом графике располагаются сверху вниз в том порядке, в каком соответствующие им анализы приведены в табл. 29 и 30.

Эгирин и эгирин-авгит, согласно рис. 52, отличаются друг от друга направленностью изоморфных замещений: при уменьшении содержания авгитовой молекулы в эгирине одновременно убывает содержание и диопсидового и геденбергитового миналов, при уменьшении же авгитовой составляющей в эгирин-авгите содержание геденбергитового минала остается неизменным, а уменьшается, в основном, содержание $CaMgSi_2O_6$.

Таким образом, по динамике изоморфных замещений, хибинский эгирин-авгит представлен изоморфным рядом эгирин—диопсид, а эгирин — рядом эгирин—авгит.

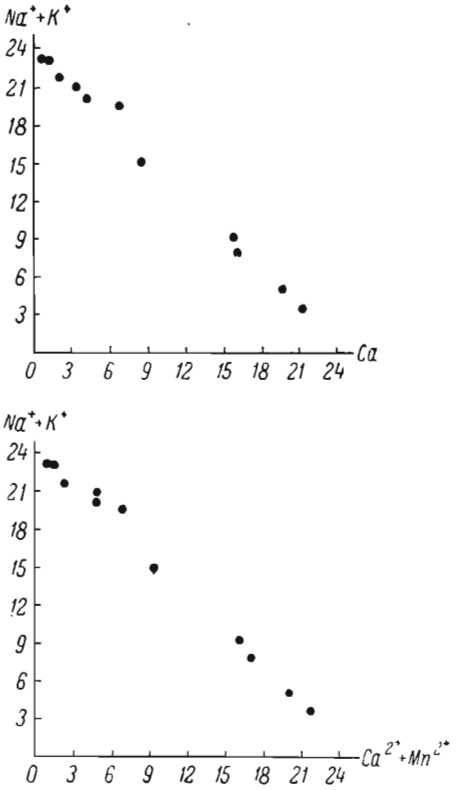


Рис. 50. Зависимости между содержаниями в пироксенах натрия, калия, кальция и марганца (в атомных %).

Согласно полным химическим анализам, эгирин-авгит линзочек мелкозернистого ийолита, цемента апатитовой брекчии, трахитоидного ийолита и массивного ийолита несколько различен по составу (табл. 29). Эгирин анализировался главным образом из пегматитов и поздних эндогенных жилок. Ближе всего к чистому эгирину (89.5% эгириновой молекулы) стоит зеленый волокнистый эгирин.

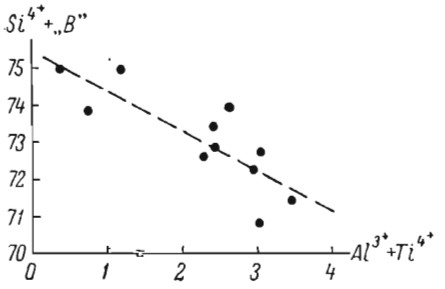


Рис. 51. Зависимость между содержаниями в пироксенах $Al^{3+}+Ti^{4+}$ и $Si^{4+}+(Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mg^{2+})$ (в атомных %).

Из элементов-примесей в пироксенах спектральными анализами установлено присутствие P, Sr, Ba и Zr. Зеленый волокнистый эгирин отличается, кроме того, примесью Cu, Pb, Co и Ni (следы и незначительные следы).

Физические свойства. Удельный вес пироксенов колеблется от 3.410 до 3.717 (пикн.); он возрастает с увеличением примеси эгириновой молекулы, но такая зависимость не является строгой. Максимальный удельный вес (3.717) установлен у зеленого волокнистого эгирина. Твердость около 5, хрупкий, излом занозистый, электромагнитная восприимчивость возрастает с увеличением содержания трехвалентного

Таблица 30

Химический состав пироксенов (в атомн. % катионов)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2 . . .	47.81	48.12	50.48	47.63	49.60	49.21	50.27	49.92	50.07	50.14	50.34
TiO_2 . . .	0.76	1.20	0.25	1.97	1.14	2.44	1.83	0.84	0.47	1.11	0.33
Al_2O_3 . . .	1.52	1.22	0.12	1.49	1.89	0.56	1.09	1.40	0.28	1.28	0.84
Fe_2O_3 . . .	3.48	4.44	5.32	5.35	14.18	16.17	16.54	21.23	18.95	21.24	22.49
FeO	5.53	6.34	7.21	5.10	4.97	3.74	3.78	2.09	2.83	1.41	1.16
MnO . . .	0.36	0.39	0.66	0.39	0.71	0.05	0.58	0.09	1.36	0.14	0.15
MgO . . .	15.82	13.95	12.00	13.40	4.05	1.65	1.75	0.90	1.95	0.66	0.94
CaO	21.17	19.45	16.09	15.60	8.46	6.59	4.09	2.04	3.35	1.11	0.81
Na_2O . . .	3.33	4.80	7.03	8.83	13.55	18.49	19.37	19.77	20.41	22.75	22.88
K_2O	0.22	0.09	0.84	0.24	1.45	1.10	0.70	1.72	0.33	0.16	0.06
Сумма . .	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. Номера анализов те же, что и в табл. 29.

железа. Цвет эгирин-авгита в образцах черный с зеленоватым оттенком, эгирина — черный. Волокнистый эгирин отличается ярким травяно-зеленым цветом. Черта зеленая. Блеск у волокнистого эгирина стеклянный до шелковистого, у остальных пироксенов — стеклянный.

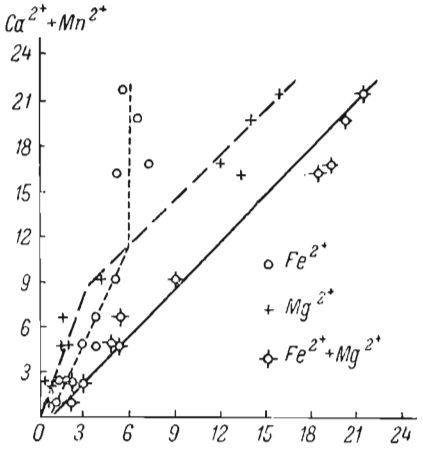


Рис. 52. Зависимость между содержаниями в пироксенах Ca^{2+}-Mn^{2+} и Fe^{2+}-Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} (в атомных %).

Плеохроизм очень сильный; для эгирин-авгита характерны бурые и зеленые тона плеохроизма, эгирины по тонам плеохроизма можно разделить на две разновидности: а) плеохроирующие в синевато-зеленых и желтовато-зеленых тонах и б) плеохроирующие в зеленовато-бурых и зеленых тонах.

Обе разновидности, очевидно, следует относить к эгирину, хотя вторая по плеохроизму приближается к акмиту. Окраска обычно ярче по N_p и бледнее по N_g, обратная схема абсорбции подтверждается и спектрофотометрическим анализом (рис. 53).

Для эгирин-авгита обычен следующий плеохроизм: по N_g — желто-бурый, по N_m — буровато-зеленый, по N_p — зеленый. Эгирин плеохроирует: по N_g — в буровато-зеленых или зеленовато-бурых тонах, по N_m — в грязно-зеленых тонах, по N_p — в ярко-зеленых или зеленовато-синих тонах. Плеохроизм эгирина гуще, интенсивнее, причем бурые тона плеохроизма наблюдаются только у игольчатого эгирина пегматитов (особенно характерны) и у зеленого волокнистого эгирина, т. е. у разностей, наиболее близких к чистому эгирину.

На рис. 53 приводятся записи спектров пропускания по N_p и N_g, записанные с одного крупного зерна зонального пироксена из пегматоидного участка в массивном уртите. Крайняя зона зерна представлена наиболее «эгиринистым» пироксеном (IN_g и IN_p), средняя — менее «эгиринистым» (IIN_p и IIN_g), центральная — эгирин-авгитом ($IIIN_p$ и $IIIN_g$). При нагреве пироксенов до 350° окраска и плеохроизм в общем

сохраняются, только несколько усиливаются бурые тона. Спектры поглощения пироксенов (рис. 53) свидетельствуют о том, что их окраска и плеохроизм вероятнее всего обусловлены ионами трех- и двухвалентного железа.

Показатели преломления пироксенов измерялись с небольшой степенью точности, реальная воспроизводимость их определения на микрокристаллрефрактометре в монохроматическом свете составляет всего ± 0.012. Это обусловлено густой окраской эгирин-авгита и особенно эгирина.

Показатели преломления: эгирин-авгита — $n_g = 1.737 \pm 0.012$, $n_m = 1.712 \pm 0.012$, $n_p = 1.705 \pm 0.012$, эгирина — $n_g = 1.81$, $n_m = 1.79$, $n_p = 1.760 \pm 0.012$.

Угол $2V$ и угол погасания в зоне, перпендикулярной (100), определяются с достаточно высокой точностью (измерения в коноскопе на федоровском столике в монохроматическом свете). Зависимость между величиной угла $2V$ и углом погасания оказалась не строго функциональной, что может быть связано с некоторой неупорядоченностью расположения катионов в кристаллической решетке. Колебания значений угла $2V$ во всех случаях превышают колебания значений угла погасания; с увеличением содержания эгиринового минала в пироксене отмечаются особенно резкие колебания величины угла $2V$ при одновременных, гораздо меньших изменениях угла погасания (табл. 31).

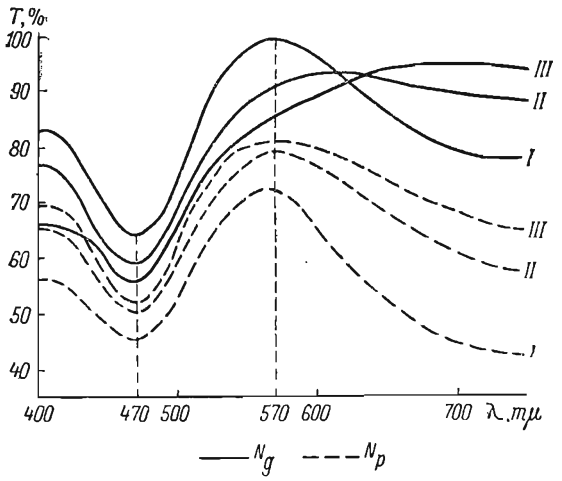


Рис. 53. Спектры пропускания по N_g и N_p.

I — наиболее близкая к эгирину внешняя зона зерна пироксена; *II* — промежуточная зона; *III* — внутренняя (эгирин-авгитовая) зона.

Угол $2V$ пироксенов обнаруживает ясную дисперсию $r > v$ (табл. 32). Определения производились в коноскопе на федоровском столике; в качестве источника света использовался монохроматор УМ-2.

Межплоскостные расстояния эгирина и эгирин-авгита приведены в табл. 33. Эгирин и эгирин-авгит четко отличаются по рентгенограммам.

Условия образования и изменения. Весь рассмотренный выше материал свидетельствует о том, что условия образования эгирин-авгита и эгирина были различны. Эгирин-авгит является породообразующим минералом всех пород, слагающих апатитовые тела. Его морфология определяется типом породы, в составе которой он принимает участие. Состав и оптические свойства этого пироксена также определяются условиями его нахождения. Эгирин же в основной своей массе выступает как минерал, метасоматически замещающий эгирин-авгит (каймы эгиринизации). Исключением является только эгирин жильных луявритов. В виде хорошо индивидуализированных призматических и игольчатых кристаллов эгирин распространен в пегматитах и эпигенетических жилах, где эгирин-авгит представлен ксеноморфными индивидами и встречается сравнительно редко.

Наиболее поздним и низкотемпературным является, безусловно, зеленый волокнистый эгирин. Неопределенное место по происхождению за-

Таблица 31

Углы $2V$ и углы погасания пироксенов различных пород апатитовых месторождений

Разновидность пироксена	$2V$ (±30′)		cN_g (±30′)	
	+	−	для опт. +	для опт. −
Эгирин-авгит из линзочек мелкозернистого ийолита апатито-нефелиновой породы	75°—79°30′ (Δ = 4°30′)	—	54°30′—58° (Δ = 3°30′)	—
Эгирин-авгит из массивных ийолит-уртитов	77°30′—84° (Δ = 6°30′)	—	57°30′—62° (Δ = 4°30′)	—
Эгирин-авгит из цемента апатитовой брекчии	77°—84°30′ (Δ = 7°30′)	—	56°30′—62° (Δ = 5°30′)	—
Каемки эгирина	87°30′	80°30′ (Δ = 12°30′)	66°	74°10′ (Δ = 8°10′)
Игольчатый и призматический черный эгирин из пегматитов	—	79°—70° (Δ = 9°)	—	85°30′—90° (Δ = 4°30′)
Зеленый волокнистый эгирин	—	68°—50° (Δ = 18°)	—	92°30′—93°30′ (Δ = 1°)

Примечание. Число измерений в каждом случае не меньше 7. Угол $2V$ волокнистого эгирина измерялся по группе одновременно гаснущих волокон, т. е. с гораздо меньшей точностью (≈ ±2°).

нимают мелкие («точечные») включения эгирина в нефелине. Их возникновение может быть связано как с наложенными процессами, так и с процессом кристаллизации самого нефелина. Некоторая часть включений

Таблица 32

Дисперсия угла оптических осей эгирин-авгита и эгирина

Характеристика образца	λ = 550 mμ	λ = 520 mμ	λ = 647 mμ
Эгирин-авгит из массивного уртита, гора Юкспор	+67° 15′	+68° 40′	+70° 20′
Эгирин из пегматита ийолитового состава, гора Юкспор	−72° 50′	−72° 00′	−70° 40′

эгирина может быть объяснена только захватом в процессе кристаллизации нефелина (правильно распределенные включения в виде чередующихся зон). В эндогенных условиях пироксены замещаются амфиболом и лепидомеланом. В зонах гипергенеза за их счет образуются гидроокислы железа в смеси с глинистыми минералами.

Таблица 33

Межплоскостные расстояния пироксенов

Эгирин-авгит		Волокнистый эгирин		Включения эгирина в нефелине	
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
3	3.208	5	3.195	3	3.17
10	2.980	10	2.993	10	2.92
1	2.880				
10	2.523	10	2.901	9	2.894
		8	2.539	8	2.535
1	2.445	8	2.476	6	2.478
1	2.353	1	2.333	1	2.343
3	2.218	4	2.199	2	2.195
3	2.137	4	2.119	4	2.120
2	2.111	2	2.092		
3	2.041				
3	2.014	3	2.023	4	2.024
1	1.979	1	1.984		
1	1.941	1	1.937	1	1.928
1	1.861	1	1.885		
2	1.836	1	1.802	1	1.822
3	1.784	1	1.773		
1	1.726	4	1.725	3	1.731
		1	1.684		
		2	1.658	2	1.664
6	1.628	3	1.634		
		4	1.608	3	1.610
2	1.552	3	1.589	2	1.541
3	1.526				
3	1.505	2	1.502	2	1.505
1	1.501				
1	1.426				
3	1.409				
1	1.393	8	1.393	9	1.402
1	1.376	3	1.374	2	1.378
4	1.329	4	1.326	4	1.326
3	1.280	4	1.299	2	1.308
1	1.266	4	1.265	3	1.271
3	1.248	2	1.228	2	1.233
1	1.214	1	1.219		
1	1.177	1	1.197		
2	1.149			1	1.136
5	1.072	1	1.083	2	1.084
3	1.063	2	1.067		
2	1.052	8	1.053	8	1.056
3	1.042	3	1.039		
2	1.029	2	1.023	2	1.025
2	1.015				
		2	1.003	2	1.006

Примечание. *Условия съемки:* Fe-излучение, $Д_К = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен А. П. Денисовым и Е. П. Германовым. Подчеркнуты отражения, в которых разница проявляется наиболее четко.

Сфен

$CaTiSiO_4(O,OH,F)$

Моноклинная сингония

Сфен апатитовых месторождений специально изучался А. Ф. Михайловой (1952). Ниже дается описание сфена с использованием этого материала.

Распространение. Сфен является одним из самых распространенных в апатитовых телах минералов и встречается почти повсеместно. Он развит как во вмещающих породах, так и в самих апатитовых телах. Сфен содержится в пегматитах, в эпигенетических жилах, изредка — в поздних эндогенных жилках. Исключение составляют луявриты, мончикиты, оливиновые базальты, тингуаиты, некоторые пегматиты и большая часть поздних эндогенных жилок.

Максимальные содержания сфена в различных породах приводятся в табл. 1 и 4 (стр. 23 и 27).

Распределение сфена в породах самое разнообразное. Зачастую он распределен равномерно по всей массе породы, что особенно характерно для вмещающих массивных ийолит-уртитов и рисчорритов. При этом, если в ийолит-уртитах сфен является второстепенным породообразующим минералом, то в рисчорритах он выступает только как акцессорный минерал. Среди ийолит-уртитов иногда наблюдаются шлировые скопления сфена.

В апатито-нефелиновых породах сфен, как правило, распределен неравномерно. В породах полосчатой и линзовидно-полосчатой текстур местами наблюдается послойная концентрация сфена в линзах, прожилках и слоях.

Правда, в пределах одного и того же минерального агрегата на локальных участках распространение сфена обычно равномерное (мелкозернистый ийолит, существенно апатитовый агрегат).

Наиболее обогащены сфеном апатито-сфено-нефелиновые породы. Содержание сфена в этих породах пятнистой и пятнисто-полосчатой текстур поднимается до 30.7%, а содержание его в апатито-сфеновых прожилках линзовидно-полосчатых пород доходит до 52%. В породах с призматическим сфеном ярко проявляется неравномерность распределения этого минерала в объеме пород: сфен концентрируется в виде прослоев, линз и прожилков. Послойная концентрация сфена характерна и для трахитоидных сфеновых ийолитов и уртитов. Особенность распределения призматического сфена в породах заключается в том, что такой сфен неравномерно распределен в одном и том же минеральном агрегате, в участках, расположенных по соседству.

В полевошпато-нефелино-апатитовых жилах среди рисчорритов (гора Поачвумчорр) сфен встречается в рассеянном виде как акцессорный минерал. В пегматитах он распределяется крайне неравномерно. Чаще всего образует скопления, реже встречается в виде единичных мелких и крупных индивидов.

В породах сфен ассоциирует со всеми породообразующими минералами и почти со всеми из них может быть встречен в непосредственном контакте. Не наблюдались только границы зерен сфена с виллиомитом, флюоритом, франколитом, мурманитом и ломоносовитом.

В пегматитах и эпигенетических жилах сфен часто граничит с поздними эндогенными минералами: натролитом, канкринитом и лепидомеланом. В пегматитах, однако, он чаще всего тяготеет к цветным минералам — пироксенам и титаномагнетиту. С кристаллами окружающих минералов, как правило, кристаллы сфена имеют ровные границы.

Иногда сфен образует каемки вокруг титаномагнетита. В этом случае границы между минералами зазубренные. В пегматите из зоны рисчорритов и около поздних эндогенных жилок в ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых породах было отмечено развитие волокнистого сфена вокруг ильменита. Он образует здесь подобие келефитовой каймы и сопровождается волокнистым эгирином, астрофиллитом, лепидомеланом и канкринитом (корониты вокруг ильменита).

Форма и размер зерна. В породах, слагающих апатитовые месторождения, четко выделяются основные морфологические разновидности сфена: таблитчатый, ксеноморфный, пойкилитический, призматический, волокнистый, «ячменный», а также каемки сфена вокруг титаномагнетита (табл. 34).

Таблитчатый сфен имеет размер кристаллических индивидов от нескольких миллиметров до 3—4 см. Размер его зерен определяется разме-

Таблица 34

Основные разновидности хибинского сфена и их характеристика

Разновидность сфена	Порода	Форма и размер зерен	Цвет
Ксеноморфный.	Массивные ийолит-уртиты, их ксенолиты в апатито-нефелиновых породах.	Выполняет промежутки между зернами нефелина; поверхность зерен зеркальная, размер 0.2—1.5 см.	Бурый.
Таблитчатый.	Пегматиты в ийолит-уртитах и апатито-нефелиновых породах, массивные ийолит-уртиты, среднезернистые уртитовые прослои в апатитовых породах; рисчорриты.	Крупные таблички, от нескольких миллиметров до 3- 4 см.	Бурый, светло-бурый до желтого, зеленый (рисчорриты).
Пойкилитический.	Существенно-апатитовый агрегат апатито-нефелиновых пород, цемент апатитовой брекчии.	Пятна от 1.0 × 0.5 см в сетчатых и линзовидно-полосчатых породах до 3 × 4 см — в пятнистых.	Розовато-бурый.
«Ячменный».	Линзы мелкозернистого ийолита и уртита в линзовидно-полосчатых, полосчатых и сетчатых апатитовых породах.	Овальные зерна размером 0.34 × 3.15 мм.	Бурый.
Призматический.	Апатито-сфено-нефелиновые породы, сфеновые ийолиты и уртиты, пегматиты и мономинеральные сфеновые прожилки.	В основном призмы с ромбическим разрезом, от 0.1 × 1.0 мм в мелкозернистых породах до 5.0 × × 10.0 мм — в пегматитах.	Светло-коричневый, буровато-коричневый.
Волокнистый.	Пегматиты, эпигенетические жилы, луявриты. Очень редко — массивный уртит и существенно апатитовый агрегат.	Очень тонкие волокна, спутанно-волокнистые, радиально-лучистые, метельчатые агрегаты от 0.001 × × 0.1 до 0.1 × 0.3 мм.	Бледно-розовый, желтоватый, редко — сероватый с шелковистым блеском.
Каемки вокруг титаномагнетита.	Пегматиты, реже — различные по составу породы.	Сплошные каемки, шириной 0.05—3 мм.	Желтый.

ром зерна породы, в составе которой он принимает участие. Бурый таблитчатый сфен типичен для пород ийолит-уртитового состава, особенно для пегматитов и массивных ийолит-уртитов. В рисчорритах таблитчатый сфен светло-бурый, иногда зеленый.

В апатито-нефелиновой толще бурый таблитчатый сфен распространен в среднезернистых ийолит-уртитовых прослоях среди бедных апатитом пород. Весьма характерны таблитчатые формы сфена для пегматитов ийолитового и уртитового состава.

Ксеноморфные выделения сфена развиты в массивных ийолит-уртитах в интерстициях между зернами нефелина. Их форма определяется структурой породы и является весьма специфичной. Реже ксеноморфный сфен можно наблюдать в среднезернистых уртитовых прослоях в апатито-нефелиновых породах. Размер ксеноморфных выделений сфена 0.2—1.5 см, обычно они представлены одним или двумя кристаллическими индивидами.

Пойкилитический сфен, густо насыщенный включениями апатита, образует округлые пятна розовато-бурого цвета и встречается только в существенно апатитовом агрегате апатито-нефелиновых пород и в це-

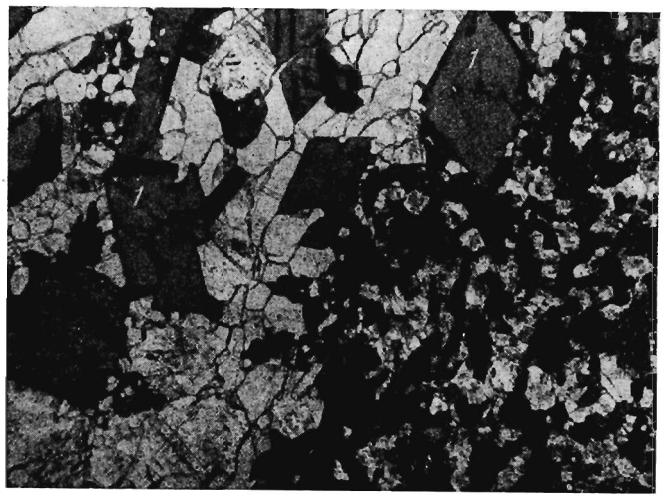


Рис. 54. Так называемый призматический сфен (*1*) в сфено-апатитовом прослое. *Справа* — линза мелкозернистого ийолита (*темное* — эгирин-авгит, *светлое* — нефелин). В линзах мелкозернистого ийолита призматический сфен отсутствует.

менте апатитовой брекчии. Пойкилитические зерна сфена в пятнистой породе и цементе брекчии имеют изометричные округлые формы; в тонких существенно апатитовых прослоях линзовидно-полосчатых и сетчатых пород они сплющены.

Включения апатита располагаются в пойкилитических зернах сфена обычно равномерно и нередко настолько сближены, что сам сфен представляет собой только тонкий каркас. В шлифах нередко отдельные участки пойкилитического сфена выглядят разобщенными, но в результате специального растворения апатита в образцах пород установлено, что на самом деле таких целиком «разорванных» зерен нет.

Призматический сфен типичен для апатито-сфено-нефелиновых пород. Он широко развит в сфеновых ийолитах и уртитах, апатито-сфеновых прослоях (рис. 54). Зерна сфена призматического облика вообще типичны для всех трахитоидных разновидностей ийолитов — ийолитов 1-й субфазы (долина р. Кунйок) и ийолитов, брекчирующих апатито-нефелиновые породы на горах Ньорпакх и Суолуайв. Встречается он в пегматитах; в виде эгирино-сфеновых и мономинеральных сфеновых прожилков наблюдается по тектоническим зонам в хибинитах и ийолит-уртитах. Нередок такой сфен и в гистерогенитах.

Призматический сфен относится к одной из наиболее характерных разновидностей минерала. Внешне он представлен удлиненными, нередко

частично или даже полностью ограненными индивидами (рис. 54). Призматическая разновидность сфена (Михайлова, 1952; Шухман, 1959; Иванова, 1960) выделена на основании общего облика зерен, их линейной ориентировки в пространстве. При ближайшем рассмотрении оказывается, что само определение «призматический сфен» несколько условно: форма кристаллов его весьма разнообразна и несколько отлична в разных породах.

С целью определения зависимости кристаллических форм от геологической обстановки так называемый призматический сфен был отобран из 1) апатито-сфеновых прослоев в апатито-сфено-нефелиновых породах, 2) сфеновых ийолитов и уртитов, 3) пегматитов и поздних мономинеральных сфеновых прожилков.

В результате детального изучения морфологии отобранного сфена прежде всего было установлено, что размеры его зерна в пределах одного и того же минерального агрегата колеблются довольно сильно: от 0.1—1.0 мм до 5.0×10.0 мм. Наиболее значительные изменения размера зерна наблюдались у сфена из пегматитов и из поздних эгирино-сфеновых и сфеновых прожилков. Среди основной мелкозернистой массы этих пород (размер отдельных зерен от 0.1×1.0 мм до 0.3×4.0 мм) встречаются крупные кристаллы призматического сфена размером 5.0×10.0 мм.

Облик ограненных индивидов так называемого призматического сфена показан на рис. 55. Выяснилось, что, несмотря на разнообразие внешнего облика кристаллов призматического сфена (рис. 55), все они образованы лишь несколькими простыми формами. Наиболее характерны $r\{110\}$ и $n\{111\}$, часто наблюдаются $p\{100\}$ и $\varepsilon\{011\}$, редко встречаются $y\{001\}$ и $t\{\bar{1}11\}$. Особенно характерны удлиненные по вертикальной оси призмы с развитой формой r и подчиненным развитием n. Нередко присутствуют узкие грани $p(100)$. Кристаллы такой формы распространены во всех образованиях и обусловливают общий призматический облик зерен минерала.

Часто наблюдаются «ромбические» кристаллы, характеризующиеся приблизительно равным развитием форм r и n. Такие «ромбики» можно увидеть почти так же часто, как призмы; причем они, как правило, обладают лучшей сохранностью. Нередко встречаются двойники призматических кристаллов с входящим углом, образованным формой $\varepsilon\{011\}$.

Сравнительно часто можно видеть и другие кристаллические формы: «конвертики» (n, p и y) и кристаллы, образованные n, r и ε. В виде единичных находок отмечаются «ромбы» с одинаковым развитием n и r, а также кристаллики сложной огранки (n, r, p, y и t).

Из табл. 35 видно, что наибольшим разнообразием форм обладает сфен из сфеновых ийолитов и уртитов. Он в основном состоит из призматических вытянутых кристаллов с подчиненным развитием ромбических форм. Иногда же соотношение призматических и ромбических кристаллов сфена в этих породах может достигать 3 : 7.

Призматический сфен пегматитов и мономинеральных сфеновых прожилков более ограничен в форме кристаллов, хотя и здесь наблюдается достаточное разнообразие. Для пегматитов наиболее характерны ромбические кристаллы, призматические же имеют обычно лишь частичную огранку.

В апатито-сфеновых прослоях кристаллы так называемого призматического сфена наиболее однообразны — здесь наблюдаются лишь призмы и ромбические формы.

Призматический сфен сфеновых ийолитов и уртитов имеет прямолинейные очертания и резкие границы с другими минералами, в сфено-апатитовых прослоях он слегка резорбирован на границе с апатитом, края кристаллов неровные, слегка извилистые.

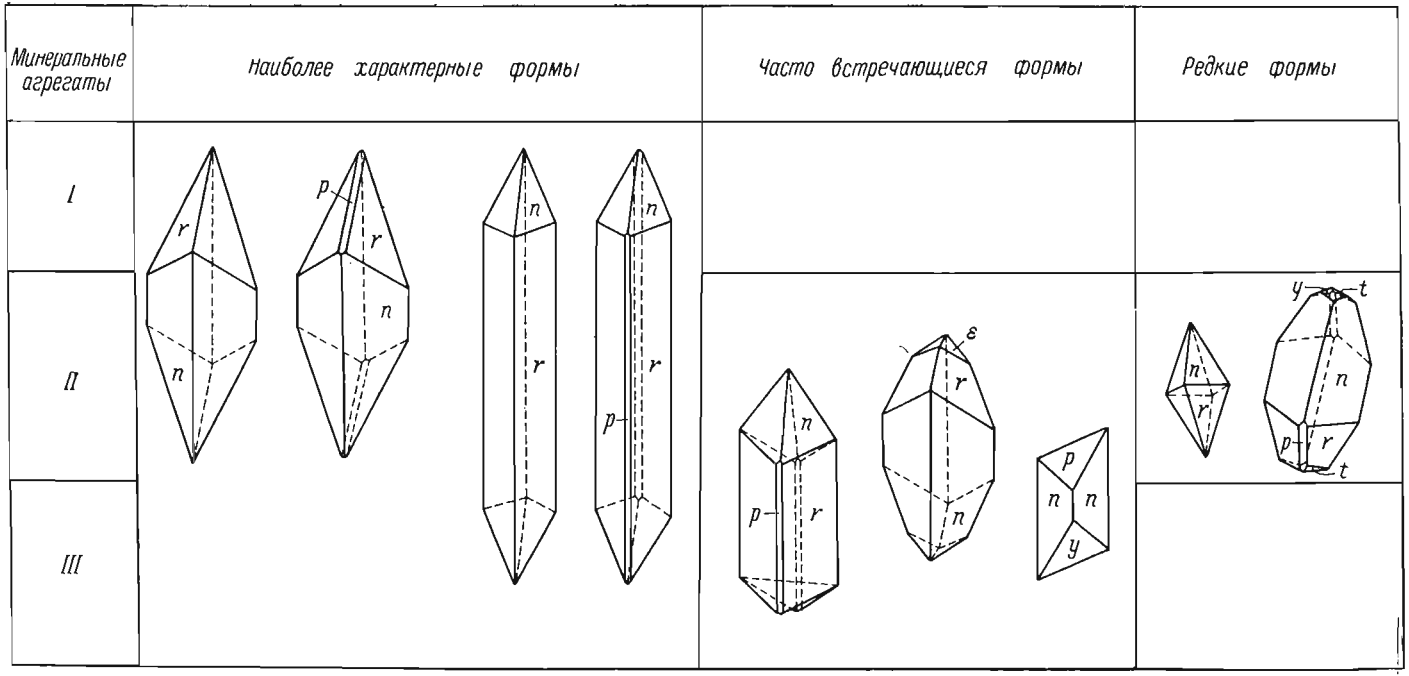


Рис. 55. Кристаллические формы призматического сфена.

I — апатито-сфеновый агрегат; *II* — сфеновые ийолиты и уртиты; *III* — пегматиты и мономинеральные сфеновые прожилки.

Таблица 35

Частота встречаемости форм призматического сфена в различных породах

Минеральные агрегаты	Наиболее характерные формы	Формы, встречающиеся сравнительно часто	Редкие формы
Апатито-сфеновый агрегат	n {111}, r {110}	p {100}	—
Сфеновые ийолиты и уртиты	n {111}, r {110}	ε {011}	y {001}, t {$\bar{1}$11}
Пегматиты и мономинеральные сфеновые прожилки	n {111}, r {110}	p {100}	y {001}

«Ячменный» сфен впервые был отмечен А. Ф. Михайловой (1952). Это типоморфная разновидность сфена линз мелкозернистого ийолита и уртита. Свое название «ячменный» сфен получил благодаря тому, что

Рис. 56. Сферолиты волокнистого сфена. Шлиф, без анализатора, увел. 45.

зерна его имеют ромбическую форму, уплощенную к краям, напоминающую форму ячменных зерен.

Волокнистый сфен встречается обычно в качестве акцессорного минерала в пегматитах, в поздних эндогенных жилках среди ийолит-уртитов, и только изредка — в породах, в том числе и обогащенных апатитом. Как правило, волокнистый сфен образует тонковолокнистые, спутанноволокнистые и метельчатые агрегаты бледно-розового или чуть желтоватого цвета с шелковистым блеском. Размер отдельных волокон колеблется от 0.1×0.001 до 0.3×0.1 мм.

В эпигенетической жиле среди ийолит-уртитов были встречены интересные сферолиты волокнистого сфена зонального строения (рис. 56).

Химические анализы сфена

Компоненты	Таблитчатый							Пойкилитический	
	ийолит	уртит			крупноблоковая порода		рисчоррит	пятнистая порода	апатитовая брекчия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	30.76	29.90	29.35	29.93	29.93	29.96	29.75	30.00	30.10
TiO_2	40.34	38.84	39.78	37.95	37.94	38.17	38.35	39.18	38.28
ZrO_2	—	0.25	0.32	0.14	0.19	0.16	—	—	0.29
$(Nb, Ta)_2O_5$	Не опр.			0.32	0.27	0.52	Не опр.	0.56	0.35
Al_2O_3	—	0.32	0.47	0.36	0.40	0.40	0.50	0.55	0.30
Fe_2O_3	0.10	1.39	0.19	1.56	1.31	1.41	0.34	0.84	1.43
FeO	0.02	0.53	0.33	0.32	0.40	0.33	0.24	0.31	Не опр.
CaO	27.67	27.23	28.36	28.09	27.46	27.75	26.97	27.92	28.45
MnO	0.20	Сл.		0.05	0.05	0.03	0.09	0.04	0.05
SrO	—	0.92	0.05	0.18	0.17	0.20	0.42	0.08	0.32
MgO	0.72	—	—	0.06	0.29	0.03	0.09	—	0.07
Na_2O	0.83	0.39	0.41	0.40	1.22	0.42	0.68	0.39	0.49
K_2O	0.11	Сл.	0.05	0.21	0.24	0.24	0.33	0.13	0.06
F	—	—	0.46	0.36	—	0.36	0.57	—	0.06
Cl	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	0.35	0.19	0.41	0.43	0.12	0.13
H_2O^-	—	—	—	0.15	0.05	0.15	0.25	—	0.12
V_2O_5	—	0.25	0.22	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0.06	—
П. п. п.	—	0.08	0.22	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.75	100.10	100.29	100.43	100.11	100.54	99.01	100.18	100.50
$-O=F_2, Cl_2$	—	—	0.22	0.15	—	0.15	0.24	—	0.03
Сумма	100.75	100.10	100.07	100.28	100.11	100.39	98.77	100.18	100.47

Примечание. 1 — гора Кукисвумчорр, аналитик В. С. Смирнов (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 3 — гора Кукисвумчорр, аналитик В. И. Влодавец (Минералы Хибинских 6, 8 — гора Юкспор, аналитик А. В. Панова (Михайлова, 1952); 7 — гора Кукисвумчорр, аналитик 10, 11 — гора Юкспор, аналитик В. А. Егоров (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 1937); 13 — гора Кукисвумчорр (Михайлова, 1952); 16, 17 — гора Кукисвумчорр аналитик А. В. Мокре зерских тундр, 1937); 19 — долина р. Лявойок, аналитик А. В. Мокрецова (данные авторов); 20 — гора

Они обладают совершенно правильной шаровой формой и радиально-лучистым строением, волокна сфена имеют неодинаковую толщину по радиусу, укрупняясь к периферии. По окраске в сферолитах выделяются концентрические зоны: очень светлая — в центре, затем темно-серая, серовато-желтая и крайняя — желтовато-зеленая.

Обычно волокнистый сфен встречается в парагенезисе с эгирином, астрофиллитом, лепидомеланом, канкринитом, часто в тесном срастании с ними.

В породах района апатитовых месторождений и в пегматитах изредка встречаются каемки светло-желтого сфена вокруг титаномагнетита. Они однородны (одно зерно), имеют ширину 0.05—3 мм, изредка включают пластинки ильменита.

Таким образом, морфология сфена в большинстве случаев определяется типом породы, в составе которой он принимает участие. Форма кристаллических индивидов этого минерала строго определенная в существенно апатитовом агрегате, массивных ийолит-уртитах и линзах мелкозернистого ийолита. Имеется определенная зависимость форм кристаллов так называемого призматического сфена от типа породы, хотя эта разновидность принимает участие в составе различных минеральных агрегатов. Только

Таблица 36

апатитовых месторождений

Призматический								Волокнистый		Каемки вокруг титаномагнетита
без точной привязки			ийолиты и уртиты			сфен-апатитовый агрегат		нефелиновый сиенит	пегматит	пегматит
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
29.95	29.60	30.50	30.44	31.71	30.51	29.52	30.07	30.85	29.95	30.09
40.73	39.55	39.54	39.66	40.10	39.41	38.69	37.91	40.76	38.02	38.32
0.07	0.20	0.17	0.11	0.08	0.15	0.38	0.37	0.04	0.18	0.26
Не опр.			0.35	Не опр.		0.51	0.32	Не опр.	0.64	0.30
0.24	0.40	0.31	—	0.27	0.46	0.47	0.48	0.57	0.98	0.24
1.10	1.23	1.04	—	0.40	0.36	1.56	1.31	0.43	0.95	1.15
0.36	0.40	0.25	0.14	0.18	0.21	0.12	0.14	0.21	0.25	0.21
26.76	27.85	27.72	27.57	25.97	25.71	27.92	27.82	25.51	26.17	28.12
0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.16	0.03	0.04	Сл.	0.06	0.05
—	—	—	0.32	—	0.75	0.22	0.34	0.40	0.73	0.38
—	—	—	—	—	—	0.07	0.07	—	0.17	0.04
0.49	0.52	0.44	0.37	0.83	1.37	0.37	0.52	0.04	1.39	0.50
0.08	0.04	0.03	—	0.10	0.05	0.05	0.04	0.51	0.02	0.06
—	—	—	0.61	—	0.04	0.17	0.43	0.03	0.36	0.38
Сл.		—	—	Не опр.	Сл.	—	—	—	—	—
—	—	—	0.56	—	—	0.28	0.42	0.24	—	—
—	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—	0.08
—	—	0.38	0.10	—	0.11	—	—	0.11	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03
0.28	0.19	0.21	—	0.30	0.30	—	—	—	0.56	0.20
100.11	100.03	100.64	100.36	99.99	99.59	100.36	100.28	99.70	100.43	100.41
—	—	—	0.26	—	0.02	0.08	0.18	0.02	0.15	0.16
100.11	100.03	100.64	100.10	99.99	99.57	100.28	100.10	99.68	100.28	100.25

Ловозерских тундр, 1937); 2, 15 — гора Юкспор, аналитик В. И. Влодавец (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 4, 5 — гора Кукисвумчорр, аналитик А. В. Панова (Михайлова, 1952); М. И. Волкова (Михайлова, 1952); 9 — гора Юкспор, аналитик З. И. Горощенко (данные авторов); 12, 14 — гора Кукисвумчорр, аналитик В. А. Егоров (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр). цова (Шухман, 1959); 18 — ущелье Гакмана, аналитик В. И. Влодавец (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр). Юкспор, аналитик З. И. Горощенко (данные авторов).

более поздние малораспространенные разновидности, волокнистый сфен и каемки вокруг титаномагнетита, встречаются независимо от типа минерального агрегата.

Включения. Зерна сфена содержат включения других минералов. Так, таблитчатый сфен нередко содержит включения нефелина, эгирин-авгита, амфибола, лепидомелана, титаномагнетита, реже — кнопита. Размер этих включений колеблется от 0.1×0.05 до 0.5×0.3 мм. Кроме того, для таблитчатого сфена нередки тонкие игольчатые включения эгирина, приуроченные к середине зерна и строго ориентированные параллельно плоскости оптических осей.

В пойкилитическом сфене, кроме апатита, всегда присутствуют те же включения, что и в буром таблитчатом, но особенно типичны для него округлые выделения кнопита, располагающиеся в центральной части зерен, вдали от включений апатита. Как правило, включения кнопита не граничат с апатитом.

Для призматического сфена характерны мельчайшие игольчатые включения эгирина и мелкие пластинки лепидомелана, приуроченные к середине зерна и располагающиеся обычно параллельно плоскости оптических осей сфена. В виде мелких включений неправильной формы

можно встретить нефелин и эгирин, а также мелкие включения апатита.

Изредка в сфене наблюдаются и газово-жидкие включения — однофазовые пузырьки размером 0.1—0.05 мм.

Таблитчатый, ксеноморфный и пойкилитический сфен в виде включений в других минералах не наблюдался. Призматический сфен встречается в виде включений в нефелине, пироксене, роговой обманке, кнопите, энигматите, титаномагнетите, лампрофиллите и эвдиалите. «Ячменный» сфен бывает включен в эгирин-авгите и нефелине мелкозернистых ийолит-уртитов.

Химический состав. Полные химические анализы сфена приведены в табл. 36. Сравнивая анализы различных образцов сфена, можно заметить, что реальной разницы в их химическом составе нет. Содержание основных компонентов в сфене везде одинаковое, наблюдаются некоторые существенные колебания в содержании стронция и щелочей, но какой-либо закономерности в этих изменениях установить не удалось.

Анализы сфена хорошо пересчитываются на его кристаллохимическую формулу. Так, при пересчете химических анализов рассматриваемого минерала были получены следующие кристаллохимические формулы.

Таблитчатый сфен

$$(Ca_{0.98}Na_{0.02}Sr_{0.02})_{1.02} \cdot (Ti_{0.97}Al_{0.01}Fe^{3+}_{0.05}Fe^{2+}_{0.01}V_{0.05}Zr_{0.01})_{1.10} \cdot SiO_{5.00}.$$

Пойкилитический сфен

$$(Ca_{1.00}Na_{0.03})_{1.03} \cdot (Ti_{0.95}Fe_{0.04}Al_{0.01})_{1.00} \cdot SiO_4(O_{0.98}OH_{0.01}F_{0.01})_{1.00}.$$

Призматический сфен

$$(Ca_{0.96}Na_{0.03}K_{0.02})_{1.01} \cdot (Ti_{1.00}Al_{0.02}Fe^{3+}_{0.03}Fe^{2+}_{0.01})_{1.06} \cdot SiO_{5.09}.$$

Волокнистый сфен

$$(Ca_{0.92}Na_{0.09}Sr_{0.02})_{1.03} \cdot (Ti_{0.95}Al_{0.04}Fe^{3+}_{0.02}Fe^{2+}_{0.01}Nb_{0.01}Mg_{0.01})_{1.04} \cdot SiO_4(O_{0.87}OH_{0.06}F_{0.07})_{1.00}.$$

Приведенные расчеты лишний раз показывают, что существенной разницы в составе между различными морфологическими разновидностями сфена не существует.

На рис. 57 отражены зависимости между содержанием Na+K и Ca, Sr и Ca, а также зависимость между содержанием Ti и суммой Nb, V, Al, Fe, Zr и Mg.

Графики свидетельствуют об обычном типе изоморфных замещений (Забавникова, 1957). Для различных разновидностей сфена не наблюдается определенного положения на графиках. Только волокнистый сфен занимает крайнее положение по максимальному содержанию как Sr, так и Na и K. В хибинском сфене Ti одновременно изоморфно замещается Nb, V, Al, Fe, Mg и Zr. По максимальному содержанию всех этих примесей крайнее положение занимает также волокнистый сфен.

В акцессорном сфене имеется некоторая примесь редкоземельных элементов. Состав лантаноидов сфена (в % к их сумме), по данным рентгеноспектрального анализа (аналитик Л. И. Полежаева), следующий: La_2O_3 — 13.6, Ce_2O_3 — 41.7, Pr_2O_3 — 3.9, Nd_2O_3 — 16.9, Sm_2O_3 — 3.5, Eu_2O_3 — 0.5, Cd_2O_3 — 3.1, Tb_2O_3 — 0.1, Dy_2O_3 — 1.2, Ho_2O_3 — 0.2, Er_2O_3 — 0.4, Tu_2O_3 — 0.2, Lu_2O_3 — 0.1, Yb_2O_3 — 14.6.

Отношение Nb_2O_5 : Ta_2O_5 в сфене выдержанное, оно составляет 10 : 0.86—10 : 1.1 (7 определений), т. е. примерно равно 10 : 1.

Спектральными анализами в сфене апатитовых месторождений, кроме уже упоминавшихся элементов, улавливаются слабые линии P и очень

слабые линии и следы Ba, Be, Cu, Sn и Ga. Химическими анализами устанавливается присутствие (OH) и F.

Таким образом, по химическому составу значительного различия между морфологическими разновидностями рассматриваемого минерала не обнаруживается. Нет определенных различий и в составе сфена из различных пород. Некоторым исключением в этом отношении является только относительно поздний волокнистый сфен.

Термограммы сфена имеют определенный интерес в связи с присутствием в минерале (OH) и F. Термограммы бурого таблитчатого и желтого сфе-

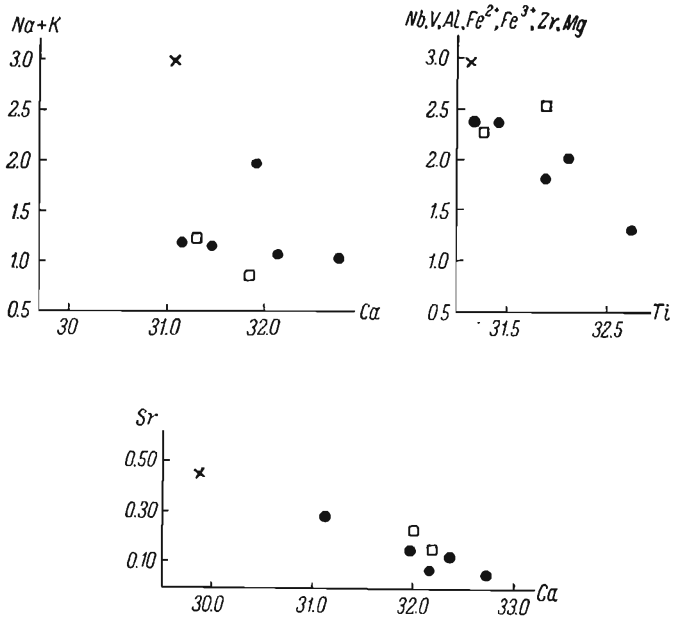


Рис. 57. Зависимости между содержаниями изоморфных катионов в хибинском сфене (в атомных %).

Крестики — волокнистый сфен, *кружки* — таблитчатый сфен, *квадраты* — призматический сфен. На графики нанесены результаты полных химических анализов, которые дают наиболее близкие к теоретическим соотношения между структурными группами катионов.

нов оказались почти нейтральными. У бурого сфена отмечаются три слабые экзотермические остановки при 200, 700 и 1200°, у желтого (каемки вокруг титаномагнетита) — при 330, 550 и 1200°.

Физические свойства. Все морфологические разновидности сфена в основном близки между собой по физическим свойствам. Удельные веса сфенов равны 3.48—3.55, но эти колебания практически не превышают точности их определений (пикн.). Твердость сфена 5—6. Спайность макроскопически заметить трудно, под микроскопом видны следы двух направлений спайности. Блеск чаще всего стеклянный до алмазного, у бурого таблитчатого сфена немного жирный. На гранях таблитчатого сфена видна характерная радужная побежалость. Волокнистый сфен имеет шелковистый блеск. Отражательная способность сфена в аншлифах, как у магнетита, порядка 20.

В образцах сфен непрозрачен; только светлые разности немного просвечивают, а темные, бурые, просвечивают лишь в осколках и шлифах.

Цвет хибинских сфенов разнообразен. В основном он варьирует в бурых и коричневых тонах. Так, таблитчатый и ксеноморфный сфены имеют бурый цвет; таблитчатый сфен из рисчорритов обладает светло-бурым

цветом до желтого, реже — зеленым. Сфен пойкилитический — бурый с розоватым оттенком. Призматический сфен чаще имеет сравнительно светлый цвет — светло-коричневый или буровато-коричневый, волокнистый, резко отличается по цвету от других разновидностей: он светлый, розоватый, желтоватый, реже — сероватый. То же относится и к желтым каемкам сфена вокруг титаномагнетита. Редко наблюдается зеленый сфен (рисчорриты, апатито-нефелино-полевошпатовые породы горы Поачвумчорр), форма его таблитчатая.

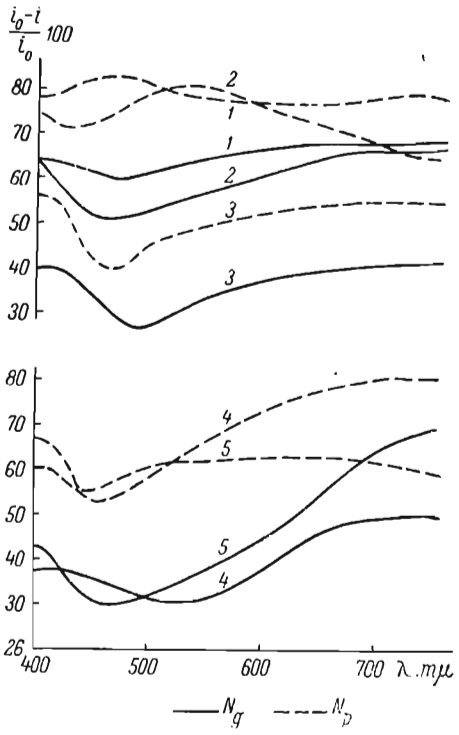


Рис. 58. Спектры пропускания сфена по N_g и N_p.

Сфен: *1* — желтый; *2* — волокнистый; *3* — призматический; *4* — таблитчатый; *5* — пойкилитический.

Цвет черты белый, у густобурых разностей слегка розоватый.

Под микроскопом цвет сфена светло-желтоватый, светло-буроватый, бурый и розовато-бурый. Плеохроизм заметный до сильного, только у желтых каемок вокруг титаномагнетита и у волокнистого сфена плеохроизм едва заметный, в основном проявляется резкая абсорбция света. Бурый таблитчатый и ксеноморфный сфен, а также «ячменный» имеют по N_g буро-коричневый цвет, по N_m — светло-бурый, а по N_p — сероватый. У пойкилитического сфена цвета плеохроизма имеют розовый оттенок. Призматический сфен плеохроирует тоже в бурых тонах: светло-бурых и желтовато-бурых. Волокнистый сфен по N_g чуть буроватый, по N_p — бесцветный.

При нагревании до 350° все разновидности сфена теряют густоту окраски и приобретают желтый цвет.

Запись плеохроизма разновидностей сфена на спектрофотометре СФ-2М (рис. 58) показала, что их различные цветовые оттенки объективны и что таблитчатый, призматический, пойкилитический, волокнистый и образующий каемки вокруг титаномагнетита желтый сфен четко отличаются по тонам плеохроизма. Каждая из перечисленных морфологических разновидностей характеризуется особым типом плеохроизма (см. рис. 58); в полной мере это относится и к розовато-бурому пойкилитическому сфену.

При нагревании сфена кривые поглощения сглаживаются, становятся почти нейтральными, по разным направлениям в кристаллах сохраняются главным образом различия в абсорбции света.

Сфен минерал двуосный, оптически положительный, плоскость оптических осей параллельна (010), угол погасания (в плоскости (010) к плоскости спайности (100) при $\lambda = 589 m\mu$) у всех разновидностей близкий: 36—40°, только у волокнистого сфена он составляет 15—26°. Разница в величине показателей преломления у различных сфенов возможна, но точность их определения низка. У всех разновидностей $n_g = 2.09$, $n_m = 1.91—1.97$, $n_p = 1.90$. Определенно фиксируются только изменения в значениях n_m, и только волокнистый сфен четко отличается от остальных по величине $n_p = 1.92$.

С высокой точностью измеряется угол $2V$ ($\pm 20'$), для которого характерна резкая дисперсия $r > v$. По величине угла $2V$ все морфологические разновидности сфена четко отличаются друг от друг (табл. 37): максимальные значения угла $2V$ отмечаются у «ячменного» и таблитчатого сфена, минимальные — у его поздних модификаций.

Таблица 37

Величина угла $2V$ сфена и ее дисперсия

Разновидности сфена	$\lambda = 530$ mμ	$\lambda = 594$ mμ	$\lambda = 660$ mμ
«Ячменный»	—	31°30′—32°40′	—
Таблитчатый, ксеноморфный	23—25°	22°30′—28°46′	25°—29°
Призматический	19—20°	20°40′—25°40′	22°30′—27°
Пойкилитический	17°	21°40′—24°15′	До 27°
Каемки вокруг титаномагнетита	17°	18°30′—19°30′	23°
Волокнистый	—	~15°30′	—

Измерение угла $2V$ производилось авторами в коноскопе на федоровском столике. Для волокнистого сфена измерения сделаны по группам волокон в поперечном сечении.

Перед паяльной трубкой сфен оплавляется по краям. Наиболее легкоплавким является розовый волокнистый сфен.

Сфен слабо электромагнитный минерал. В кислотах не разлагается.

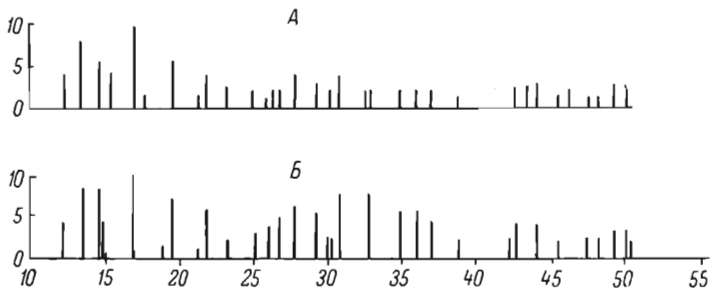


Рис. 59. График углов Θ и интенсивности отражений («столбиковая диаграмма») таблитчатого (*А*) и волокнистого (*Б*) сфена.

Имеется около 20 порошкограмм сфена из разных апатитовых месторождений. В табл. 38 приводятся порошкограммы только трех наиболее характерных разновидностей: таблитчатого, призматического и волокнистого сфена, так как вообще все порошкограммы идентичны.

При рассмотрении таблицы трудно уловить какую-либо разницу между основными разновидностями сфена. Однако при построении графика углов Θ, с учетом интенсивности отражений (рис. 59), выясняется, что волокнистый сфен несколько отличается от всех прочих.

При характеристике физических свойств сфена отмечено непостоянство формы и размера его индивидов, цвета, величины угла $2V$. Окраска хибинского сфена по своей природе в значительной степени дефектная; что же касается величины угла $2V$, то ее изменения, по мнению авторов, скорее всего следует объяснять замещением кислорода в сфене гидроксилом и фтором, а возможно даже неравномерностью распределения последних в кристаллической решетке минерала. К сожалению, низкая точность

определения H_2O^+ и F не позволяет проверить это предположение. У волокнистого сфена изменение оптических свойств может быть связано с изменениями в структуре кристаллической решетки (табл. 38).

Таблица 38

Порошкограммы сфена

Таблитчатый		Призматический		Волокнистый		Эталон		hkl
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	
				1	4.51	2	4.87	011
4	(3.579)	4	(3.603)	4	(3.600)	5	3.57	111p
9	3.237	9	3.253	9	3.270	10	3.20	111
8	2.999	8	2.999	6	3.010	9	2.98	202
4	(2.892)	4	(2.889)	4	(2.880)	5	2.85	200
10	2.605	10	2.605	10	2.619	10	2.59	121
1	2.366	1	2.382	1	(2.532)	—	—	—
7	2.283	7	2.285	6	2.286	7	2.26	220
1	2.103	1	2.110	1	2.113	2	2.09	—
6	2.062	6	2.065	4	2.072	6	2.05	—
2	1.938	2	1.979	1	1.948	2	1.932	—
3	1.805	3	1.806	2	(1.812)	2	1.801	—
4	1.744	4	1.748	1p	1.751	—	—	—
5	1.703	5	1.705	2p	(1.727)	5	1.734	—
6	1.643	6	1.640	2p	1.707	6	1.693	—
5	1.556	5	1.555	4	1.648	7	1.630	004
2	1.529	2	1.530	3	1.563	6	1.553	—
8	1.494	8	1.493	2	1.532	—	—	—
8	1.415	8	1.413	4	1.499	7	1.488	$40\bar{4}$
5	1.345	5	1.345	2p	1.425	9	1.410	400
6	1.305	6	1.304	2p	1.415	—	—	—
4	1.274	4	1.274	2	1.346	5	1.343	—
2	1.227	2	1.225	2	1.306	5	1.302	—
4	1.133	4	1.133	2	1.277	5	1.274	—
4	1.107	4	1.106	1	(1.228)	2	1.225	—
2	1.078	2	1.077	2	1.134	5	1.131	242
2	1.042	2	1.043	2	1.116	—	—	—
2	1.030	2	1.029	3	1.107	5	1.106	—
3	1.015	3	1.015	1	1.077	—	—	—
3	0.998	3	0.999	1	1.063	2	1.074	—
2	0.954	2	0.955	1	1.042	—	—	—
2	0.938	2	0.939	1	1.030	—	—	—
—	—	—	—	3	1.015	—	—	—
—	—	—	—	3	0.998	—	—	—

Примечание: *Условия съемки:* Fe-излучение, $Д_к = 67.5$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм; p = размыт. линия. Расчет произведен Е. П. Германовым.

Условия образования и изменения. Основная масса сфена (бурый, таблитчатый, пойкилитический и, вероятно, «ячменный») возникла, по-видимому, одновременно с теми породами, в состав которых этот минерал входит. Такое заключение вытекает из того факта, что для каждого минерального агрегата типична определенная форма кристаллических индивидов сфена, одинаковый характерный цвет, определенный размер угла $2V$.

Призматический сфен является более поздней модификацией, о чем свидетельствуют резкие колебания размеров его кристаллических индивидов, менее четкая зависимость их формы от типа породы, отсутствие связи с определенным типом минеральных агрегатов.

Волокнистый сфен — разновидность, возникшая на поздних этапах эндогенных процессов; то же, возможно, относится и к каемкам сфена вокруг титаномагнетита.

Сфен устойчивый минерал. В эндогенных условиях очень редко по сфену развивается характерная келефитовая кайма (коронит), состоящая из рамзаита, пектолита и эгирина. Возможно замещение сфена лампрофиллитом: иногда лампрофиллит слагает неровные каемки вокруг зерен сфена. В экзогенных условиях сфен замещается анатазовым лейкоксеном, тонкими и ячеистыми агрегатами чистого анатаза.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Калиевый полевой шпат

$(K, Na)AlSi_3O_8$

Моноклинная и триклинная сингония

Самые общие сведения о полевых шпатах Хибинского массива были получены в 1930—1937 гг. (Куплетский, 1932; Бонштедт, 1933; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). Детальное изучение полевых шпатов района апатитовых месторождений началось в 1945 г. Л. Л. Солодовниковой (1959) дана характеристика морфологии, микроструктур, химического состава полевого шпата апатито-нефелиновых пород, вмещающих рисчорритов, ийолит-уртитов и пегматитов. Приводимая ею оптическая характеристика полевых шпатов весьма противоречива. С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954) получены самые общие сведения о полевых шпатах Расвумчоррского месторождения. М. Д. Дорфманом изучен химический состав сравнительно редко встречающегося адуляра.

Авторами изучался полевой шпат всех месторождений, при этом особое внимание было уделено его физическим свойствам, характеризующим степень упорядоченности и триклинности (Марфунин, 1960) минерала.

Распространение. Полевые шпаты пользуются широким распространением в Хибинском массиве, являясь главными породообразующими минералами основных комплексов пород. В обогащенных апатитом породах полевой шпат также широко распространен, но количественное содержание его в большинстве случаев невелико.

Наибольшие содержания полевого шпата отмечаются в полевошпато-нефелино-апатитовых породах, в цементе апатитовой брекчии и в сфеновом ийолите (см. табл. 1 и 4). В существенно апатитовом и апатито-сфеновом агрегатах содержание его незначительно, совершенно отсутствует он в линзах мелкозернистого ийолита.

В рисчорритах полевой шпат является одним из главных минералов, в ийолит-уртитах содержание его в среднем не превышает 3.0—4.0%, и только в их полевошпатовых разностях оно поднимается до 10—12%.

Распределение полевого шпата в породах в общем неравномерное, но в одной и той же породе на значительных ее участках индивиды полевого шпата распределены обычно равномерно, на расстоянии 2—4 или 10—20 см друг от друга, в зависимости от его содержания. При значительных колебаниях содержания полевого шпата в пятнистой апатито-нефелиновой породе, например, четко выделяются наиболее характерные значения — 0.5—0.7%.

Весьма равномерно полевой шпат распределен в жильных луявритах и ийолитах. Только в пегматитах распределение его бывает резко неравномерным на ограниченных участках (0.5—1.5 м).

Калиевый полевой шпат в породах ассоциирует и граничит со всеми породообразующими минералами, обнаруженными в районе месторождений. В пегматитах и эпигенетических жилах к выделениям полевого шпата приурочены скопления пектолита, лепидомелана, астрофиллита, амфи-

бола, эвдиалита и виллиомита. Индивиды полевого шпата в породах и пегматитах редко располагаются рядом с зернами сфена и особенно с выделениями титаномагнетита.

Форма и размер зерна. Породообразующий полевой шпат в рисчорритах, ийолит-уртитах и всех апатитовых породах представлен крупными пластинчатыми и таблитчатыми индивидами (3—10 см), пойкилитически включающими нефелин, реже — апатит (пойкилитический полевой шпат). Индивиды полевого шпата обычно имеют неправильные извилистые контуры, часто определяемые окружающими минералами. Вростки нефелина в полевом шпате расположены беспорядочно, размер

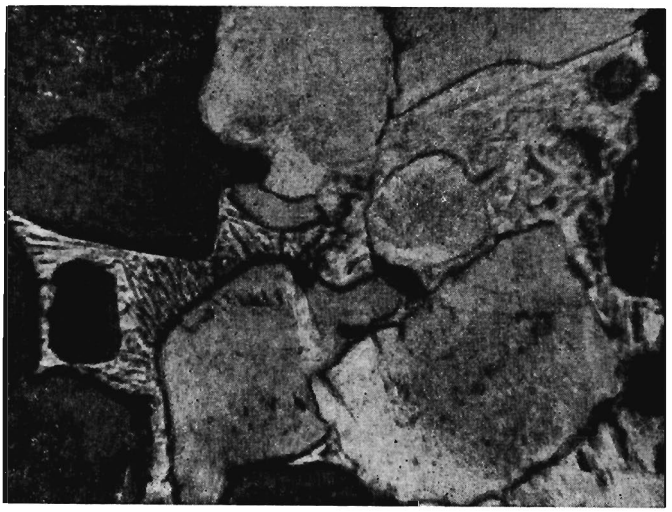


Рис. 60. Графическое срастание нефелина и полевого шпата, занимающее интерстиции между зернами нефелина. Шлиф, с анализатором, увел. 40.

их варьирует от 0.1 мм до 1 см, форма вростков нефелина различная, но обычно она выдержана в пределах одной и той же породы.

В районе апатитовых месторождений встречаются детально охарактеризованные А. В. Галаховым (1959) микропегматитовые срастания полевого шпата и нефелина (рис. 60).

Мелкие включения зерен апатита (0.1—0.3 мм) в полевом шпате апатито-нефелиновых и апатито-сфеновых пород распределены сравнительно равномерно, без каких-либо видимых закономерностей. В полевом шпате полевошпато-нефелино-апатитовых пород зерна апатита располагаются в виде цепочек, часто по направлению спайности или отдельности (рис. 61).

Нередки в полевом шпате пород включения черного игольчатого эгирина, ориентированные по спайности; реже наблюдаются включения пектолита, астрофиллита, натролита и канкринита.

По цвету и степени прозрачности выделяется бледно-желтый водянопрозрачный, бесцветный прозрачный, бесцветный полупрозрачный и бледно-зеленый непрозрачный пойкилитический полевой шпат. Встречается также бурый непрозрачный полевой шпат и непрозрачный матовый (приповерхностные участки). Перечисленные разновидности полевого шпата встречаются во всех породах.

В пегматитах, эпигенетических жилах и пегматоидных участках пород развиты крупные индивиды полевого шпата, не содержащие включений нефелина и апатита. Форма их чаще неправильная, реже призма-

тическая с частичной огранкой (пегматиты, эпигенетические жилы), размер от 2×2 до 10×14 см. По цвету и степени прозрачности этот полевой шпат делится на те же группы, что и пойкилитический.

В жильных луявритах полевой шпат лейстовый; лейсты ориентированы по падению жил. Он бесцветен, полупрозрачен, в неизмененных

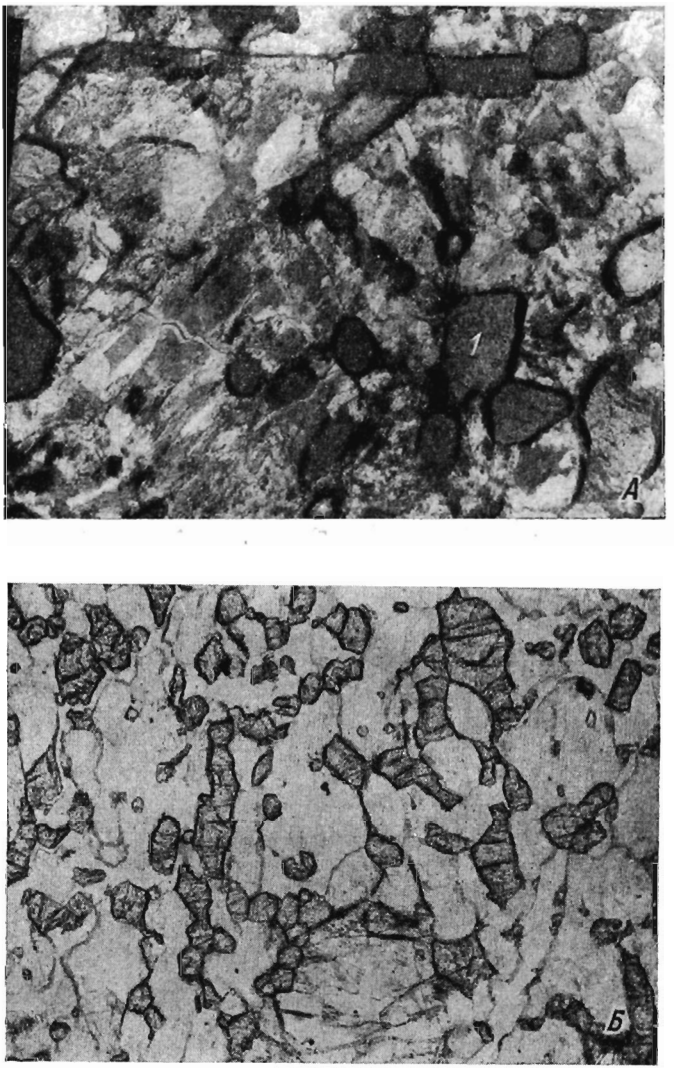


Рис. 61.

А — полевой шпат с «шахматным угасанием», включающий зерна апатита (*1*). Апатитовый ийолит, гора Куэльпор. Шлиф, с анализатором, увел. 20. *Б* — полевой шпат, включающий апатит. Полевошпато-нефелино-апатитовая порода, гора Поачвумчорр. Шлиф, без анализатора, увел. 20.

луявритах почти не содержит включений. Размер лейст полевого шпата от 0.3×1.0 до 1.0×3.0 мм.

Лейстовый полевой шпат развит и в жильном ийолите на горе Поачвумчорр; распространен он в полевошпатовом трахитоидном ийолите, брекчирующем апатито-нефелиновые породы (горы Ньорпахк и Суолуайв).

Изредка в районе апатитовых месторождений встречаются маломощные (1—5 см) полевошпатовые прожилки, сопровождающиеся отдельными крупными призмами черного эгирина, канкринитом и виллиомитом. В таких образованиях типа эпигенетических жил полевой шпат бывает представлен мелкими округлыми бесцветными, но непрозрачными зернами.

Процесс альбитизации калиевого полевого шпата наблюдался только в районе Куэльпорского месторождения, главным образом в пегматоидных участках апатито-нефелиновых пород вблизи эгириновых нефелиновых сиенитов. Проявлен этот процесс очень слабо: мелкие округлые зернышки альбита образуют небольшие скопления у периферии крупных индивидов калиевого полевого шпата.

Морфологические разновидности калиевого полевого шпата и их распространение охарактеризованы в табл. 39.

Химический состав. Небольшое содержание полевого шпата в апатитовых породах ограничило число его полных химических анализов. Этому способствовало также значительное загрязнение минерала включениями эгирин-авгита, апатита, сфена и нефелина. Для удаления этих включений авторы использовали магнитную и электромагнитную сепарацию, деление в тяжелых жидкостях и растворение. В результате были выполнены три полных химических анализа полевого шпата из района апатитовых месторождений, дополнившие данные Б. М. Куплетского (1932), Л. Л. Солодовниковой (1959) и М. Д. Дорфмана (1962). Результаты химических анализов полевых шпатов приведены в табл. 40 (химические анализы распределены по морфологическим разновидностям, приведенным в табл. 39).

Таблица 39

Морфологические разновидности калиевого полевого шпата и частота их встречаемости в различных породах

Формы кристаллических индивидов	Цвет, прозрачность	Рисчорриты	Массивные ийолит-уртиты	Апатито-нефелиновые и сфено-апатитовые породы	Апатитовые породы горы Поачвумчорр	Пегматиты	Поздние трахитоидные ийолиты	Луявриты
Крупные пластинчатые пойкилитические индивиды в породах и неправильные призматические монокристаллы в пегматитах.	Бледно-желтый водянопрозрачный (I).	+	+	0	0	+	0	0
	Бесцветный прозрачный (II).	+	+	+	+	+	0	0
	Бесцветный полупрозрачный (III).	+	+	+	+	+	0	0
	Бледно-зеленый и зеленый непрозрачный (IV).	+	+	0	0	+	0	+
Лейстовой полевой шпат.	Бесцветный полупрозрачный (V).	0	0	0	0	0	+	+
Мелкие округлые зерна.	Бесцветный непрозрачный (VI).	0	0	0	0	+	0	0

Примечание. 0 — калиевый полевой шпат не встречается, + — сравнительно редок, + — характерен для данных пород.

Содержание различных окислов в полевых шпатах варьирует в небольших пределах. Колебания в содержании щелочей Na_2O и K_2O отчасти можно объяснить неточностью их определения и разделения. При пересчете анализов на условные элементарные молекулы видно, что основную часть

Таблица 40

Химические анализы полевых шпатов (в вес. %) и их пересчет на условные миналы (в мол. %)

Компоненты	I	II			III				IV	VI
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	62.70	64.52	62.92	62.06	63.74	63.06	64.39	64.10	64.52	62.28
TiO_2	—	0.12	0.08	0.06	0.11	0.05	0.10	0.07	—	0.07
Al_2O_3	20.13	18.51	19.02	19.28	18.59	18.59	18.35	18.34	18.63	19.05
Fe_2O_3	0.49	0.59	0.46	0.69	0.81	0.72	0.71	0.60	0.32	0.77
FeO	0.62	0.21	0.14	0.09	0.07	0.04	0.14	0.14	0.21	0.07
MnO	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	0.75	0.06	0.04	0.08	0.14	0.11	0.07	0.07	0.01	0.05
CaO	0.37	0.22	0.92	0.56	0.46	0.80	0.30	0.20	0.17	0.74
BaO	—	0.13	0.54	1.20	0.60	0.72	0.17	0.16	0.02	2.72
Na_2O	2.32	0.92	0.71	0.58	0.83	0.59	1.19	0.62	1.59	0.85
K_2O	11.66	14.49	15.03	15.38	15.15	15.16	14.34	14.87	11.66	14.18
H_2O^-	—	0.18	—	—	—	—	0.06	0.11	0.22	—
П. п. п.	0.50	0.41	0.46	0.06	0.30	0.46	0.36	0.42	—	0.06
Сумма	99.54	100.36	100.32	100.04	100.80	100.30	100.18	99.70	97.35	100.84
Ортоклазовая молекула	68.3	87.87	90.32	92.73	92.71	92.29	86.16	91.78	85.39	86.33
Альбитовая молекула	21.1	8.57	4.87	2.90	4.78	3.61	10.23	5.76	11.81	5.10
Анортитовая молекула	1.6	0.85	3.82	2.16	1.38	3.18	0.85	0.57	0.84	3.44
Цельзиановая молекула	—	0.28	0.99	2.21	1.13	0.92	0.26	0.29	—	5.13
Эгирин-авгит	—	2.43	2.0	2.21	3.2	2.3	2.30	1.60	2.95	2.50

Примечание. Полевой шпат: 1 — адуляр из пегматита, гора Юкспор, аналитик Е. И. Кульчицкая (коллекция М. Д. Дорфмана); 2 — из цемента апатитовой брекчии, гора Куэльпор, аналитик Т. Романова (данные авторов); 3 — из рисчоррита, гора Кукисвумчорр, аналитик Т. Ф. Корзухина (Солодовникова, 1959); 4 — из пегматита в сетчатых апатито-нефелиновых породах, гора Кукисвумчорр, аналитик Т. Ф. Корзухина (Солодовникова, 1959); 5 — из йолит-уртита, гора Кукисвумчорр, аналитик Т. Ф. Корзухина (Солодовникова, 1959); 6 — из блоковых апатито-нефелиновых пород, гора Кукисвумчорр, аналитик Т. Ф. Корзухина (Солодовникова, 1959); 7 — из полевошпато-нефелино-апатитовой породы, гора Поачвумчорр, аналитик Т. Романова (данные авторов); 8 — из рисчоррита, гора Поачвумчорр, аналитик Т. Романова (данные авторов); 9 — из пегматита в рисчоррите, микроклин, долина р. Рисйок, аналитики М. М. Стукалова и В. А. Егоров (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), 10 — из жилки в йолит-уртите, гора Кукисвумчорр, аналитик Т. Ф. Корзухина (Солодовникова, 1959). Римские цифры — морфологические разновидности полевого шпата (табл. 39).

составляет ортоклазовая молекула, в меньшем количестве содержатся альбитовая, анортитовая и цельзиановая. Чем больше в полевом шпате ортоклазовой молекулы, тем меньше альбитовой, т. е. содержание натрия и калия в минерале в общем изменяется обратно пропорционально. Содержание же анортитовой и цельзиановой молекул в большинстве случаев повышено именно там, где выше содержание ортоклазовой молекулы и ниже относительное содержание альбитового минала.

Несмотря на тщательную отборку материала на анализы, не исключено загрязнение его пироксеном, поэтому все количество TiO_2, Fe_2O_3, FeO и MgO было пересчитано на эгирин-авгит. Согласно такому расчету, содержание вростков пироксена не зависит от состава полевого шпата и достигает 3%. М. Д. Дорфманом при пересчете химического анализа адуляра (табл. 40, анализ 1), в котором, по его данным, очень мало включений пироксена, был выделен калиево-железистый минал $K_2Fe_2Si_6O_{16}$ (1.6 мол.%) и молекулы типа анортита — $MgAl_2Si_2O_8$ и $FeAl_2Si_2O_8$ (5.1%

и 2.3% соответственно). Однако в правильности такого расчета уверенности нет.

При пересчете ряда химических анализов на кристаллохимические формулы, за вычетом молекулы эгирин-авгита, оказалось, что в группе одно- и двухвалентных катионов постоянно наблюдается некоторый недостаток:

анализ 2 — $(K_{0.874}Na_{0.062}Ca_{0.009}Ba_{0.003})_{0.948}Al_{1.026}Si_{2.990}O_8$,

анализ 7 — $(K_{0.864}Na_{0.080}Ca_{0.009}Ba_{0.003})_{0.956}Al_{1.021}Si_{2.990}O_8$,

анализ 8 — $(K_{0.904}Na_{0.034}Ca_{0.006}Ba_{0.003})_{0.947}Al_{1.024}Si_{2.993}O_8$.

Несоответствие с теоретической формулой можно объяснить тем, что некоторое количество Mg^{+2} и Fe^{+2} все же изоморфно входит в состав самого полевого шпата.

Полевые шпаты различных пород близки по химическому составу. Среди морфологических разновидностей выделяется адуляр, в котором содержание альбитовой молекулы повышено до 21%, и зернистый полевой шпат из поздней жилки, отличающийся максимальным содержанием BaO, достигающим 2.72%.

Полуколичественные спектральные анализы полевых шпатов (табл. 41) показали, что в них, кроме основных элементов, содержится ряд элементов-примесей. Из них «сквозными», характерными для всех разновидностей полевого шпата, являются галлий, стронций и барий. Медь и рубидий также присутствуют почти во всех полевых шпатах; олово, ванадий, и лантан установлены в половине анализировавшихся образцов; бериллий, иттрий, церий, серебро, цирконий и литий встречаются редко. Наиболее богаты элементами-примесями адуляр и бледно-зеленый непрозрачный полевой шпат (амазонитовидный микроклин).

Спектральными анализами в полевых шпатах постоянно фиксируется примесь фосфора.

Физические свойства. Общая характеристика цвета и прозрачности полевого шпата уже дана выше, при выделении морфологических разновидностей. В шлифах полевой шпат прозрачен и бесцветен. Зеленая окраска амазонитовидного микроклина при нагреве до 350° исчезает и не восстанавливается, спектр отражения его приводится на рис. 35. Бурый полевой шпат при нагреве не обесцвечивается, спектр отражения его идентичен спектру отражения гидроокислов железа.

В пегматите среди апатито-нефелиновых пород на горе Куэльпор был встречен синевато-зеленый полевой шпат, который при нагревании побурел. Можно предполагать, что в этом случае синевато-зеленая окраска вызвана ионами Fe'', при нагревании переходящими в трехвалентное состояние.

Блеск минерала стеклянный, твердость около 6, удельный вес (пикн.) 2.549—2.554, весьма выдержанный; исключение составляет бледно-желтый водянопрозрачный полевой шпат (адуляр), удельный вес которого, согласно определению, 2.586.

Спайность у полевого шпата выражена относительно плохо, чаще всего прослеживается в одном направлении. У адуляра часто развита грубая отдельность по двум направлениям, в результате которой он легко крошится.

Наблюдения в шлифах показывают, что в большинстве случаев полевой шпат однороден, обычно не сдвойникован, а если и сдвойникован, то двойники простые по карлсбадскому и микроклиновому законам. Микропертиты в районе апатитовых месторождений встречаются только изредка в пегматитах, фазы распада определяются как микроклин и альбит (оптически).

Таблица 41

Результаты полуколичественных спектральных анализов полевого шпата

Компоненты	I		II				III				IV	VI		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Be	0.0001	—	0.0001—0.0003	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	0.001
Sn	0.0003—0.001	0.1	0.03	—	—	—	—	0.01	—	—	0.1	0.03—0.1	—	—
Ca	0.003	0.003	0.003	0.003—0.01	0.003—0.01	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003—0.01	0.01
V	0.001	0.001	—	—	—	—	0.001	0.001	—	—	0.001	—	—	—
Y	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	—
Ce	0.03	0.3—1.0	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.3—1.0	—	—	—
La	0.001	0.001	—	—	—	—	—	0.001	—	0.001	0.001	—	—	—
Cu	0.003	0.003	0.001	—	—	0.001—0.003	0.001	0.0003	0.01	0.01	0.003	0.0003	—	—
Ag	0.0001—0.0003	—	—	—	—	—	0.0003	—	—	0.0001	—	—	—	—
Zr	—	0.01	—	—	—	0.01	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—
Sr	0.3	0.1	0.1	0.01	0.01—0.03	0.1	0.3	1.0	0.03	1.0	0.1	0.1	0.1—0.3	0.001—0.003
Ba	1.0	0.3	0.3	0.03—0.1	1—3	0.3	3.0	0.3	0.1	0.3—1.0	0.3	0.3	1—3	0.03
Li	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	0.03	0.03	0.03	—	—	0.03	0.03	0.01—0.03	0.03	0.03	0.03	0.03—0.1	—	—

Примечание. Полевой шпат: 1 — адуляр из пегматита, гора Поачвумчорр; 2 — адуляр из пегматита в йолитах, гора Партамчорр; 3 — из рисчоррита, гора Поачвумчорр; 4 — из рисчоррита, гора Кукисвумчорр; 5 — из шлира в сетчатой апатитовой породе, гора Кукисвумчорр; 6 — из цемента апатитовой брекчии, гора Куэльпор; 7 — из йолита, гора Куэльпор; 8 — из йолита, долина р. Лявойок; 9 — из йолита, долина р. Лявойок; 10 — из полевошпато-нефелино-апатитовой породы гора Поачвумчорр; 11 — зеленый микроклин из пегматита, гора Поачвумчорр; 12 — из мономинерального полевошпатового прожилка, гора Куэльпор; 13 — из жилки в йолите, гора Кукисвумчорр; 14 — из жилки с виллиомитом, гора Кукисвумчорр. Римские цифры — морфологические разновидности полевого шпата (табл. 39).

Показатели преломления полевого шпата ($\lambda = 589$ mμ) весьма постоянны: $n_g = 1.526 \pm 0.001$, $n_m = 1.523 \pm 0.001$, $n_p = 1.520 \pm 0.001$. Несколько повышены они у адуляра: $n_g = 1.528 \pm 0.001$, $n_m = 1.527 \pm 0.001$, $n_p = 1.522 \pm 0.001$. Дисперсия показателей преломления полевого шпата отчетливая ($r > v$), при этом у адуляра резко различная для n_g и n_p (рис. 62), особенно четко у последнего проявляется дисперсия угла $2V$; угол $2V$ в целом меняется больше, чем на 1°.

В последнее время известная гипотеза Малляра о субмикроскопической сдвойникованности ортоклаза приобрела новый вид, оказалась сдвинута, по существу, в область субрентгеновского двойникования (Лавес, 1956). Ф. Лавесом и М. Гольдсмитом (Лавес, 1956) предложен метод определения степени триклинности полевого шпата по дебаеграммам. Высокую точность этот метод приобретает при использовании ионизационного дифрактометра УРС-50и, регистрирующего углы Θ.

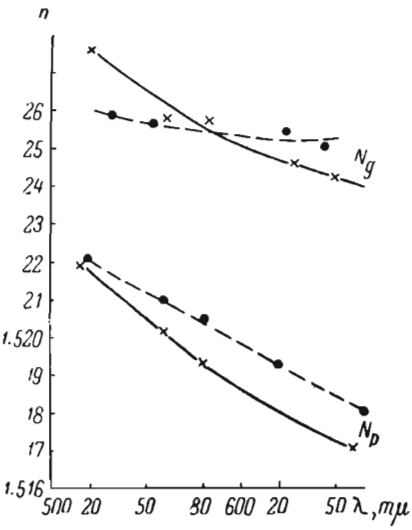


Рис. 62. Дисперсия показателей преломления полупрозрачной бесцветной разновидности полевого шпата (*сплошные линии*) и адуляра (*пунктирные линии*).

А. С. Марфуниным (1961а, 1961б) эмпирическим путем установлено, что у калиевых полевых шпатов величина угла $2V$ отражает степень упорядоченности расположения в их кристаллической решетке ионов алюминия и кремния (Barth, 1934). На основании степени триклинности и упорядоченности расположения ионов предложена классификация кали-шпатовой фазы по структурным признакам (Марфунин, 1960).

Степень триклинности полевых шпатов авторы определяли по порошкограммам, используя отражения (131) и ($1\bar{3}1$) с контролем по отражениям (130) и ($1\bar{3}0$) (табл. 42). Угол погасания полевых шпатов в зоне $\perp$(010) в общем согласуется с рентгеновскими определениями (Марфунин, 1961а), но точность его измерений оказалась недостаточной, так как они производились в обычных тонких шлифах. У хибинского полевого шпата спайность выражена слабо, и приготовить специальные ориентированные толстые шлифы в большинстве случаев оказалось невозможным.

Записи с дифрактометра участка порошкограмм полевого шпата приведены на рис. 63. Следует отметить, что на отражения (131) и ($1\bar{3}1$) калиевого полевого шпата в случае загрязненности проб нефелином накладывается его отражение ($20\bar{2}2$) и искажает картину. Поэтому в каждой пробе по наличию других отражений нефелина прежде всего выяснилось присутствие этого минерала.

Угол $2V$ определялся в коноскопе на федоровском столике с воспроизводимостью $\pm 40'$ (в тонких шлифах). Наличие механической примеси альбита и степень распада твердого раствора контролировались по отражению ($20\bar{1}$).

Минимальное значение угла $2V$ (—34°) при $\Delta_{тр.} = 0$ ($\Delta_{тр.}$ — коэффициент триклинности, 0—1) установлено у лейстового полевого шпата из луявритовых жил. Поскольку плоскость оптических осей у него располагается параллельно (010), он должен быть отнесен к санидину — моноклинному, полностью неупорядоченному полевому шпату.

Среди полевых шпатов обогащенных апатитом пород, рисчорритов, ийолит-уртитов и залегающих в них пегматитов по степени триклинности и степени упорядоченности можно выделить четыре типа, грубо соответствующие морфологическим разновидностям по цвету и прозрачности (табл. 43). Первый тип — бледно-желтый водянопрозрачный адуляр с углом $-2V = 42—56°$ (неупорядоченный) и $\Delta_{тр.} = 0$. В твердом растворе этот полевой шпат содержит более 20% альбитовой молекулы ($d_{20\bar{1}} = 4.1796$), что подтверждается его химическим анализом, удельным весом, показателями преломления и особенностями их дисперсии. Второй тип — бесцветный прозрачный ортоклаз с углом $-2V = 52—61°$ и $\Delta_{тр.} \sim 0.13$ (по ширине размытого пика). Согласно рентгеноанализам, в твердом растворе он содержит примерно 10% альбитовой молекулы. Третий тип полевого шпата — бесцветный полупрозрачный ортоклаз с промежуточной триклинностью, $\Delta_{тр.} = 0.22—0.44$, и углом $-2V = 60—75°$. Бледно-зеленый и зеленый полевой шпат, относящийся к четвертому типу, во всех случаях по своей характеристике может быть отнесен к микроклину: $-2V = 80—84°$, $\Delta_{тр.} = 0.76—1.02$. Микроклин при сопоставлении химического анализа с рентгеном оказывается крипторешетчатым.

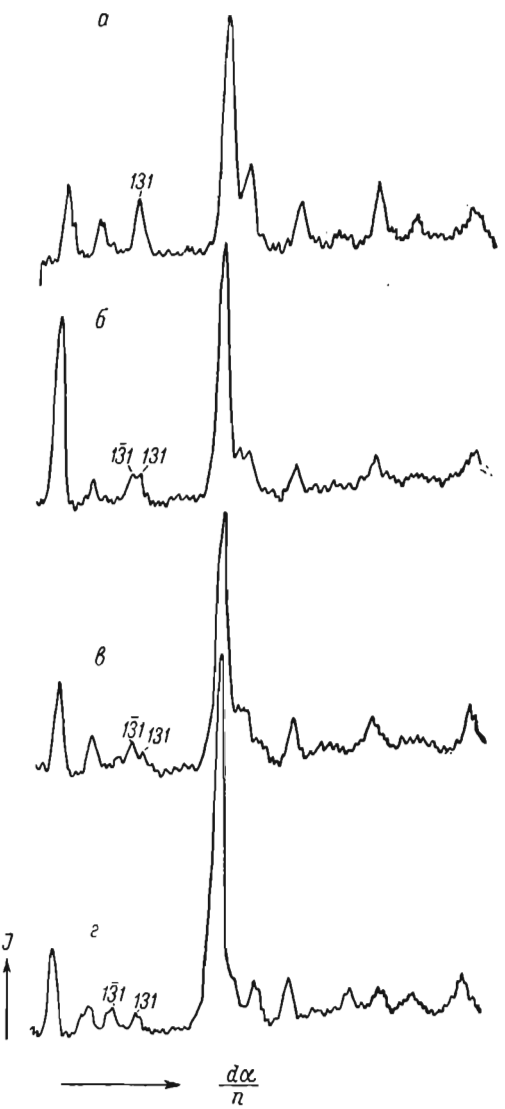


Рис. 63. Характеристика степени триклинности полевого шпата по отражениям (131) и (1$\bar{3}$1).

Записи участка порошкограмм с дифрактометра: *а* — адуляр, *б* — высокий ортоклаз, *в* — промежуточный ортоклаз, *г* — микроклин (см. рис. 64).

Положение всех этих четырех разновидностей на диаграмме А. С. Марфунина (1960) показано на рис. 64. Замечательно, что у неупорядоченных ортоклазов с $\Delta_{тр.} = 0—0.13$ в одном и том же кристаллическом индивиде резко колеблется величина двупреломления и угла $-2V$ (в одном случае до 5°), у микроклина же и переходного ортоклаза угол $2V$ в пределах одного и того же индивида постоянен, но зато отдельные участки зерен гаснут неравномерно; для них весьма характерно волнистое и так называемое шахматное угасание.

В табл. 39 дана характеристика распространенности морфологических разновидностей полевого шпата, которые, как только что было отмечено (табл. 43), в основном совпадают со структурно-оптическими типами. Распространенность структурно-оптических типов калиевого полевого шпата в породах апатитовых месторождений не зависит от типа пород;

Таблица 42

Данные порошкограмм калиевого полевого шпата

Микроклин			Адуляр		
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl
			4	4.6132	
2	4.2190	$20\bar{1}$		4.1796	$20\bar{1}$
			4	3.7856	
3	3.611		4	3.6569	
			3	3.4557	
			10	3.3200	
10p	3.255		10	3.219	
2	3.0161	$1\bar{3}1$			
2	2.9552	131	4	2.975	131
2	2.8874	041	4	2.890	
2	2.757		3	2.759	
1	2.602				
			9	2.568	
1	2.543				
2p	2.387		2	2.376	
5	2.160		5	2.161	
1	2.128		5	2.117	
			2	2.054	
			3	2.002	
3	1.929				
2	1.863		2	1.853	
8	1.798		10	1.798	
			2	1.771	
1	1.726		1	1.733	
3	1.674		2	1.677	
1	1.696				
1	1.607				
2	1.603				
			1	1.580	
			1	1.571	
			2	1.529	
3	1.511		1	1.512	
			6	1.496	
2	1.474		1	1.477	
3	1.451		2	1.449	
			2	1.436	
2	1.427		1	1.423	
2	1.410		2	1.403	
			3	1.384	
1p	1.328		2	1.340	
1p	1.310		2	1.313	
			2	1.300	
1p	1.291		3	1.286	
			3	1.277	
3p	1.264		1	1.268	
1	1.2529		3	1.257	
			1	1.240	
			1	1.2167	
			2	1.2072	
2	1.1970		3	1.1945	
			1	1.1759	
			1	1.1550	
			3	1.1466	
			1	1.1331	
			2	1.1236	
			1	1.1116	
			3	1.1026	
			1	1.0950	
			2	1.0928	
1	1.0807		2	1.0830	

Таблица 42 (*продолжение*)

Микроклин			Адуляр		
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	*hkl*	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	*hkl*
1	1.0738		2	1.0790	
			1	1.0621	
1	1.0489		2	1.0404	
			1	1.0318	
			1	1.0038	

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 65.8$ мм. $Д_{обр.} = 0.5$ мм; р — размытая линия. Поправки вносились по снимку с NaCl. Расчет произведен Л. И. Полежаевой.

высокий триклинный ортоклаз и крипторешетчатый микроклин, адуляр и промежуточный триклинный ортоклаз и т. д. можно встретить в одной и той же породе. Даже рядом расположенные индивиды полевого шпата могут отличаться по триклинности и степени упорядоченности. Последнее легко выявляется в обычных шлифах с помощью измерения углов погасания. Хотя углы погасания определяются и с небольшой точностью, но реальную разницу между адуляром и промежуточным триклинным ортоклазом или микроклином по ним установить можно.

Пестрота структурно-оптических типов калиевого полевого шпата в породах хибинских апатитовых месторождений и резкие колебания степени триклинности и упорядоченности кали-шпатовой фазы в пределах одной и той же породы представляют несомненный интерес. Согласно А. С. Марфунину (1960), структурно-оптические типы кали-натровых полевых шпатов обычно выдерживаются в пределах значительных участков земной коры (интрузивные массивы, метаморфические комплексы).

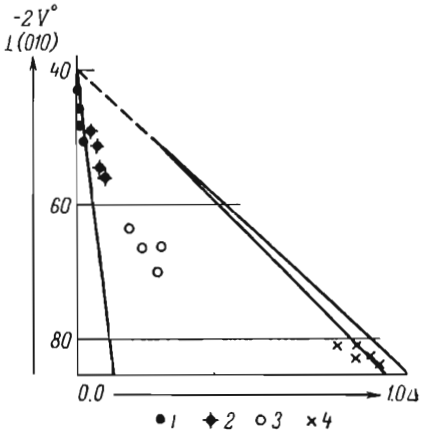


Рис. 64. Разновидности калиевых полевых шпатов хибинских апатитовых месторождений (по А. С. Марфунину, 1960).

1 — высокий ортоклаз (водянопрозрачный адуляр); *2* — триклинный высокий ортоклаз; *3* — триклинный промежуточный ортоклаз; *4* — крипторешетчатый микроклин.

Условия образования и изменения. Мнения о происхождении пойкилитического полевого шпата рисчорритов, ийолит-уртитов и обогащенных апатитом пород весьма противоречивы. С одной стороны, микропегматитовые срастания полевого шпата и нефелина позволяют сделать заключение об эвтектической кристаллизации этих минералов (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), с другой — однообразие морфологии полевого шпата в разных породах заставляет отделить его кристаллизацию от кристаллизации нефелина и переносить в заключительные этапы формирования пород и даже объяснять наложенным, метасоматическим процессом (Солодовникова, 1959).

По мнению И. П. Тихоненкова (1963), полевой шпат рисчорритов является своего рода реликтовым полевым шпатом хибинитов, замещавшимся нефелином.

Содержание полевого шпата в значительной степени определяется типом породы (в том числе и его полное отсутствие — линзы мелкозерни-

Таблица 43

Оптическая характеристика основных разновидностей калиевого полевого шпата

Разновидности	Двойники	Триклинность (рент. $\Delta_{тр.}$)	Угол погасания в плоскости $\perp$ (010) при $\lambda = 589$ mμ, в град.	$-2V$ при $\lambda = 589$ mμ, в град.	Состав (по химическим анализам и полуколичественным определениям, материалы авторов), в мол. %				$d_{\overline{201}}$	Колебания оптических свойств в одном зерне
					Or	Ab	An	Ce		
Бледно-желтый водянопрозрачный адуляр.	Не наблюдались.	0.0 (3 опр.)	0—3	42—56 (5 опр.)	75.0	21.0	1.6	1.3	4.1796 (более 20% Ab в тв. раст.).	Угол погасания в пределах точности ($\pm 1°$), $-2V$ до 5°.
Бесцветный прозрачный ортоклаз.	Простые карлсбадские, редки.	0.13 (7 опр.)	3—5	52—61 (5 опр.)	87.9	8.5	0.8	0.3	4.2138 (~10% Ab в тв. раст.).	Угол погасания в пределах точности, $-2V$ до 3.5°.
Бесцветный полупрозрачный промежуточный (по триклинности) ортоклаз.	Простые карлсбадские.	0.22—0.44 (4 опр.)	4—7	60—75 (5 опр.)	86.4	10.2	0.9	0.3	4.2129 (~10% Ab в тв. раст.).	Угол погасания до 2°, $-2V$ до 2°.
Бледно-зеленый и зеленый микроклин (криптореш етчатый).	Простые карлсбадские и микроклиновые.	0.76—1.02 (6 опр.)	16—18	80—84 (7 опр.)	85.39	11.8	0.8	—	4.2190 (~5% Ab в тв. раст.). В некоторых случаях фиксируется Ab-фаза.	Угол погасания до 3°30′, $-2V$ в пределах точности ($\pm 40'$).

стого ийолита). Морфология кристаллических индивидов этого минерала в целом также определяется разновидностями пород: в поздних ийолитах и луявритах он обладает лейстовой формой, в прочих ийолит-уртитах, рисчорритах и апатитовых телах развит пойкилитический полевой шпат. Химический состав полевого шпата, его показатели преломления и удельный вес в большинстве случаев сравнительно выдержанные. Все это, по мнению авторов, свидетельствует о том, что калиевый полевой шпат нельзя считать полностью продуктом наложенных геологических процессов. В то же время резкие колебания в структуре кали-шпатовой фазы трудно объяснить кристаллизацией полевого шпата из расплава. Сосуществование в одной и той же породе различных структурно-оптических типов минерала без резких изменений в его содержании, химическом составе и морфологии заставляет предполагать воздействие на полевой шпат каких-то наложенных, постмагматических процессов.

Продукты изменения калиевого полевого шпата в Хибинах довольно многочисленны, но встречаются все они сравнительно редко. В эндогенных условиях по полевому шпату местами развивается пектолит, волокна которого располагаются вдоль спайности полевого шпата. Встречаются слабо развитые процессы серицитизации и натролитизации полевого шпата, изредка полевой шпат замещается мелкозернистым канкринитом. Альбитизация, как уже отмечалось выше, наблюдается крайне редко. Иногда в полевом шпате развивается волокнистый эгирин и волокнистый астрофиллит. В пределах Поачвумчоррского месторождения по серии трещин в полевом шпате развит апатит.

В гипергенных условиях рассматриваемый минерал устойчив и подвергается главным образом физическому разрушению.

Титаномагнетит

$FeFe_2O_4 \cdot FeTiO_3$

Распространение. Титаномагнетит присутствует во всех апатитсодержащих породах, во вмещающих ийолит-уртитах и рисчорритах, в пегматитах уртитового и ийолитового состава. Максимальные содержания титаномагнетита в породах приведены в табл. 1 и 4.

Титаномагнетит ассоциирует со всеми породообразующими минералами, тяготея к выделениям пироксенов и сфена. В этом отношении он напоминает апатит. Не наблюдались лишь непосредственные границы выделений титаномагнетита с мурманитом-ломоносовитом, энигматитом, виллиомитом, флюоритом и кальцитом.

Форма выделений. Форма выделений титаномагнетита и их размер полностью определяются типом породы, в составе которой он принимает участие. Изометричные и неправильные выделения титаномагнетита размером 2—15 мм характерны для массивных ийолит-уртитов. Близкие к ним по форме обособления наблюдаются и в рисчорритах, размер их 0.3—20 мм. Мелкие (0.2—0.3 мм) правильные октаэдрические зерна титаномагнетита типичны для линз мелкозернистого ийолита и уртита апатито-нефелиновых пород (рис. 65, *А*). Неправильные, реже — изометричные обособления титаномагнетита сидеронитовой структуры характерны для существенно апатитового агрегата апатито-нефелиновых пород. Такие выделения переполнены включениями мелких правильных зерен апатита и имеют размер до 3 см.

Очень неправильные выделения титаномагнетита размером 0.2—20 см характерны для сфено-апатитового агрегата апатито-сфено-нефелиновых пород. Они почти не содержат включений апатита. Такие обособления распространены в сфеновых ийолитах и уртитах. В полевошпато-

нефелино-апатитовых породах горы Поачвумчорр титаномагнетит встречается редко и представлен обычно мелкими выделениями (0.3—2 мм) неправильной формы.

Апатито-титаномагнетитовые жилы сложены сплошным агрегатом титаномагнетита, включающего апатит и лепидомелан (рис. 65, *Б*). В пег-

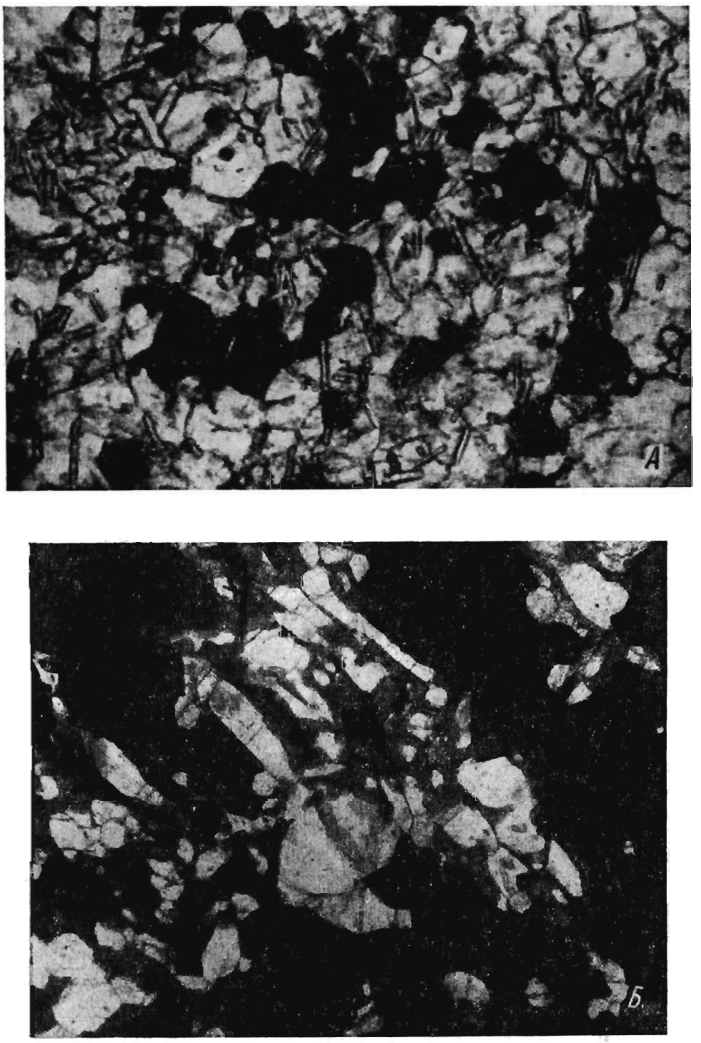


Рис. 65.

А — титаномагнетит (*черное*) в линзе мелкозернистого уртита (*игольчатый минерал* – апатит, *остальное* — нефелин); *Б* — апатито-титаномагнетитовая жила (*черное* — титаномагнетит, *светлое* — апатит, *серое* — чешуйки лепидомелана). Шлифы, без анализатора, увел. 15.

мататах титаномагнетит слагает крупные неправильные обособления; лишь изредка встречались его правильные октаэдрические кристаллы.

Внутренние структуры. У титаномагнетита района апатитовых месторождений повсеместно развита очень тонкая структура распада, хорошо видная в протравленных аншлифах при увеличениях 1400 и 1700 (в иммерсии). Легко растворяющиеся в HCl участки и не подвергающаяся травлению система пластинок занимают примерно равные

площади (рис. 66). По характеру различаются тканевидная тонкая структура распада (рис. 66, *А*) и иероглифическая (рис. 66, *Б*), весьма напоминающая ящичную структуру срастания магнетита и ульвошпинели (Vincent, 1960). И та, и другая структуры встречаются одновременно

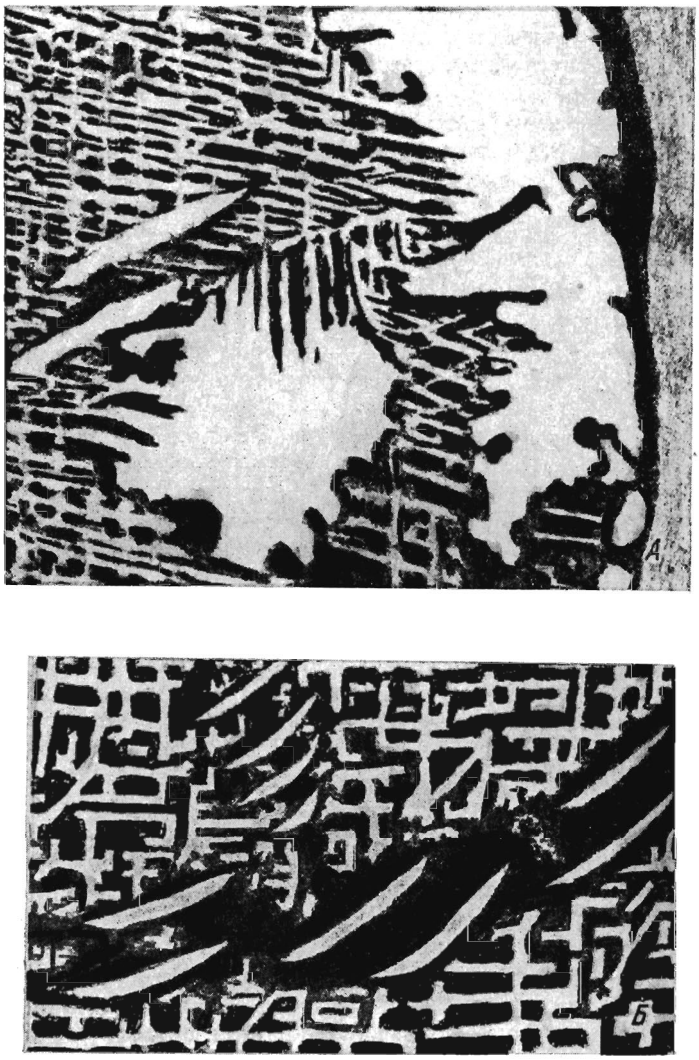


Рис. 66. Структуры распада твердого раствора титаномагнетита хибинских апатитовых месторождений (зарисовки с рисовальной насадкой РА-4).

А — тканевидная тонкая структура распада и неправильные обособления ильменита на границе выделения титаномагнетита; *Б* — иероглифическая тонкая структура распада и ее характерное огрубление вдоль определенных направлений. Аншлифы, зарисовки под микроскопом при увеличении 1700 в иммерсии; увеличение изображения относительно объекта 2 500.

у титаномагнетита одних и тех же пород; возможно, что они определяются ориентировкой полированной поверхности по отношению к кристаллографическим направлениям в магнетите, которым подчиняется система тонких пластинок.

Повсеместно наблюдаются огрубления основной тонкой структуры распада, которые не увязываются с определенной геологической приуроченностью титаномагнетита и в различной степени могут быть выражены даже в рядом расположенных выделениях. Огрубление тонкой структуры распада прежде всего проявляется в утолщениях пластинок в месте их пересечения. Большой интерес представляет явление развития спаренных, слегка изогнутых относительно крупных пластин вдоль определенных направлений (см. рис. 66, *Б*), скорее всего — вдоль направлений каких-то динамических напряжений. Тонкие пластинки в местах развития этих относительно грубых пластин исчезают.

Системы тонких пластинок основной ткани структуры распада обнаруживают слабое двуотражение и косо гаснут. Грубые спаренные пластинки имеют более высокий рельеф, большую отражательную способность, обладают ясной анизотропией, но гаснут тоже косо.

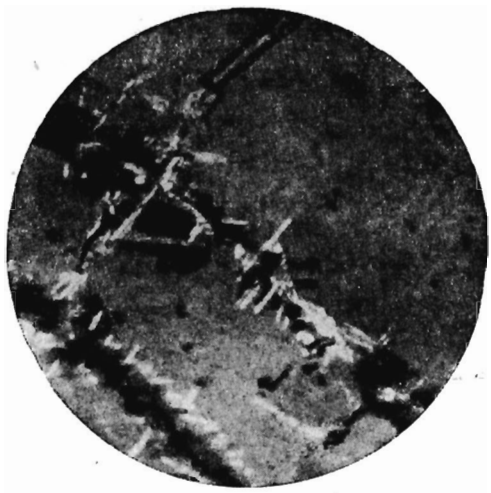


Рис. 67. Выделение ильменита в титаномагнетите вдоль трещин, выполненных нерудным минералом. Аншлиф после травления, увел. 12.

Шпинель в титаномагнетите района апатитовых месторождений вообще не была обнаружена.

Изредка в титаномагнетите можно наблюдать отдельные крупные (0.1—2 мм) правильные пластины ильменита. Особенно часто они встречаются в октаэдрических зернах титаномагнетита из линзочек мелкозернистого ийолита. Весьма характерно развитие крупных неправильных обособлений ильменита (см. рис. 66, *А*) на границах с зернами других минералов. Такое явление отмечается повсеместно. Часто грубые пластинки ильменита развиваются около трещин, выполненных нерудным минералом (рис. 67). Реже ильменит сам выполняет такие трещины и одновременно концентрируется около них.

В двух случаях в титаномагнетите апатито-титаномагнетитовых жил были обнаружены тонкие прожилки гематита, вокруг которых концентрировались грубые неправильные выделения ильменита.

Несколько иной характер имеют внутренние структуры неправильных обособлений титаномагнетита в апатито-сфено-нефелиновых породах. Здесь ильменит нередко можно увидеть в виде грубых округлых выделений, располагающихся в центральной части обособлений титаномагнетита без какой-либо видимой закономерности.

Несмотря на различный характер грубых выделений ильменита в титаномагнетите, их процентные содержания во всех случаях близки (9—13 объемн. %). Подробнее цифровые значения содержания грубых включений ильменита в титаномагнетите приведены в табл. 44; в той же таблице в краткой форме характеризуются как формы выделений титаномагнетита, так и особенности его внутренних структур в различных геологических образованиях.

Химический состав. В настоящее время имеется 19 полных химических анализов титаномагнетита из района апатитовых месторождений, которые приведены в табл. 44. В той же таблице дается рассчитанное содержание в титаномагнетите миналов магнетита, ульвошпинели и ильменита. Согласно результатам этих расчетов, тонкая сеть пласти-

нок (основная ткань) структуры распада твердого раствора представлена ульвошпинелью (Fe_2TiO_4, Mogenson, 1946). В огрублениях внутренней структуры титаномагнетита, по-видимому, происходило одновременное окисление двухвалентного железа, что приводило к образованию дополнительной порции магнетита и более грубых пластинок ильменита:

$3Fe_2TiO_4+O=3FeTiO_3+Fe_3O_4$ (Ramdohr, 1953).

Если сопоставить содержание в титаномагнетите особо грубых пластин ильменита в объемн. % (удельный вес ильменита меньше, чем магнетита, см. табл. 44) с теоретическим содержанием ильменита, согласно химическим анализам, то можно заключить, что переход ульвошпинели в ильменит начинается уже при незначительном огрублении структуры. Подобные изменения наблюдались в титаномагнетите из габбро (Vincent, 1960).

Химический состав титаномагнетита в целом выдержанный, некоторые колебания в соотношениях окислов вызваны главным образом нечистотой отбиравшегося материала (из анализов, приведенных в табл. 44, возможные примеси исключены). Последнее связано с тем, что титаномагнетит образует тонкие срастания с лепидомеланом, эгирином и апатитом, причем сцепления между его выделениями и зернами перечисленных минералов весьма прочные.

По химическому составу сильно отличается только титаномагнетит пятнистых апатито-нефелиновых пород: во всех трех проанализированных образцах этого титаномагнетита отмечаются наиболее высокие содержания Fe_2TiO_4.

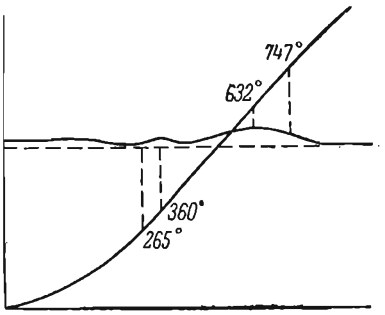


Рис. 68. Термограмма хибинского титаномагнетита.

Спектральными анализами в титаномагнетите апатитовых месторождений повсеместно устанавливается примесь Cu, Ni, Co, Zr и P.

Термограмма титаномагнетита Расвумчоррского месторождения была получена С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954). Слабый экзотермический эффект при 450—747°, полученный на термограмме (рис. 68), может быть вызван процессами окисления двухвалентного железа ульвошпинели; в обычных титаномагнетитах он не устанавливается (Schmidt, Vermaas, 1955).

Физические свойства. Удельный вес (пикн.) 4.6—4.8. Цвет, твердость, блеск и черта обычные. Минерал сильно магнитный. В аншлифах крупные выделения ильменита анизотропны, внутренние рефлексы его отчетливые. Тонкая сеть пластинок (ульвошпинель), как уже отмечалось выше, обнаруживает слабое двуотражение, косо гаснет, имеет меньший рельеф.

На дебаеграммах титаномагнетита Хибинских апатитовых месторождений, снятых обычным способом, в общей сложности насчитывается 21 отражение, и все они могут быть приписаны магнетитовой и ильменитовой (табл. 45) фазам. Е. И. Семенов (1959) считает, что ульвошпинель по порошкограммам, снятым в камере диаметром 66 мм, может быть достоверно установлена, но с помощью рентгеновского анализа присутствие ульвошпинели в титаномагнетите твердо устанавливается только при записи с дифрактометра пучка отражений $2\Theta=79—82°$ (Vincent, 1960).

Рассчитанное по порошкограммам ребро элементарной ячейки магнетита $a_0=8.38\pm0.01$ Å соответствует чистому магнетиту (Basta, 1960), что лишний раз подтверждает индивидуализированность в хибинском титаномагнетите магнетита и ульвошпинели.

Условия образования и изменения. Размер и форма выделений титаномагнетита определяются типом минерального агрегата: распределен он в породах сравнительно равномерно, химический состав его в целом выдержанный. Все это позволяет сделать заключение, что титаномагнетит по условиям образования аналогичен таким породообразующим минералам как эгирин-авгит и сфен.

Характер огрубления структуры распада твердого раствора в титаномагнетите свидетельствует о том, что титаномагнетит испытал повсеместный, но сравнительно слабый метаморфизм, проявлявшийся в различной степени на различных участках и протекавший при относительно меньшей основности среды, чем кристаллизация титаномагнетита (окисление ульвошпинели). Огрубление структуры распада хибинского титаномагнетита

Таблица 45

Расчет порошкограмм титаномагнетита апатитовых месторождений

Титаномагнетит, Хибины, 3 снимка		Магнетит (Михеев, 1957)		Ильменит (Михеев, 1957)
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность
1—2	4.83			
1	4.14	1	4.21	
1	3.72			
5—6	2.967	6	2.99	
6	2.776	5	2.80	10
10	2.532	10	2.541	9
1	2.305	3	2.310	
0—1	2.232			3
4	2.097	7	2.098	
2	1.870	2	(1.884)	6
2—3	1.778	4	(1.785)	
3—4	1.716	5	1.710	8
7—8	1.612	9	1.612	
1	1.503			7
8	1.481	9	1.479	
1—2	1.326	3	1.325	
2—4	1.278	5	1.277	
0—2	1.118			
4—6	1.090	8	1.091	
0—1	1.076			
1	1.048	6	1.047	

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 67.5$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Ребро ячейки $a = 8.38 \pm 0.01$ Å. Расчет произведен Е. П. Германовым и А. П. Денисовым.

в целом аналогично тем изменениям, которые установил в слабо метаморфизованном титаномагнетите Копанского титаномагнетитового месторождения В. С. Мясников (1959). Более интенсивное воздействие испытал только титаномагнетит некоторых участков апатито-сфено-нефелиновых пород.

В эндогенных условиях титаномагнетит изредка от краев замещается желтым сфеном, в котором иногда сохраняются отдельные крупные пластинки ильменита, не изменившие свою первоначальную ориентировку, но с корродированными краями. Вблизи выделений титаномагнетита нередко концентрируется мелкотаблитчатый, очень густо окрашенный лепидомелан. Возможно, что он возник в результате разложения титано-

магнетита. Иногда по титаномагнетиту, от краев его зерен, развивается пирит.

В экзогенных условиях титаномагнетит замещается желтовато-бурой и красновато-бурой охристой массой, состоящей из гидроокислов железа и анатаза.

Лепидомелан

(железистая разновидность биотита)

$HK_2(Fe_4Mg_2)_6Al_2Si_6O_{21}(OH)_3$

Моноклинная сингония

Распространение. Лепидомелан — широко распространенный в апатитовых породах минерал, но содержание его обычно невелико. В апатито-нефелиновых породах содержание лепидомелана не превышает сотых долей процента; в редких случаях достигает 1%. Еще меньше его в апатитовых породах горы Поачвумчорр. Самое высокое содержание этого минерала отмечается в апатито-сфено-нефелиновых породах, где он концентрируется в линзах мелкозернистого ийолита. Среднее содержание лепидомелана в линзах ийолита апатито-сфено-нефелиновых пород составляет 20.9.% Распределен лепидомелан в апатитовых породах неравномерно — в виде отдельных мелких чешуек и таблиц, а также их агрегатов. Ассоциирует он с пироксенами, амфиболом и титаномагнетитом. Очень часто лепидомелан располагается в виде неправильных каемок вокруг эгирин-авгита и титаномагнетита, нередко развит на границе титаномагнетита с эгирином, эгирин-авгитом и амфиболом.

В ийолит-уртитах лепидомелана обычно немного, распределен он в них неравномерно. Исключением являются характерные прослои трахитоидного ийолита с лепидомеланом в долине р. Лявойок, где лепидомелан представлен крупными (до 2 см) изометричными пластинками. В эгириновых рисчорритах содержание его невелико, но в слюдистых разновидностях рисчорритов железистый биотит играет роль главного породообразующего минерала. Парагенезис лепидомелана во вмещающих породах аналогичен его парагенезису в апатитовых телах. Очень характерно присутствие лепидомелана в апатито-титаномагнетитовых жилах. Это единственный силикат в этих образованиях.

Лепидомелан встречается в пегматитах и эпигенетических жилах, развитых в районе месторождений. В шлировых пегматитах он ассоциирует с эгирином, эгирин-авгитом, титаномагнетитом, а в собственно пегматитовых и эпигенетических жилах — с поздними эндогенными минералами: канкрититом, натролитом, волокнистым сфеном и зеленым волокнистым эгирином.

В жильных луявритах содержание лепидомелана в некоторых случаях достигает 4—5%. Ассоциирует он в них с амфиболом, волокнистым эгирином, канкринитом, реже — с астрофиллитом и энигматитом. В мончикитах рассматриваемый минерал отсутствует, вместо него наблюдается обычный магнезиальный биотит.

В наиболее поздних эндогенных жилках лепидомелан ассоциирует с зеленым волокнистым эгирином, реже с канкринитом. В районе Расвумчоррского апатитового месторождения была встречена мономинеральная лепидомелановая жилка мощностью около 10 см.

В пегматитах и около поздних эндогенных жилок можно увидеть особенно широкие каемки лепидомелана вокруг эгирин-авгита. Таблички лепидомелана в этих каемках располагаются перпендикулярно к краям эгирин-авгита («лепидомелановый коронит»). Очень мелкозернистый лепидомелан присутствует в краевых зонах амфиболовых коронитов, развитых вокруг эгирин-авгита (см. кородиты).

В виде включений лепидомелан наблюдается в пироксенах и амфиболах, реже в титаномагнетите и нефелине. Чешуйки его (иногда в виде цепочек) располагаются вдоль спайности минералов. В лепидомелане присутствуют мелкие включения магнетита и апатита, иногда — ринколита и волокнистого эгирина.

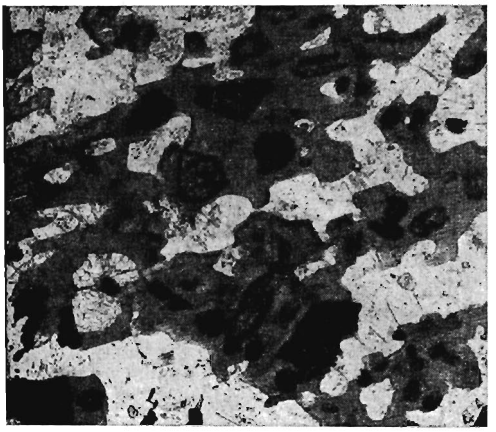


Рис. 69. Пойкилитический чешуйчатый лепидомелан (*серый со спайностью*) в мелкозернистом ийолите. Шлиф, без анализатора, увел. 20.

Форма и размер зерна. Лепидомелан представлен тремя основными морфологическими разновидностями. Первая из них — чешуйчатый лепидомелан с тонкой, часто слабо заметной спайностью, со сравнительно светлыми тонами плеохроизма. Форма чешуек округлая, изометричная, реже неправильная, размер 0.1—0.4 мм; встречаются обычно отдельные чешуйки. Эта разновидность лепидомелана особенно характерна для апатито-титаномагнетитовых жил, встречается она в линзочках ийолита апатитовых пород и в рисчорритах. В линзах ийолита и рисчорритах чешуйки лепидомелана нередко имеют пойкилитический облик (рис. 69), включают мелкие округлые зерна нефелина; форма их неправильная, размер достигает 1 мм.

Вторая морфологическая разновидность минерала наблюдается особенно часто. Это пластинчатые и таблитчатые кристаллические индивиды лепидомелана, обладающие грубой, ярко выраженной спайностью и резким плеохроизмом до черных тонов. Размер пластинок и таблличек колеблется от 0.01 до 10 мм, распределены они в породах неравномерно, часто образуют скопления (рис. 70).

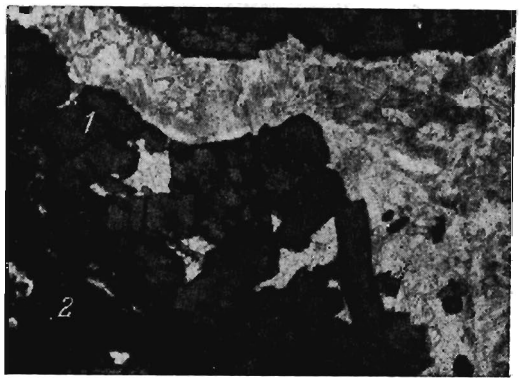


Рис. 70. Скопления правильных таблитчатых зерен лепидомелана (*1*), сопровождающиеся эгирином (*2*). Шлиф, без анализатора, увел. 12.

Такой лепидомелан прослеживается во всех породах; он характерен также для пегматитов, луявритовых жил и поздних эндогенных жилок.

Третья характерная разновидность лепидомелана, встречающаяся в породах апатитовых месторождений, — это скопления очень мелких (0.001—0.0001 мм) и очень ярко окрашенных чешуек. В шлифах при малых увеличениях такой лепидомелан кажется однородной массой то оранжевого, то яркого буровато-красного цвета. Мелкочешуйчатый лепидомелан участвует в составе амфиболовых коронитов вокруг эгирин-авгита, встречается среди зеленого волокнистого эгирина, а также непосредственно в породах, на границах зерен нефелина, пироксенов и титаномагнетита.

В шлировых пегматитах лепидомелан местами представлен крупными (до 10 и более сантиметров) пластинчатыми индивидами с неровными

краями. В собственно пегматитах и эпигенетических жилах встречаются правильные кристаллы лепидомелана размером от 0.3 до 20 см. Облик кристаллов короткопризматический, иногда усеченнопирамидальный, часты двойники по слюдяному закону.

Физические свойства.[1] Твердость около 3, удельный вес колеблется от 2.9 до 3.2 и, по-видимому, зависит от содержания железа. Удельный вес чешуйчатого лепидомелана меньше, чем у других разновидностей (2.8—2.9). Фигуры удара и давления отчетливые, блеск стеклянный, цвет в образцах темно-бурый до черного, в концентрированной HCl разлагается с выделением студенистого геля, при нагревании в закрытой трубке выделяет воду. Сплавляется в сильно магнитный шарик.

Минерал оптически двуосный, отрицательный. Ниже приводятся наиболее полные данные для трех образцов лепидомелана.

	$\lambda = 590$ mμ	$\lambda = 590$ mμ	Белый свет
n_g	1.670	1.661	1.681
n_m	1.667	1.659	1.677
n_p	1.615	1.605	1.623
$n_g - n_p$	0.055	0.056	0.058
$2V$	—23°	—20°	~30—33°

Плеохроизм по N_g — коричневато-бурый, темно-бурый, темно-бурый; N_p — серовато-желтый, желтовато-коричневый, светло-коричневый.

Первый образец взят из эвдиалито-полевошпатового пегматита горы Расвумчорр (Курбатов, Михайлова, 1954), второй — из поздней эндогенной жилки в апатито-нефелиновых породах горы Юкспор (данные авторов) и третий — из рисчоррита в долине р. Рисйок (Тихоненков, 1963). По оптическим свойствам все эти образцы близки к ряду флогопит—лепидомелан—оксилепидомелан, хотя и отличаются повышенным двупреломлением.

Согласно углу $2V$ и величине n_p, они должны иметь следующий состав (в мол. % условных миналов):

Флогопит	25	38	20
Лепидомелан	40	30	40
Оксилепидомелан	35	32	40

По данным 30 измерений, колебания оптических свойств пластинчатого и таблитчатого лепидомелана апатитовых тел весьма значительны на сравнительно локальных участках в пределах одного и того же минерального агрегата и укладываются в рамки тех изменений, которые намечаются по трем рассмотренным выше образцам: $n_g = 1.670—1.700$, $n_p = 1.615—1.640$.

Среди густоокрашенных образцов лепидомелана встречались образцы (из сфенового ийолита) с обратной схемой абсорбции — $N_g < N_p$ (Шухман, 1959).

Чешуйчатый лепидомелан отличается от пластинчатого и таблитчатого по оптическим свойствам, согласно которым он является менее железистой разновидностью биотита. Для чешуйчатой разновидности из апатито-нефелиновых пород, апатито-титаномагнетитовых жил и рисчорритов характерны следующие данные (14 измерений): $n_g = 1.660—1.666$, $n_p = 1.608—1.612$, $-2V = 16—20°$. Плеохроизм по N_g — коричнево-бурый, по N_p — светлый желтовато-бурый.

---

[1] В дальнейшем минералы наиболее полно характеризуются по физическим свойствам, которые, как и в этом случае, рассматриваются до сведений о химическом составе.

По сравнению с таблитчатым лепидомеланом, чешуйчатый лепидомелан отличается постоянством оптических свойств.

В пегматитах района апатитовых месторождений распространен наиболее густоплеохроирующий лепидомелан с высокими показателями преломления.

Таблица 46

Химический состав лепидомелана из района апатитовых месторождений
(в вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO_2	35.68	35.85	35.35
TiO_2	5.48	3.56	3.70
Fe_2O_3	10.21	4.60	9.89
Al_2O_3	7.24	11.32	7.96
FeO	19.53	22.60	19.91
MnO	0.62	0.77	1.11
CaO	0.08	0.17	—
MgO	5.83	8.64	7.02
K_2O	8.43	8.70	9.00
Na_2O	0 55	0.54	0.50
BaO	0.18	—	0.09
TR_2O_3	0.04	—	—
F	0.70	0.90	0.90
H_2O^-	1.44	0.19	3.66
H_2O^+	4.34	2.27	1.36
Сумма	100.35	100.11	100.45
$-O=F_2$	0.29	0.37	0.38
Сумма	100.06	99.74	100.07

Примечание. 1 — лепидомелан из эвдиалит-полевошпатовой жилы, гора Расвумчорр, аналитик В. Г. Загинайченко (Курбатов, Михайлова, 1954); 2 — лепидомелан из поздней эндогенной жилки в апатито-нефелиновых породах, гора Юкспор, аналитик Е. А. Кульчицкая (данные авторов); 3 — лепидомелан из долины р. Рисйок, аналитик В. А. Егоров (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937).

Плеохроичные дворики у лепидомелана пород, обогащенных апатитом, наблюдались около мелких включений ринколита и продуктов его разрушения.

Хибинский лепидомелан обладает сильной дисперсией $r > v$. Для угла $2V$ густоокрашенного лепидомелана горы Юкспор имеются следующие данные:

$\lambda = 550\ m\mu$	$\lambda = 590\ m\mu$	$\lambda = 647\ m\mu$
18°20′	19°50′	24°5′

Аномиты обнаружены не были.

Химический состав. В табл. 46 приведены полные химические анализы таблитчатого лепидомелана из района апатитовых месторождений, и для сравнения — образец лепидомелана из долины р. Рисйока. По данным спектральных анализов, в хибинском лепидомелане, кроме указанных в табл. 46 компонентов, постоянно присутствуют следы Ga, Cu, Zr, Sr, Ba и Zn.

Данные анализов табл. 46 могут быть пересчитаны на следующие кристаллохимические формулы:

$$1.\ (K_{1.81}Na_{0.20}Ca_{0.02})_{2.03}(Fe''_{2.78}Mg_{1.47}Mn_{0.09}Ba_{0.02}Fe'''_{1.30}Al_{0.22})_{5.88} \times \times (Al_{1.40}Ti_{0.60})_{2.00}Si_{6.00}O_{20}(OH_{3.63}F_{0.37})_{4.00} \cdot 1.1H_2O,$$

$$2.\ (K_{1.76}Na_{0.17}Ca_{0.02})_{1.95}(Fe''_{3.01}Mg_{2.04}Mn_{0.10}Fe'''_{0.55}Al_{0.12}Ti_{0.13})_{5.95} \times \times Al_{2.00}(Ti_{0.29}Si_{5.71})_{6.00}O_{20}(O_{0.69}OH_{3.41}F_{0.90})_{4.00},$$

$$3.\ (K_{1.90}Na_{0.18})_{2.08}(Fe''_{2.80}Mg_{1.76}Mn_{0.16}Fe'''_{1.25})_{5.97}(Al_{1.57}Ti_{0.43})_{2.00}(Ti_{0.04}Si_{5.96})_{6.00}O_{20} \times \times (O_{0.51}OH_{3.01}F_{0.48})_{4.00} \cdot 1.09H_2O.$$

Молекулы воды при пересчетах выделены условно (возможно присутствие оксония).

Химические анализы лепидомелана подтверждают принадлежность анализировавшихся образцов к ряду флогопит—лепидомелан—оксилепидомелан. Химическая формула хибинского лепидомелана в общем виде может быть написана следующим образом: $HK_2(Fe_4Mg_2)_6Al_2Si_6O_{21}(OH)_3$. Кроме того, в рассматриваемом минерале отмечается небольшая примесь

марганца, по которой может быть выделен условный минал манганофиллита.

Лепидомелан в большинстве случаев, по-видимому, слегка изменен. Это проявляется в том, что он часто несколько гидратирован; влага легко удаляется при температуре порядка 150—200°.

Расчет дебаеграммы лепидомелана приводится в табл. 47. Дебаеграмма хибинского лепидомелана весьма близка к дебаеграмме уральского лепидомелана (Михеев, 1957).

Условия образования и изменения. Лепидомелан, развитый в районе апатитовых месторождений, имеет, по-видимому,

Таблица 47

Межплоскостные расстояния лепидомелана
(табл. 46,2)

Интенсивность	Хибинский лепидомелан		Лепидомелан (Михеев, 1957)	
	$\theta_{испр.}$	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
1	12°02′	4.638	4	4.57
4р	15 03	3.724	—	—
4	16 24	3.425	—	—
10	16 46	3.352	10	3.36
4	19 16	2.931	2	2.88
9	21 26	2.646	8	2.65
1	22 36	2.516	4	2.507
9	23 12	2.455	8	2.452
8р	26 04	2.201	8	2.186
8р	28 44	2.011	8	2.006
9	35 05	1.682	8	1.676
10	28 35	1.550	8	1.548
1	42 16	1.438	2	1.435
7	45 01	1.367	6	1.364
1р	46 26	1.335	2	1.335
1р	47 33	1.310	2	1.314

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 65.9$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм; р — размытая линия. Расчет произведен Л. И. Полежаевой.

двоякое происхождение. Некоторая часть его могла возникнуть в конечные стадии кристаллизации расплавов. Это чешуйчатый, менее железистый лепидомелан, сравнительно равномерно распределенный в породах, характеризующийся относительно постоянными оптическими свойствами. Подавляющее количество лепидомелана образовалось, несомненно, в результате постмагматических процессов путем разложения и замещения темноцветных минералов. Это высокожелезистый пластинчатый и таблитчатый густоокрашенный лепидомелан с невыдержанными показателями преломления и резко колеблющимися размерами кристаллических индивидов, а также яркоокрашенный мелкочешуйчатый лепидомелан. Обе эти разновидности распределены в породах крайне неравномерно.

В пегматитах и эпигенетических жилах, возможно, имела место свободная кристаллизация лепидомелана в пневматолитическую и гидротермальную стадии минералообразования, в результате чего возникли правильные кристаллы этого минерала.

В эндогенных условиях лепидомелан устойчив. В большинстве случаев эндогенные изменения минерала носят слабый характер и проявляются

в выносе некоторого количества K_2O, гидратации и частичном переходе двухвалентного железа в трехвалентное.

В гипергенных условиях лепидомелан разрушается с образованием железистой гидрослюды, гидроокислов железа и марганца.

Амфиболы

Моноклинная сингония

Разновидности. Амфиболы в обогащенных апатитом породах распространены сравнительно широко, но сведения об этих минералах весьма противоречивы (Курбатов, Михайлова, 1954; Тихоненков, 1963; Шухман, 1959). На основании личных наблюдений и сравнения их с ранее полученными данными авторы считают целесообразным выделить в пределах апатитовых месторождений следующие разновидности амфибола:

Рис. 71. Замещение эгирина амфиболом (*1*). Шлиф, без анализатора, увел. 12.

1) арфведсонит — $Na_3(Fe, Mg)_4FeSi_8O_{22}(OH, F)_2$, 2) щелочной магнезиальный амфибол — $(Na, Ca)_3(Mg, Fe)_4FeSi_8O_{22}(OH, F)_2$ и 3) рибекит — $Na_3Fe_3Fe_2Si_8O_{22}(OH, F)_2$.

Щелочной магнезиальный амфибол, по М. Биллингсу (Billings, 1928), следует определять как щелочной магнезиальный гастингсит (дебаеграмма его отличается от дебаеграммы арфведсонита); он может быть также отнесен к рихтериту. Между арфведсонитом и щелочным магнезиальным амфиболом прослеживается ряд амфиболов с переходными оптическими свойствами.

Распространение. Арфведсонит и щелочной магнезиальный амфибол встречаются во всех породах района апатитовых месторождений и везде они выступают в качестве продуктов изменения породообразующих пироксенов (рис. 71). Парагенетически амфиболы тесно связаны с пироксенами, лепидомеланом и титаномагнетитом. Содержания их и в обогащенных апатитом породах, и во вмещающих ийолит-уртитах, и в рисчорритах незначительные — не более 2—3%. При характеристике количественного минерального состава апатитовых пород (см. часть I) амфиболы почти не упоминаются, так как в весовом анализе они суммируются с пироксенами.

Значительные содержания арфведсонита и особенно щелочного магнезиального амфибола имеют место в луявритовых пегматитах, иногда в пегматитах ийолитового состава. До 10% арфведсонита, как правило, содержится в жильных луявритах. Рибекит крайне редок, встречается в виде единичных, очень мелких зерен.

Характерной особенностью амфиболов является их резко неравномерное распределение в породах. Число выделений амфибола на площади шлифа (1.5×2 см) без видимой закономерности колеблется от 0 до 10.

Форма и размер зерна. В апатитовых телах арфведсонит и щелочной магнезиальный гастингсит независимо от типа породы наблюдаются в виде: 1) крупных неправильных зерен с включениями эгирина и сфена (размер зерна 3—10 мм); 2) мелких неправильных зерен,

располагающихся группами среди выделений темноцветных минералов (размер отдельных зерен 0.1—0.3 мм); 3) каемок вокруг зерен эгирина и эгирин-авгита, сложенных одним, реже — двумя индивидами (ширина их колеблется от 0.1 до 4—5 мм); 4) тонковолокнистого агрегата типа коронита вокруг эгирин-авгита; 5) включений в эгирин-авгите, имеющих форму, близкую к овальной (размер 0.05—0.3 мм).

Границы зерен амфиболов с зернами пироксенов неровные, зазубренные. Каемки амфибола вокруг эгирин-авгита часто содержат каплевидные включения эгирина. В существенно апатитовых агрегатах индивиды амфибола нередко насыщены включениями апатита, встречаются в амфиболе также включения замещающих его лепидомелана и натролита.

В луявритовых жилах зёрна магнезиальной разновидности амфибола имеют правильный призматический облик и нередко даже грани {011}, {010}, {110} и {100}. Ориентированы призмы амфибола по простиранию жил, размер их 0.1×0.6 мм.

В луявритовых пегматитах щелочной магнезиальный амфибол представлен правильными кристаллами с развитыми формами: {001}, {011}, {010}, {110} и {100}. Размер кристаллов от 2×5 до 4×10 см.

Рибекит наблюдался в виде очень мелких (0.02 мм) отдельных зерен неправильной формы.

Физические свойства. Удельный вес (пикн.) железистых разновидностей (арфведсонит) 3.24—3.28, магнезиальной — 3.269. В образцах имеют черный цвет, зеленую (арфведсонит) и бурую (магнезиальный амфибол) черту и стеклянный блеск. Минерал хрупкий, имеет занозистый излом, на поверхности кристаллов видна отчетливая штриховка. Арфведсонит обладает значительной магнитной восприимчивостью, гастингсит слабоэлектромагнитен, в результате чего легко отделяется от эгирина.

Оптические свойства амфиболов варьируют в широких пределах. Сравнительная характеристика оптических свойств щелочного магнезиального амфибола и арфведсонита приводится в табл. 48, там же дается срав-

Таблица 48

Оптические свойства щелочного магнезиального амфибола и арфведсонита Хибинских и Ловозерских тундр

Константы	Щелочной амфибол Ильменских гор (Ротман, 1956)	Щелочной магнезиальный амфибол Хибин (данные авторов)	Арфведсонит Хибин (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937)	Арфведсонит Ловозера (Власов, Кузьменко, Еськова, 1959)
$2V$	—64°	—66°30′	60—90°	50—90°
cN_p	72°	70°	17—43°	7—35°
n_g	1.670	1.660	1.674—1.703	1.668—1.701
n_m	1.665	1.653	1.666—1.691	—
n_p	1.653	1.646	1.659—1.681	1.658—1.681
$n_g - n_p$	0.016	0.014	0.014—0.020	0.016—0.018

нение оптических свойств хибинского арфведсонита с ловозерским, а магнезиальной разновидности — с щелочным магнезиальным амфиболом из Ильменских гор (Ротман, 1956).

При наблюдениях в шлифах бросается в глаза резкая вариация углов погасания и величины угла $2V$ даже у рядом расположенных зерен. Угол $2V$ принимает значения от 65° и почти до 90°, угол cN_p колеблется от 20 до 40° и от 70 до 85°. Очень часто зерна амфибола имеют волнистое угасание; в двух крупных индивидах магнезиальной разновидности в разных концах зерен угол $2V$ оказался несколько различным: 1) —66°30′ и

—63°15′, 2) —64°0′ и —67°15′ (определения в коноскопе на федоровском столике при λ=589 mμ).

Для амфиболов района апатитовых месторождений характерна сильная дисперсия $r \gg v$ с одновременным вращением всей оптической индикатрисы на 2—4° относительно кристаллографических направлений (определение в монохроматическом свете в коноскопе на федоровском столике).

Таблица 49

Плеохроизм амфиболов апатитовых месторождений

Разновидности	Плеохроизм амфиболов		
	по N_g	по N_m	по N_p
Арфведсонит.	Зеленый.	Зеленовато-бурый.	Светло-бурый.
Щелочной магнезиальный амфибол.	Темно-бурый.	Бурый.	Светло-бурый с розоватым оттенком.
Рибекит.	Светлый зеленовато-синий.	Синий с фиолетовым оттенком.	Темно-синий.

Для магнезиального щелочного амфибола угол $2V$ составляет: при λ=550 mμ —66°10′, при λ=590 mμ —67°15′, при λ=647 mμ —69°35′ (воспроизводимость определений ±20′).

Таблица 50

Химический состав амфиболов района апатитовых месторождений
(в вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO_2	51.04	49.81	50.98
TiO_2	1.11	1.34	1.23
Al_2O_3	0.30	4.37	2.69
Fe_2O_3	10.73	4.49	4.71
FeO	14.62	12.38	10.29
MnO	3.34	0.42	0.75
MgO	4.58	11.31	13.26
CaO	2.37	4.57	4.91
Na_2O	7.15	7.75	5.78
K_2O	2.70	2.61	3.14
V_2O_5	Не опр.	Не опр.	0.21
H_2O^-	—	—	1.50
H_2O^+	0.27	0.04	0.03
F	—	—	1.47
Сумма	98.21	99.09	100.33

Примечание. 1 — щелочной железистый амфибол (арфведсонит) из пегматита в ийолит-уртитах (Курбатов, Михайлова, 1954); 2 — щелочной магнезиальный амфибол из поздних гидротермальных жил (Курбатов, Михайлова, 1954); 3 — щелочной магнезиальный амфибол из луявритового пегматита, аналитик В. Г. Загинайченко (данные авторов). В анализе 3 сумма компонентов дана за вычетом $O=F_2$.

Плеохроизм железистых и магнезиальных амфиболов различен (табл. 49). Спайность отчетливая в двух направлениях, у некоторых зерен амфиболов наблюдалась уралитовая спайность.

Помимо плеохроизма (табл. 49), рибекит отличается от прочих разновидностей амфибола малым углом погасания (~7°) и большим углом $2V$ (порядка 80°).

Химический состав. Изучить химический состав амфиболов непосредственно из апатитовых пород не удалось: содержание их в породах невелико, а главное — амфиболы оказались практически неотделимыми от пироксенов.

В табл. 50 приводятся три полных химических анализа амфиболов из района апатитовых месторождений. Второй образец занимает по составу промежуточное положение. В двух первых анализах недоопределено содержание H_2O^- и F; контрольные определения F в двух образцах арфведсонита из пегмати-

Таблица 51

Межплоскостные расстояния щелочного магнезиального амфибола

Щелочной магнезиальный амфибол, Хибины		Роговая обманка (Михеев, 1957)		Характерные отражения гастингсита (Гинзбург и др., 1961)	
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	hkl
	8.79				
3	8.25				
1	4.96				
1	3.72				
1	3.59				
2	3.375				
4	3.276	4	3.30		
10	3.155	9	3.15		
5	2.985	5	2.970		
5	2.821	3	2.825		
3	2.748				
8	2.711	10	2.711		
4	2.585	6	2.595		
5	2.545	8	2.539		
3	2.396	1	(2.396)		
5	2.345	6	2.326		
		1	(2.194)		
8	2.167	8	2.155		
1	2.062	4	2.036		
3	2.031	6	2.017		
		1	1.947		
2	1.915	1	1.893		
1	1.883	2	1.855		
1	1.801	3	1.803		
1	1.730	3	(1.740)		
2	1.688	5	1.679		
7	1.661	8	1.645	8	(461)
3	1.626			4	(621)
3	1.602	1	1.607		
2	1.582	8	1.574	8	(600)
3	1.546	5	1.529		
6	1.518	9	1.504	4	(012)
10	1.451	10	1.436	9	(442)
2	1.430				
6	1.378	7	1.361		
2	1.343			6	(710)
7	1.325	8	1.334	7	(730)
7	1.294	8	1.290	6	(014)
1	1.274	2	1.276		
		1	1.266		
6	1.205	6	1.195		
2	1.164	3	1.163		
3	1.135	3	1.128		
4ш	1.085	8	1.079		
10	1.055	2	1.062		
5	1.044	10	1.049		
6	1.027	8	1.038		
2	1.014				
2	1.004				
2	0.996				
2	0.992				

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 65.8$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм; ш — широкая линия. Расчет произведен Д. Л. Рогачевым.

тов в рисчорритах (гора Кукисвумчорр) показали высокие содержания F — 1.05 и 1.37% (аналитик Е. И. Успенская).

Полный химический анализ щелочного магнезиального амфибола из луявритового пегматита (табл. 50) хорошо рассчитывается на кристаллохимическую формулу: $(Na_{1.64}K_{0.39}Ca_{0.77})_{3.00}(Mg_{2.87}Fe_{1.13})_{4.00}(Fe_{0.53}Ti_{0.13} \cdot Mn_{0.01}Fe_{0.19})_{0.95}(Al_{0.49}Si_{7.57})_{8.00}O_{22}(OH_{0.63}, F_{1.37})_2$.

По данным И. В. Гинзбург (Гинзбург и др., 1961), щелочной магнезиальный амфибол, согласно полученной формуле, следует относить к рихтериту, однако, по оптическим свойствам и межплоскостным расстоя-

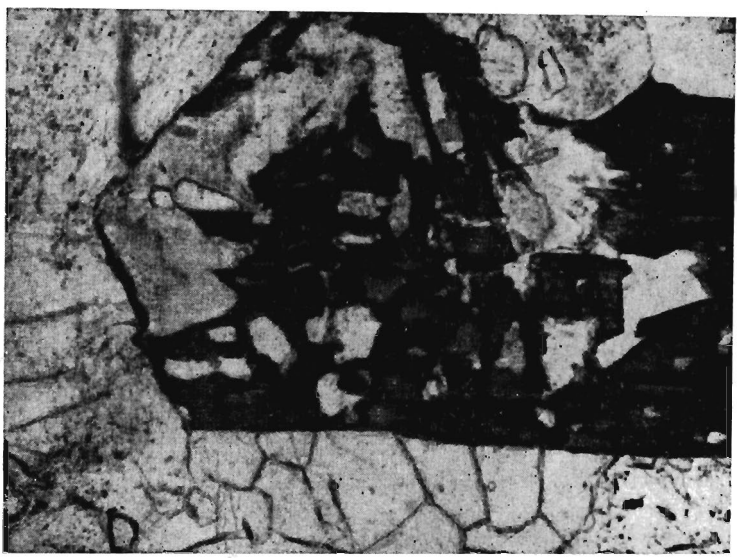


Рис. 72. Замещение зерна амфибола (*темное*) натролитом (*светлые участки внутри зерна*). Шлиф, без анализатора, увел. 18.

ниям, приведенным в табл. 51, он близок к гастингситу (обыкновенная роговая обманка).

Спектральными анализами в амфиболах установлены следы P, Zr, Ba, Sr и Cu.

Условия образования и изменения. Распространение, морфология и взаимоотношение амфиболов с пироксенами свидетельствуют о том, что в породах они возникли в результате метасоматического замещения эгирин-авгита. В некоторых случаях, например, возникали тонковолокнистые келефитовые каймы амфибола, в других — сплошные зоны, в третьих — замещение шло от центра. В жильных луявритах и некоторых пегматитах амфибол, возможно, кристаллизовался одновременно с главными породообразующими минералами.

В эндогенных условиях амфиболы в незначительной степени замещались тонкочешуйчатым лепидомеланом (некоторые пегматиты, луявритовые жилы). Изредка в породах зерна амфибола от центра замещались натролитом (рис. 72).

В экзогенных условиях по амфиболам развиваются глинистые минералы в смеси с гидроокислами железа.

МИНЕРАЛЫ-ПРИМЕСИ

Все минералы-примеси по характеру их распределения в породах можно разбить на две основные группы: 1) минералы, относительно рав-

номерно рассеянные в породах, — акцессорные минералы и 2) минералы, образующие скопления на одних участках пород и полностью отсутствующие в других, — продукты поздних этапов минералообразования.

Акцессорные минералы

Ринколит

Фторсодержащий титаносиликат кальция, стронция и натрия

Моноклинная сингония

Ринколит — типичный акцессорный минерал существенно апатитовой породы, содержание его в породе редко превышает доли процента. Ринко-

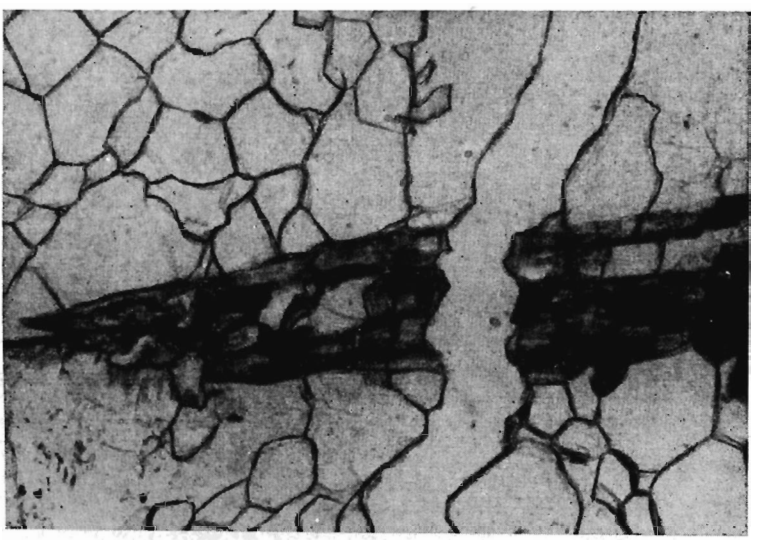


Рис. 73. Ринколит (*темное*) среди апатита существенно апатитового агрегата (Юкспор). Апатит и ринколит разбиты трещиной, выполненной натролитом. Шлиф, без анализатора, увел. 12.

лит располагается между зернами апатита, часто иголочки его приурочены к пойкилитическим зернам сфена.

Встречается он и в апатито-сфено-нефелиновых и апатито-нефелино-полевошпатовых породах. Иногда этот минерал можно наблюдать в крупнозернистом уртите, где иголочки его располагаются между зернами нефелина; встречается он и в приконтактных рисчорритах.

Очень редко встречается ринколит в цементе апатитовой брекчии и в жильных выполнениях, близких к нему по составу («гистерогенитах»). Совершенно отсутствует он в линзах мелкозернистого ийолита, в луявритах и поздних жилах.

Во всех случаях минерал представлен игольчатыми и длинно-призматическими зернами размером от 0.4 до 8 мм (рис. 73). Для ринколита обычны полисинтетические двойники по (100). Спайность совершенная по (100), менее совершенная по (010). Цвет желто-зеленый до бурого. Удельный вес 3.40. Перед паяльной трубкой плавится с трудом. Легко разлагается минеральными кислотами.

В шлифе ринколит бесцветный или чуть желтоватый, плеохроизм или слабый — $N_g > N_m > N_p$, или отсутствует. Минерал двуосный положительный, удлинение отрицательное, угол погасания 3—5°.

Показатели преломления: $n_g = 1.668 \pm 0.02$, $n_m = 1.663 \pm 0.02$, $n_p = 1.657 \pm 0.02$, $n_g - n_p = 0.011—0.006$, при $\lambda = 590$ mμ $2V = 54°$ (одно определение). Дисперсия оптических осей сильная, $r > v$.

В шлифах часто обнаруживается зональность кристаллических индивидов ринколита — центральные зоны почти изотропны, а периферические — слабо двупреломляют.

При выветривании минерал становится матовым, непрозрачным и рассыпчатым. В гипергенных условиях он замещается вудъявритом.

Ринколит обогащенных апатитом пород практически не отличается от ринколита, встречающегося в других породах Хибин.

Ловчоррит

Скрытокристаллическая разность ринколита

$10(Ca, Sr, Na_2, Mg, Mn)SiO_3 \cdot Ce_2(TiO_3)_3 \cdot 3CaF_2(?)$

Ловчоррит встречается очень редко. Обычно он пространственно тесно связан с ринколитом, около которого располагается в виде неправильных мелких выделений. Цвет ловчоррита желто-бурый до медно-желтого с зеленоватым оттенком.

Показатели преломления: $n_g = 1.659—1.666$, $n_m = 1.654—1.661$, $n_p = 1.650—1.660$.

Кнопит

$nCa_2Ti_2O_6 \cdot mNa_2Nb_2O_6 \cdot pNaCeTi_2O_6$

Кубическая сингония

Кнопит относится к акцессорным минералам, сравнительно часто встречающимся в пределах апатитовых месторождений. Чаще всего он наблюдается в луявритах и в апатито-сфено-нефелиновых породах. В апатито-нефелиновых породах кнопит располагается в виде включений в сфене, в центральных частях его пойкилитических зерен. При этом формы выделений кнопита часто повторяют внешние очертания зерен сфена. В пойкилитических зернах сфена он никогда не соприкасается с апатитом. В виде неправильных выделений кнопит наблюдался в породах с призматическим сфеном. Очень редко встречается рассматриваемый минерал в виде мелких включений в эгирин-авгите и нефелине.

Таблица 52

Межплоскостные расстояния кнопита

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl
10	2.72	110
10	1.92	200
10	1.57	211
9	1.361	220
8	1.219	310
9	1.030	321
8	0.908	411; 330
9	0.862	420
8	0.818	332

Примечание. *Условия съемки:* Cu-излучение, $Д_к = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм (Курбатов, Михайлова, 1954).

Обычно кнопит представлен зернами округлой или неправильной формы размером от 0.025 до 1.5 мм, реже встречаются крупные (до 10 мм) неправильные выделения. Мелкие правильные кристаллы этого минерала редки и встречаются в луявритовых жилах и пегматитах.

Цвет минерала черный, только в шлифах и тонких осколках он просвечивает буровато-коричневым цветом. Спайности нет; в проходящем свете минерал буровато-коричневый с красноватым оттенком, в поляризо-

ванном свете слабо двупреломляет. В отраженном свете кнопит серый, отражательная способность его средняя. Показатель преломления 2.35—2.39 (определен при помощи сплавов).

Зерна кнопита часто разбиты случайными трещинами, иногда видна двойниковая штриховка.

По данным полного химического анализа, в кнопите содержится (в вес.%): SiO_2 — 0.20, TiO_2 — 51.97, Al_2O_3 — 0.56, Fe_2O_3 — 0.18, CaO — 34.39, SrO — 5.46, Na_2O — 1.59, K_2O — 2.38, $(Nb, Ta)_2O_5$ — 2.04, ThO_2 — 0.56 (Хибины, гора Кукисвумчорр, скв. 108, аналитик З. И. Горощенко, коллекция С. С. Курбатова).

Расчет дебаеграммы кнопита приводится в табл. 52.

Энигматит

$Na_4Fe_9Fe_2Ti_2(Si_2O_7)_6$

Триклинная сингония

Энигматит — широко распространенный минерал, но содержания его в породах крайне незначительны. Встречается он в апатито-нефелиновых породах (существенно апатитовый агрегат, цемент апатитовой брекчии, секущие жильные ийолиты), массивных ийолит-уртитах, рисчоррите,

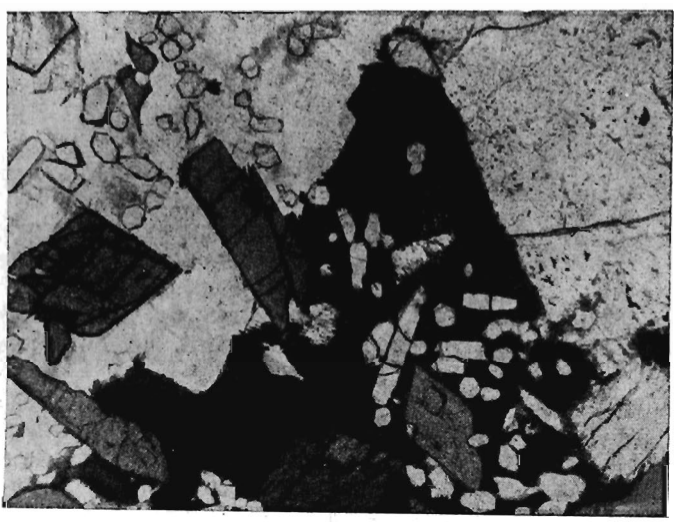


Рис. 74. Энигматит (*черное*) с включениями апатита (*светлое*) и сфена (*темно-серое*). Энигматит располагается между полевым шпатом и нефелином. Сфеновый уртит, шлиф, без анализатора, увел. 10.

полевошпато-нефелино-апатитовой породе горы Поачвумчорр и в апатито-сфено-нефелиновых породах. Чаще всего его можно наблюдать в апатито-сфено-нефелиновых породах, наиболее редок этот минерал в пределах Поачвумчоррского месторождения.

Заметные скопления энигматита (выделения от 2×2 до 10×15 см) имеются в пегматитах уртитового и ийолитового состава (горы Суолуайв, Юкспор, Куэльпор, долина р. Лявойок).

Энигматит ассоциирует со всеми породообразующими минералами, но обычно тяготеет к темноцветным — пироксенам и амфиболам. В пегматитах он встречается в окружении черного призматического эгирина, амфибола, нефелина, полевого шпата, эвдиалита и астрофиллита.

Формы минеральных индивидов энигматита в большинстве случаев определяются структурой породы, в составе которой он принимает участие. В массивных ийолит-уртитах энигматит ксеноморфен; как и все темноцветные минералы, он выполняет мезостазис пород. В существенно апатитовом агрегате и цементе апатитовой брекчии распространены крупные изометрические индивиды этого минерала, включающие апатит. В рисчорритах и полевошпато-нефелино-апатитовых породах энигматит представлен мелкими удлиненными зернами. Наконец, правильные, частично ограненные монокристаллы этого минерала наряду с ксеноморфными обособлениями типичны для апатито-сфено-нефелиновых пород.

В пегматитах энигматит наблюдался в виде удлиненных призматических кристаллов, неправильных обособлений и изъеденных реликтовых образований (в случае замещения его астрофиллитом).

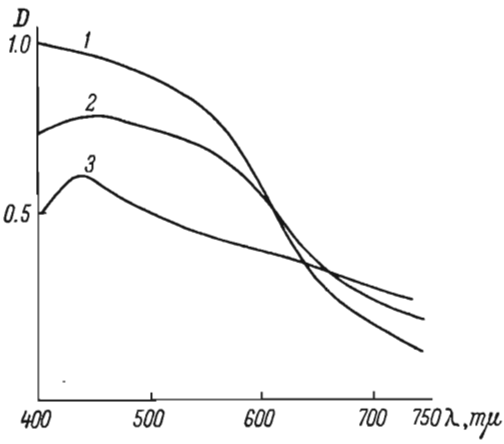


Рис. 75. Спектры поглощения.

1 — хибинский гётит; *2* — хибинский энигматит; *3* — стекло, окрашенное ионами трехвалентного титана (Чесноков, 1959).

В пегматитах и апатито-сфено-нефелиновых породах отмечались грани приблизительно одних и тех же простых форм: {100}, {010}, {110} и {231}.

В виде включений энигматит содержит апатит, призматический сфен (рис. 74), реже — зеленый игольчатый эгирин и астрофиллит.

Удельный вес энигматита 3.772, минерал электромагнитен, излом неровный. В образцах цвет энигматита почти черный с буроватым оттенком, черта красно-бурая, блеск металловидный. Запись спектра отражения энигматита (рис. 75) свидетельствует о том, что его окраска обусловлена ионами Ti^{3+} и Fe^{3+}. В шлифах энигматит темно-коричневый с ясным плеохроизмом: по N_g — темно-бурым, по N_m — каштаново-бурым, по N_p — ярким красновато-бурым.

Угол оптических осей при $\lambda=589$ mμ изменяется от $+31°15'$ до $+32°0'$, $cN_p=38°$; показатели преломления из-за исключительно густой окраски точно определить не удалось; средний показатель преломления $n=1.80$. Отчетливая спайность в одном направлении.

По данным химического анализа (аналитик В. Г. Загинайченко), в энигматите из пегматоидного участка апатитовой брекчии содержится (в вес. %): SiO_2 — 39.66, TiO_2 — 9.53, Al_2O_3 — 2.35, Fe_2O_3 — 3.73, FeO — 32.97, MnO — 1.52, MgO — 1.98, CaO — 0.43, BaO — 0.01, P_2O_5 — 0.03, Na_2O — 6.83, K_2O — 0.17, H_2O^+ — 0.55, H_2O^- — 0.26%. Кристаллохимическая формула минерала, исходя из этого анализа, следующая

$$(Na_{3.94}Ca_{0.13}K_{0.10})_{4.17}(Fe''_{8.22}Mg_{0.87}Fe'''_{0.83}Al_{0.65}Mn_{0.38})_{10.95}Ti_{2.13}(Si_{11.83}Al_{0.17})_{12.00}O_{42}.$$

Спектральными анализами в энигматите установлены примеси Sr, V, Nb, Zr и P.

Межплоскостные расстояния этого минерала приведены в табл. 53.

В эндогенных условиях по энигматиту развивается грубая келефитовая кайма, сложенная астрофиллитом и эгирином (астрофиллитовый коронит). В экзогенных условиях энигматит замещается анатазовым лейкоксеном и гидроокислами железа.

Таблица 53

Межплоскостные расстояния энигматита

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
1	4.709	4	2.068	1	1.433	1	1.153
2	4.112	4	2.003	1	1.412	1	1.127
2	3.657	3	1.902	1	1.392	1	1.115
4	3.428	1	1.846	1	1.371	1	1.109
9	3.107	3	1.708	4	1.349	1	1.061
9	2.916	9	1.623	5	1.330	5	1.056
10	2.680	1	1.587	2	1.282	4	1.038
10	2.500	3	1.557	2	1.263	4	1.032
2	2.327	1	1.513	1	1.240	1	1.022
1	2.202	6	1.496	1	1.224	5	1.012
10	2.111	10	1.465	1	1.168		

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_к = 65.8$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен Д. Л. Рогачевым.

Лампрофиллит, бариевый лампрофиллит

$Na_4Sr_2Fe_2Ti_4Si_6O_{25}(OH, F)_2$, $Na_4(Sr, Ba)_2Fe_2Ti_4Si_6O_{25}(OH, F)_2$

Моноклинная сингония

Лампрофиллит распространен сравнительно широко. В качестве рассеянного акцессорного минерала он содержится в массивных ийолит-уртитах, массивных рисчорритах кольцевой интрузии, полевошпато-нефелино-апатитовых породах горы Поачвумчорр, апатито-нефелиновых породах (существенно апатитовый агрегат, цемент апатитовой брекчии) и в сфено-апатитовых прослоях пород с призматическим сфеном.

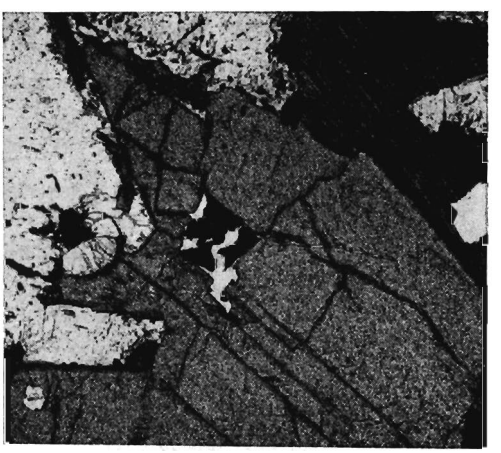


Рис. 76. Лампрофиллит (*серое*) в массивном уртите. Шлиф, без анализатора, увел. 12.

Лампрофиллит встречается почти во всех разновидностях грубокристаллических агрегатов, но в подчиненном количестве. Высокое содержание этого минерала (10—20%) наблюдается только в секущих луявритовых жилах и жилах луявритовых пегматитов.

В ийолит-уртитах лампрофиллит представлен неправильными индивидами, выполняющими мезостазис между зернами нефелина (рис. 76). В рисчорритах и полевошпато-нефелино-апатитовых породах этот минерал представлен изометричными крупными (от 0.8×1.2 до 1.5×3 см) таблицами, нередко включающими более мелкие зерна нефелина, эгирина, реже — амфибола. В апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых породах изометричные пластинки лампрофиллита мельче (0.2×0.5 см) и насыщены включениями апатита.

В пегматитах лампрофиллит представлен крупными (до 3×8 см) изометричными и удлиненными таблитчатыми кристаллами со слабым раз-

витием граней. Обычно наблюдаются грани (100) и (110). Кристаллы лампрофиллита в пегматитах содержат включения крупных столбчатых зерен нефелина и игольчатых — эгирина и амфибола (рис. 77).

Сравнение спектральных анализов показало, что в жильных луявритах и луявритовых пегматитах лампрофиллит представлен бариевой разновидностью, которая несколько отличается от обычного лампрофиллита по физическим свойствам (Дудкин, 1959а).

Таблица 54

Химический состав лампрофиллита
(в вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO_2	30.95	29.75	30.40
TiO_2	28.15	29.07	24.48
Al_2O_3	0.22	0.42	—
Fe_2O_3	0.89	1.82	3.87
FeO	4.15	3.00	1.97
MnO	1.05	1.51	2.33
MgO	0.86	0.92	0.25
CaO	1.64	1.44	1.41
SrO	7.99	7.22	14.58
BaO	10.51	9.23	1.25
Na_2O	9.80	9.94	12.35
K_2O	1.82	2.26	2.31
F	1.45	1.80	1.82
Cl	0.04	0.59	—
H_2O^+	0.99	1.19	0.60
H_2O^-	0.32	0.54	—
$-O=F_2=Cl_2$	—0 62	—0.88	—0.77
Сумма	100.21	99.82	96.85

Примечание. 1 — бариевый лампрофиллит из меланократового пегматитового тела в апатито-нефелиновых породах, гора Расвумчорр, аналитики А. В. Мокрецова и З. И. Горощенко (Курбатов, Михайлова, 1954); 2 — бариевый лампрофиллит из жилы луявритового пегматита, секущей апатито-нефелиновые породы, гора Юкспор, аналитик Е. А. Кульчицкая (данные авторов); 3 — лампрофиллит Кукисвумчоррского месторождения, жила 580, аналитик И. Д. Борнеман-Старынкевич (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937).

Удельный вес обычного лампрофиллита 3.40—3.47, бариевого — 3.536—3.545. Минерал хрупкий, излом неровный. Цвет у обычного лампрофиллита красновато-бурый с золотистым оттенком, у бариевого — соломенно-желтый до бледно-желтого. Черта светло-желтая. Блеск минерала стеклянный, но вблизи поверхности он часто становится матовым. Без труда сплавляется в немагнитный шарик, в кислотах легко разлагается.

Показатели преломления лампрофиллита (в том числе и бариевого) из различных пород района апатитовых месторождений колеблются в одних и тех же пределах: $n_g = 1.770—1.779$, $n_m = 1.750—1.760$, $n_p = 1.743—1.749$ (± 0.003). При $\lambda = 589$ mμ $cN_g = 3°30'—5°30'$; у обычного лампрофиллита — $2V = 27°—34°15'$, у бариевого — $2V = 38°30' — 39°40'$ ($\pm 20'$).

Плеохроизм обычного лампрофиллита ($N_g > N_m > N_p$): по N_g — оранжевый, по N_m — соломенно-желтый, по N_p — желтый; бариевого: по N_g — бледно-оранжевый, по N_m — желтый, по N_p — бледно-желтый.

В табл. 54 приводятся полные химические анализы бариевого и обычного лампрофиллитов. Содержания BaO в бариевом лампрофиллите особо проконтролированы Е. А. Кульчицкой (8.77 и 9.07%). Два полных химических анализа бариевого лампрофиллита весьма сходны между собой. И в том, и в другом случае наблюдается дефицит FeO и изоморфно замещающих его компонентов.

Состав лампрофиллита, по И. Д. Борнеман (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), можно представить в виде двух условных миналов: $2Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot (Sr,Ba)_2Fe_2Si_2O_7\,(OH,F)_2$.

В обычном лампрофиллите рамзаитовый минал составляет 67—77 мол. %, стронциевый силикат — 26—33 мол. %; в бариевом лампрофиллите рамзаитовый минал составляет 71 и 73.8 мол. %, барий-стронциевый силикат — 26.4 и 25.7 мол. %.

Качественный состав элементов-примесей и в обычном, и в бариевом лампрофиллите одинаков: Be, Zr, Nb, V (слабые линии, следы), Li (линии ниже средней интенсивности).

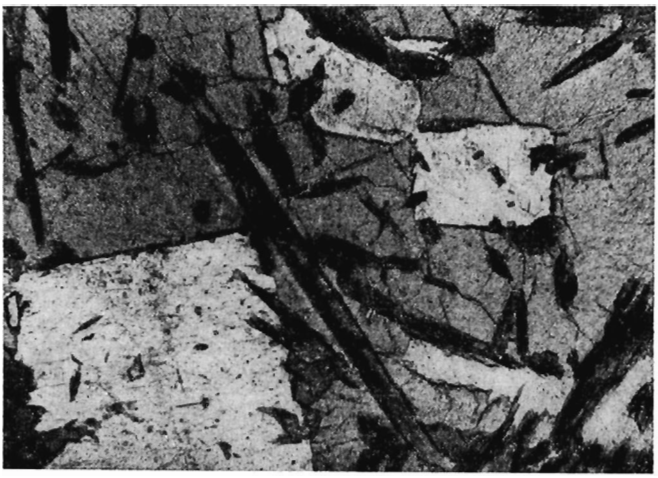


Рис. 77. Бариевый лампрофиллит в пегматите (*серое* — лампрофиллит, *белое* — нефелин, *черное* — эгирин). Шлиф, без анализатора, увел. 7.

Межплоскостные расстояния бариевого лампрофиллита приводятся в табл. 55.

В основной своей массе лампрофиллит выступает как один из акцессорных минералов, кристаллизация которого тесно связана с кристалли-

Таблица 55

Межплоскостные расстояния бариевого лампрофиллита

Бариевый лампрофиллит, содержащий 9.23% BaO		Бариевый лампрофиллит, содержащий 10.06% BaO		Бариевый лампрофиллит, содержащий 9.23% BaO		Бариевый лампрофиллит, содержащий 10.06% BaO	
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
4	3.732	1	3.983	2	1.552	3	1.575
5	3.411	6	3.758	6	1.474	2р	1.517
10	3.243	7	3.425	6	1.464	2р	1.472
4	3.013	10	3.234	1	1.444	2р	1.457
10	2.772	6ш	3.045	2	1.427	3р	1.381
4	2.658	9	2.777	5	1.391	2	1.315
6	2.593	6	2.672	3	1.321	4	1.140
1р	2.208	6	2.585	2р	1.301		
9	2.130	3р	2.223	2	1.243		
3	2.072	9	2.129	2р	1.217		
2	2.021	4	2.032	2р	1.206		
2	1.856	4	2.018	3	1.141		
7	1.771	4	1.851	4р	1.081		
3	1.748	6	1.768	2р	1.070		
5	1.596	2	1.626	2р	1.0607		
5	1.582	3	1.596	2р	1.0493		

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_к = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.3$ мм; р — размытая линия, ш — широкая линия. Расчет произведен А. П. Денисовым.

зацией пород. Каемки лампрофиллита вокруг зерен сфена возможно являются более поздней модификацией этого минерала.

В эндогенных условиях достоверные продукты изменения лампрофиллита неизвестны. В гипергенных условиях лампрофиллит чаще, чем другие титансодержащие минералы, замещается почти совершенно чистым анатазом.

Эвдиалит

$Na_4CaFeZrSi_6O_{18}(OH, Cl)(?)$

Гексагональная сингония

Эвдиалит в апатито-нефелиновых и апатито-сфено-нефелиновых породах встречается сравнительно редко. Содержание его здесь не превышает долей процента; заметно больше (до 2%) эвдиалита в апатито-нефелино-полевошпатовых породах горы Поачвумчорр. В значительных количествах он концентрируется в пегматитах ийолитового и луявритового состава и в некоторых жильных луявритах, встречается и в виде эвдиалитовых и эвдиалит-эгириновых жилок на горе Поачвумчорр.

Рассеянный в апатито-нефелиновых породах эвдиалит образует мелкие округлые зерна до 2—3 мм в поперечнике. В пегматитах он представлен крупными мономинеральными обособлениями размером до 5×10 см и отдельными изометричными индивидами размером от 0.4 до 3 см. Крупные обособления этого минерала иногда встречаются и около пегматитов непосредственно в существенно апатитовом агрегате апатито-нефелиновых пород. Такие обособления густо насыщены включениями апатита, в результате чего создается видимость розовой окраски апатита. В луявритах изометричные зерна эвдиалита или равномерно распределены в породе, или сконцентрированы в зальбандах жил в виде правильных оторочек. Эвдиалитовые и эвдиалит-эгириновые жилки горы Поачвумчорр сложены округлыми зернами этого минерала размером 0.5×0.8 см.

Цвет минерала розовый, малиновый, розово-красный с фиолетовым и желтоватым оттенками. Розовый цвет характерен для эвдиалита пегматитов, розово-красный — для акцессорного эвдиалита всех обогащенных апатитом пород, фиолетовый оттенок типичен для эвдиалита эвдиалитовых и эвдиалит-эгириновых жилок (гора Поачвумчорр), а желтоватый — для эвдиалита луявритовых жил.

Блеск минерала стеклянный, в тонких осколках он полупрозрачен, твердость 5—5.5, удельный вес 2.84—2.87 (минимальный удельный вес установлен у эвдиалита из луявритовой жилы), спайность по (0001) и (10$\bar{1}$0).

Показатели преломления и двупреломления эвдиалита варьируют. Так, по показателям преломления отличаются эвдиалит из пегматита уртитового состава ($n_0 = 1.604$, $n_e = 1.603$), эвдиалит из апатито-нефелиновой породы ($n_0 = 1.606$, $n_e = 1.603$), эвдиалит из луявритовой жилы ($n_0 = 1.612$, $n_e = 1.602$) и эвдиалит из эвдиалитовой жилки на горе Поачвумчорр ($n_0 = 1.607$, $n_e = 1.600$). В апатито-полевошпато-нефелиновой породе горы Поачвумчорр встречались зерна эвдиалита с аномальным двупреломлением.

В пегматитах и эвдиалитовых жилках горы Поачвумчорр зерна эвдиалита иногда имеют концентрическое зональное строение, отдельные зоны характеризуются различным двупреломлением.

Эвдиалит из пород, обогащенных апатитом, не изучен. Все имеющиеся химические анализы относятся к эвдиалиту из пегматитов и жильных образований в апатито-нефелиновых породах (табл. 56). На предполагаемую кристаллохимическую формулу эвдиалита приводимые анализы рассчитываются плохо.

Таблица 56

Химические анализы эвдиалита (в вес. %)

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO_2	50.46	50.14	BaO	0.47	—
TiO_2	0.37	0.46	ΣTR_2O_3	—	0.37
Al_2O_3	0.08	0.07	$\Sigma(Ta, Nb)_2O_5$	0.11	0.11
Fe_2O_3	0.57	0.50	Ce_2O_3	0.28	—
FeO	5.96	5.32	P_2O_5	0.06	—
MnO	0.58	0.60	H_2O^-	0.04	0.12
MgO	0.17	0.24	H_2O^+	2.39	1.07
CaO	12.18	11.18	Cl	1.71	1.82
Na_2O	12.20	14.06	S	0.04	0.04
K_2O	0.82	1.39			
ZrO_2	11.85	11.83			
SrO	0.28	0.47	Сумма	100.62	99.79
			$-O=Cl_2$	0.38	0.41
			Сумма	100.24	99.38

Примечание. 1 — эвдиалит из эгирино-полевошпатового пегматита в полосчатых апатито-нефелиновых породах, гора Расвумчорр, аналитик З. И. Горощенко (Курбатов, Михайлова, 1954); 2 — эвдиалит из луявритовой жилы в апатито-нефелиновом теле, гора Юкспор, аналитик З. И. Горощенко (данные авторов).

В эвдиалитах различных пород обнаружены слабые линии Hf, Y, Zn и следы Cr, Ni, Cu, La, Ce, Mo, Be, Sn, Pb, иногда Rb.

Имеющийся материал не позволяет сделать определенного заключения о времени образования эвдиалита по сравнению с другими минералами. Форма и размер его зерен, цвет и показатели преломления в значительной степени типоморфны для различных геологических образований района апатитовых пород. Возможно, что эвдиалит пород, в том числе и жильных, и эвдиалит пегматитов и эвдиалитовых жилок различен по генезису. В эндогенных условиях в Хибинах эвдиалит замещается катаплеитом, но в пределах апатитовых месторождений катаплеит не встречен. В процессе гипергенеза эвдиалит разлагается с выносом щелочей и железа и замещается цирфеситом. Иногда по эвдиалиту развивается бурый землистый агрегат с заметным содержанием марганца и точно не определенный цеолит.

Ломоносовит и мурманит

$Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot Na_3PO_4$ и $Na_2Ti_2Si_2O_9 \cdot H_2O$

Триклинная сингония

Ломоносовит и мурманит — антагонисты апатита и в обогащенных апатитом породах отсутствуют. Встречались они в пегматитах ийолитового состава вблизи Юкспорского и Расвумчоррского апатитовых месторождений. Детальное исследование условий нахождения этих минералов показало, что там, где в пегматите встречаются крупные пластинчатые индивиды мурманита и ломоносовита, апатит отсутствует совершенно. В некоторых случаях в тех же пегматитах встречается виллиомит, но как более поздний минерал, образующий мелкие прожилковые скопления.

Апатит — характерный акцессор хибинского комплекса пород. Ломоносовит в хибинских породах крайне редок, единичные зерна его встречались непосредственно в породах только около пегматитов с ломоносовитом и мурманитом.

Продукты поздних этапов минералообразования

Тонкие полиминеральные агрегаты

При рассмотрении минералов поздних этапов минералообразования прежде всего необходимо остановиться на тонких полиминеральных агрегатах, изучение которых представляет особую сложность. Тонкие полиминеральные псевдоморфозы по нефелину получили специальное название — шпреуштейны. Долгое время они изучались как один минеральный вид. Очень тонкая структура и различный химический состав шпреуштейнов послужили основанием для их специального выделения и характеристики.

Не меньшую трудность в расшифровке представляют и тонковолокнистые зональные келифитовые каймы вокруг минеральных зерен — кородиты (венцовые структуры). Строение и состав различных коронитов представляет несомненный геохимический интерес.

Коронiты

Кородиты встречаются в пегматоидных участках апатитсодержащих пород, около наиболее поздних эндогенных жилок метасоматического типа, а также в центральных участках некоторых пегматитов, распространенных в апатитовых телах.

Наиболее известен астрофиллитовый коронит вокруг эннгматита. В пегматитах такой коронит иногда имеет грубую структуру; иголочки астрофиллита, как и у всех коронитов, располагаются перпендикулярно к границам эннгматита. Однако чаще встречаются тонкие астрофиллитовые кородиты, в которых отдельные волокна едва различимы под микроскопом при больших увеличениях. Внешние зоны астрофиллитовых коронитов состоят из волокон астрофиллита и эгирина, реже — только эгирина.

Вокруг пластинчатых индивидов ильменита в пегматитах и эпигенетических жилах развивается сфеновый коронит. Волокнистый сфен, слагающий центральную зону такого коронита, имеет бледно-розовый цвет. Он легко определяется оптическим путем и спектральными анализами. Во внешних зонах сфенового коронита появляются отдельные тонкие иголочки очень густоокрашенного эгирина. Ширина сфенового коронита не превышает 5 мм.

М. Д. Дорфман назвал коронитами правильные чешуйчатые лепидомелановые каемки вокруг эгирина. Мелкие (0.02—0.1 мм) чешуйки лепидомелана располагаются в таких каймах закономерно, их ребра направлены в сторону замещаемого зерна эгирина. Лепидомелан в таких каемках сопровождается небольшим количеством магнетита, а во внешней зоне коронита появляются отдельные игольчатые зерна эгирина.

Сравнительно часто можно наблюдать очень тонковолокнистые амфиболо-пектолитовые кородиты с лепидомеланом вокруг эгирин-авгита (рис. 78). Определить волокнистый амфибол оптическими методами невозможно. Его принадлежность к амфиболу доказывается только на основании рентгеновского анализа (табл. 57), причем, поскольку минерал тонковолокнистый, установить, к какому именно типу амфибола он относится, трудно. Амфибол в коронитах по эгирин-авгиту слагает основную внутреннюю зону; в образцах он зеленовато-серый, в шлифах почти совершенно бесцветный или бледно-зеленый. С удалением от зерна эгирин-авгита волокна амфибола переплетаются с волокнами пектолита. В центральной зоне коронита амфибол исчезает, остается пектолит и очень яркоокрашенный тонкочешуйчатый лепидомелан. Наличие этих минералов подтверждается порошкограммой центральной зоны келифитовой каймы (табл. 58). Очень узкая внешняя зона коронита вокруг эгирин-авгита це-

ликом сложена мелкочешуйчатым лепидомеланом. Общая ширина коронитов вокруг эгирин-авгита достигает 1.5—2 см.

Закономерное изменение состава келифитовых кайм вокруг эгирин-авгита подтвердилось спектральными анализами трех зон с оценкой интенсивности линий отдельных элементов микрофотометром МФ-2.

Рис. 78. Коронит вокруг эгирин-авгита.

Внутренняя зона — волокнистый амфибол (*1*), центральная — пектолит и лепидомелан (*2*), внешняя — лепидомелан (*3*). Шлиф, без анализатора, увел. 5.

В 1959 г. в пегматите среди апатито-нефелиновых пород горы Куэльпор М. Н. Соколовой был обнаружен рамзаито-пектолитовый коронит вокруг таблитчатого сфена. Такие келифитовые каймы зональны: внутренние зоны сложены рамзаитом с примесью лампрофиллита, внешние — пектолитом с отдельными иголочками эгирина (рис. 79), общая ширина их достигает 0.3—10 мм. Цвет рамзаито-пектолитового коронита буровато-коричневый, светлее сфена. Границы между зонами резкие; рамзаит представлен удлиненными призматическими индивидами, между которыми располагаются неправильные таблицы лампрофиллита. Пектолит волокнистый (рис. 79).

Наблюдения за коронитами показали, что они развиваются независимо от того, с каким минералом граничат ильменит, сфен, пироксены и энигматит. Чаще всего келифитовые каймы возникают на границе этих минералов с нефелином или полевым шпатом, но иногда они образуются

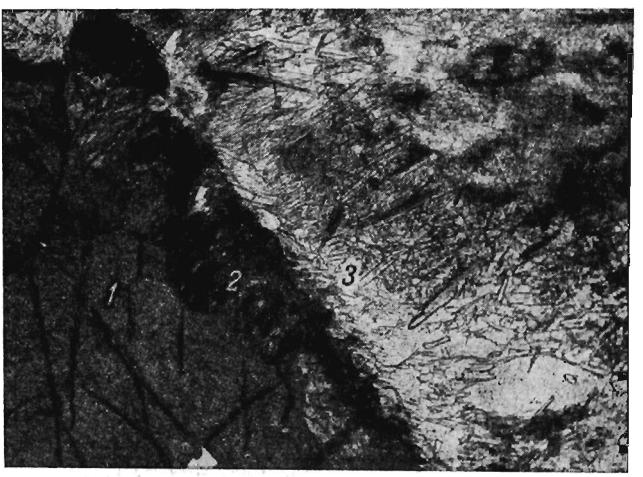


Рис. 79. Коронит вокруг сфена (*1*).

Внутренняя зона — рамзаит (*2*), внешняя зона — пектолит (*3*). Шлиф, без анализатора, увел. 15.

на границе пироксена и сфена, ильменита и пироксена, энигматита и амфибола. Зерна других минералов, граничащие с зерном, по которому

Таблица 57

Межплоскостные расстояния крайней внутренней зоны коронита по эгирин-авгиту

Коронит		Роговая обманка (Михеев, 1957)		Коронит		Роговая обманка (Михеев, 1957)	
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
6	3.31	4	3.30	10	1.456	10	1.436
8	3.19	9	3.15	4	1.380		
4	(2.98)	5	2.970	3	1.368	7	1.361
10	2.723	10	2.711	3	1.349		
8	2.596	6	2.595	1	1.337	8	1.334
						5	1.309
8	2.546	8	2.539	4	1.293	8	1.290
8	2.362	6	2.326	1	1.280	2	1.276
9	2.292	2	2.282	2	1.211	1	1.217
10	2.173	8	2.155	2	1.204	6	(1.195)
3	2.034	4	2.036	1	1.177		
3	1.926	1	1.947	3	1.098	1	1.093
1	1.892	1	1.893	2	1.084		
1	1.803	3	1.803	10	1.057	8	1.079
8	1.666	8	1.645	8	1.047	10	1.049
6	1.616	1	1.607	4	1.038	8	1.035
2	1.577	8	1.574	4	1.026		
2	1.549			3	1.002		
2	1.517	5	1.529	2	0.994		
1	1.503	9	1.504				
2	1.485	2	(1.469)				

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен Е. П. Германовым. В таблице подчеркнуты наиболее характерные отражения.

развивается коронит, чаще всего не несут следов интенсивного изменения, границы их четкие. Только по нефелину на границе с коронитами иногда в заметном количестве развивается калиевая гидрослюда.

Все перечисленные выше факты свидетельствуют о том, что в образовании коронитов решающую роль играл процесс не биметасоматического типа, а главным образом обмен между составом твердой и жидкой (газообразной) фаз.

Все кориниты встречаются в одинаковых условиях. Не исключено, что они являются результатом одного и того же процесса. Общее изменение составов при образовании коронитов можно представить, используя химические формулы минералов:

$$FeTiO_3 \rightarrow CaTiSiO_5,$$
$$Ca(Fe,\ Mg)Si_2O_6 \rightarrow (Na,\ Ca)_3(Fe'',\ Mg)_4(Fe''',\ Al)Si_8O_{22}(OH,\ F)_2 \rightarrow$$
$$\rightarrow (Na,\ Ca)_3(Al,\ Si)_3O_8(OH) \rightarrow K_2Fe_5Al_3Si_6O_{20}(F,\ OH)_4,$$
$$CaTi(SiO_4)O \rightarrow Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3 \rightarrow HNaCaSi_3O_9,$$
$$NaFeSi_2O_6 \rightarrow K_2Fe_5Al_3Si_6O_{20}(F,\ OH)_4.$$
$$Na_4Fe_9Fe_2Ti_2(Si_2O_7)_6 \rightarrow K_2(Fe'',\ Mg)_3Ti(Si,\ Al)_4(O,\ OH,\ F)_{15} \rightarrow NaFeSi_2O_6.$$

Сопоставление всех рядов замещений показывает, что при образовании коронитов сильные основания вытесняют более слабые: K→Na→Ca.

Вытесняемое основание в некоторых случаях оказывается во внешних зонах коронита (рамзаито-пектолитовый, астрофиллито-эгириновый кориниты). В составе келифитовых кайм, кроме того, повышается роль фтора, гидроксила, кремния и в меньшей степени алюминия.

Таблица 58

Сравнение межплоскостных расстояний центральной зоны коронита вокруг эгирин-авгита с межплоскостными расстояниями хибинского лепидомелана и тонковолокнистого пектолита

Центральная зона коронита		Лепидомелан		Тонковолокнистый пектолит	
интенсивность	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	интенсивность	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	интенсивность	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
4	3.71	4	3.724	1	3.720
10р	3.36	10	3.36	10	3.249
4р	2.92	4	2.931	2	2.96
1	2.787			2	2.783
1	2.715			6	2.723
4	2.644	9	2.646		
3	2.525	1	2.516	2	2.525
4	2.453	9	2.455		
1	2.284			7	2.288
4	2.187	8	2.201	8	2.158
8	2.017	8	2.011	7	1.990
1	1.928			2	1.935
2	1.856			3	1.865
1	1.750			7	1.765
2	1.707			5	1.707
9	1.684	2	1.689		
9	1.546	10	1.550	7	1.545
1	1.509			4	1.508
1	1.484			4	1.482
2	1.443			6	1.456
8	1.371	6	1.367	4	1.366
		2	1.335	1	1.313
2	1.318	1	1.318	1	1.310
2	1.264			3	1.261
1	1.206			3	1.195
1	1.181			1	1.181
3	1.123				
2	1.092			6	1.099
4	1.069			5	1.078
4	1.055				
2р	1.025				

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_{К} = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.3$ мм; р — размытая линия. Расчет произведен Е. П. Германовым. В таблице подчеркнуты особенно характерные отражения.

Шпреуштейны

При изучении апатито-нефелиновых и вмещающих их пород Хибинского массива ряд исследователей указывал на широкое развитие так называемого шпреуштейна. По В. Бреггеру, это вторичные продукты, развивающиеся в виде мелкоагрегатных масс по различным фельдшпатоидам. Установлено, что в Хибинах образования типа шпреуштейна связаны: 1) с зонами повышенной трещиноватости пород, т. е. с зонами развития гипергенных процессов (Дорфман, 1962), 2) с поздними эндогенными жилками—кальцитовыми, натролитовыми, канкринитовыми и др., 3) с поздними жильными породами — жилами нефелиновых сиенитов, тингуаитов и

мончикитов и 4) с приконтактовыми зонами апатито-нефелиновых тел.

А. Н. Лабунцов (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937) различает две генерации шпреуштейна. Шпреуштейн I образуется, по его мнению, при гидратации нефелина и состоит из гидронефелита и натролита. При дальнейшем изменении гидронефелита в конечном счете возникает шпреуштейн II, состоящий в основном из натролита, пронизанного мельчайшими выделениями гидраргиллита, анальцима, эгирина и т. д. Шпреуштейны I и II часто встречаются вместе.

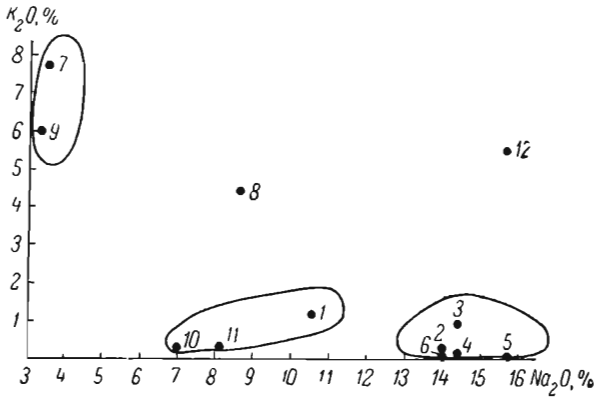


Рис. 80. Группы шпреуштейновых образований, выделяющиеся по химическому составу.

Цифры на графике — номера анализов, помещенных в табл. 62, *2—6* — натриевые шпреуштейны; *7—9* — калиевые шпреуштейны; *1*, *10*, *11* — кальциевые шпреуштейны; *12* — средний химический состав хибинского нефелина.

П. Н. Чирвинский (1939) понимает под шпреуштейном смесь натролита, серицита и гидраргиллита; к этой же группе он относит ранит — шпреуштейн, обогащенный кальцием.

Можно привести еще целый ряд самых различных мнений. В результате в настоящее время сведения о составе шпреуштейнов весьма противоречивы: можно насчитать около 25 минералов, которые, по мнению различных исследователей, являются определяющими в составе хибинских шпреуштейнов.

Определенный практический интерес представляют тонкоагрегатные псевдоморфозы по нефелину, широко распространенные в пределах апатито-нефелиновых тел.

На рис. 80 и в табл. 59 приведены основные данные о химическом составе шпреуштейнов Хибин и родственных им щелочных массивов, а также средний состав хибинского нефелина (Бонштедт и Щербина, 1933). По химическому составу, как видно из табл. 62, намечаются три группы шпреуштейнов.

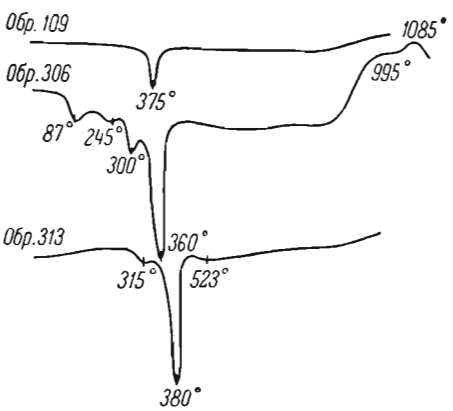


Рис. 81. Дифференциальные кривые нагревания натролитовых шпреуштейнов.

Натролитовый шпреуштейн (он же натриевый, анализы 2—6) встречается около жилок цеолитов (натролита), у контактов с дайковыми породами и апатито-нефелиновыми телами (горы Поачвумчорр и Куэльпор). Макроскопически это розовые и желтовато-розовые плотные образования, состоящие в основном из натролита, участков неизмененного нефелина и небольшой примеси монтмориллонита и гидроокислов алюминия. Эндотермические остановки на кривых нагревания образцов (рис. 81) при температурах 360, 375 и 380° соответствуют обезвоживанию натролита, эндоэффекты при температурах 300 и 315° связаны с водой гиббсита; менее четкие температурные эффекты на вышеуказанных кривых связаны с примесью монтмориллонита и гидрогётита.

Таблица 59

Химические анализы шпреуштейнов (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	49.39	39.42	47.47	41.63	46.84	46.54	46.15	43.72	43.35	36.31	38.35	43.11
TiO_2	1.91	—	—	—	—	—	—	0.45	0.12	—	—	0.01
Al_2O_3	21.83	27.45	26.97	31.82	27.34	18.94	37.78	31.99	32.32	33.37	31.49	33.32
Fe_2O_3	3.37	0.49	1.25	0.50	—	7.49	1.85	1.70	3.92	0.15	0.35	0.56
FeO	1.76	—	—	—	—	2.40	—	0.45	0.35	—	—	0.04
CaO	4.46	0.08	1.31	0.08	—	—	1.09	1.00	3.04	6.62	6.29	0.58
MgO	—	0.06	—	0.06	—	—	0.45	0.21	0.79	0.08	0.08	0.05
Na_2O	10.60	14.01	14.44	14.39	15.69	14.04	3.49	8.67	3.31	6.98	8.14	15.76
K_2O	1.21	0.29	0.96	0.13	—	—	7.79	4.37	5.94	0.03	0.35	5.52
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	7.22	—	13.83	12.24	—
H_2O^-	6.16	13.78	9.99	11.46	11.20	9.37	4.59	0.14	0.76	3.25	3.25	0.63
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0.12	6.04	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—
Сумма	100.69	95.58	102.39	100.07	101.07	98.78	103.19	100.06	99.94	100.62	100.54	99.88

Примечание. 1 — ранит, Хибины (Чирвинский, 1939); 2 — шпреуштейн Лангезундфиорд, Норвегия (Doelter, 1929); 3 — средний состав шпреуштейна, вычисленный из 81 анализа К. Хинце (Никитин, 1949); 4 — серый шпреуштейн, Норвегия (Doelter, 1929); 5 — палеонатролит, Бревик (Doelter, 1929); 6 — шпреуштейн, Бревик (Doelter, 1929); 7 — шпреуштейн из апатито-нефелиновой породы, гора Кукисвумчорр (Никитин, 1949); 8, 9 — шпреуштейн из апатито-нефелиновых пород, гора Расвумчорр (Курбатов, Михайлова, 1954); 10, 11—шпреуштейн (бревицит) из копей 115 и 117, Ильменские горы (Никитин, 1949); 12 — средний состав хибинского нефелина (Бонштедт и Щербина, 1933),

Глинисто-гидрослюдистый шпреуштейн (калиевый, анализы 7—9) очень широко распространен в Хибинах. Особенно много его в пределах так называемых разрушенных зон гор Юкспор, Расвумчорр, Коашва, плато Расвумчорр. Встречается он как на дневной поверхности (горизонт + 730 м карьера горы Расвумчорр), так и на значительной глубине (скв. 168 в долине р. Тульи, глубина 600 м).

По внешнему виду эти образования очень разнообразны: плотные и рыхлые, бурые, красноватые и зеленовато-серые, жирные на ощупь и с землистым сложением, образующие полные псевдоморфозы по нефелину. Ведущим минералом в псевдоморфозах является гидрослюда. По М. Д. Дорфману (1962), прогрессирующий процесс гипергенеза ведет к изменению состава гидрослюд, которое выражается как в изменении их физических (цвет, твердость, оптика), так и химических свойств.

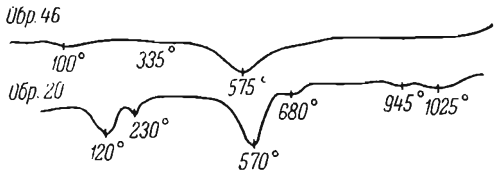


Рис. 82. Дифференциальные кривые нагревания глинисто-гидрослюдистых шпреуштейнов.

Термическое исследование глинисто-гидрослюдистых шпреуштейнов Хибин показало, что в состав глинистой части, кроме монтмориллонита и бейделлита, отмеченных М. Д. Дорфманом, входит минерал, показывающий явные каолинитовые теплоэффекты (эндоэффект при 560° и экзоэффект при 1000—1010°). Дифференциальные кривые нагревания некоторых глинисто-гидрослюдистых шпреуштейнов приведены на рис. 82. Глинисто-гидрослюдистые шпреуштейны являются, по-видимому, тонким агрегатом серии смешанно-слоистых минералов.

Кальцитовый шпреуштейн (кальциевый, анализы 10, 11) встречается редко. В Хибинах впервые он был отмечен П. Н. Чирвинским без указания геологических условий нахождения (1939). На горе Кукисвумчорр в апатито-нефелиновой породе, вблизи контакта ее с породами кровли, нами был взят образец, в котором нефелин замещен серовато-черной землистой массой. Под микроскопом в ней можно различить отдельные редкие зерна кальцита, заключенные в монтмориллоните. Термический анализ подтвердил присутствие этих минералов (рис. 83).

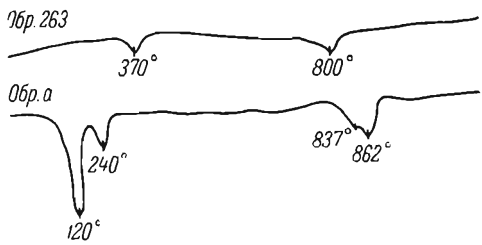


Рис. 83. Дифференциальные кривые нагревания кальцитовых шпреуштейнов.

Геологическая приуроченность натролитового и кальцитового шпреуштейна к гидротермальным прожилкам и контактам с дайковыми породами позволяет говорить о его эндогенном происхождении. Основываясь на находках глинисто-гидрослюдистых шпреуштейновых образований в зонах гипергенного изменения горных пород Хибинского массива, а также на их минеральном составе, авторы, как и М. Д. Дорфман, считают гипергенные условия наиболее вероятными для возникновения таких тонкозернистых агрегатов.

Астрофиллит

$(Na, K)_2(Fe, Mg)_3TiSi_4O_{13}(OH, F)_2$

Моноклинная сингония

Астрофиллит в значительном количестве содержится только во вмещающих рисчорритах (астрофиллитовые разности, гора Юкспор). В обогащенных апатитом породах он редок, встречается в ассоциации с зеленым волокнистым эгирином (наиболее поздние эндогенные жилки, измененные луявритовые жилы, различные пегматиты), реже — в виде самостоятельных

Рис. 84. Выделения волокнистого астрофиллита (*темное*) и волокна пектолита в полевом шпате (*светлое*). Шлиф, без анализатора, увел. 20.

спутанно-волокнистых агрегатов. Астрофиллит слагает внутреннюю зону келифитовых кайм (корониты) вокруг энигматита. Иногда он развивается в полевом шпате одновременно с замещением этого минерала пектолитом (рис. 84).

Астрофиллит в рисчорритах представлен узкими, сильно удлиненными пластинчатыми индивидами, в зоне апатитовых пород он обычно тонкоигольчатый или волокнистый и чаще всего образует спутанно-волокнистые (рис. 84) или метельчатые агрегаты.

Физические свойства пластинчатого, игольчатого и волокнистого астрофиллитов несколько различны. В отличие от золотисто-бурого пластинчатого астрофиллита игольчатый астрофиллит более светлый, соломенно-желтый. У игольчатого и волокнистого астрофиллита меньше двупреломление (0.035 вместо 0.050), почти прямое угасание (0°—0°30′), менее резкий плеохроизм.

Твердость у всех разновидностей астрофиллита около 3, удельный вес 3.30; в пламени паяльной трубки минерал легко сплавляется в черный магнитный шарик, хорошо растворяется в HCl. Показатели преломления у астрофиллита из рисчоррита и из поздних эндогенных образований близкие: $n_g = 1.740—1.735$, $n_m = 1.710—1.705$, $n_p = 1.700—1.691$ (± 0.004); $2V = +68—75°$, плеохроирует в желтоватых и оранжевых тонах.

По данным химического анализа (аналитик З. И. Горощенко), в астрофиллите из пегматита в апатито-нефелиновых породах горы Кукисвум-

Рис. 85. Тонкие одновременно гаснущие волокна пектолита в полевом шпате. Шлиф, без анализатора, увел. 40.

чорр содержится (в вес. %): SiO_2 — 38.27, TiO — 13.49, Al_2O_3 — 0.35, Fe_2O_3 — 3.73, FeO — 18.82, MnO — 2.49, MgO — 5.27, CaO — 1.03,

Таблица 60

Межплоскостные расстояния астрофиллита

Интенсивность	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
2р	4.709	4	1.586
4р	4.348	4	1.567
1	3.956	4	1.546
6	3.819	4р	1.519
3	3.551	2	1.462
10	3.391	7	1.401
5	3.090	4р	1.376
5	2.884	4р	1.333
6	2.764	2р	1.299
3	2.631	1р	1.234
10	2.556	4	1.184
4	2.541	4	1.136
3	2.368	1	1.117
5	2.263	4	1.097
4	2.193	3	1.087
2	2.013	3	1.069
2	1.918	2	1.059
3	1.901	2	1.039
1р	1.868	3	1.022
7	1.727	3	1.012
4	1.697	2	1.001
4	1.654	6	0.9955
1	1.637	2	0.9905

Примечание. *Условия съемки:* Fe-излучение, $Д_К = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.3$ мм, р — размытая линия. Расчет произведен А. П. Денисовым.

Na_2O — 4.48, K_2O — 7.35, H_2O^- — 0.90, H_2O^+ — 3.60, SrO — 0.07, F — 0.36%.

Анализировавшийся волокнистый астрофиллит образует в этом пегматите спутанно-волокнистый мономинеральный агрегат, располагающийся в виде желваков размером от 1×2 до 10×20 см среди полевого шпата и пектолита. Химический анализ астрофиллита рассчитывается на теоретическую структурную формулу

$$(K_{0.96}Na_{0.90}Ca_{0.12})_{1.98}(Fe''_{1.62}Mg_{0.80}Fe'''_{0.28}Mn_{0.22})_{2.92}Ti_{1.04}(Si_{3.96}Al_{0.04})_4O_{13} \times \times [O_{0.18}(OH)_{1.24}F_{0.58}]_2.$$

Согласно спектральным анализам, игольчатый астрофиллит менее марганцовистый, содержит несколько больше Nb и Ba (слабые линии). В целом спектральные анализы всех образцов астрофиллита свидетельствуют об обычном для Хибин химическом составе этого минерала: сильные линии — Ti, Fe, Si, Na и K, средние линии — Mn, Mg, Al и Sr, слабые линии и следы — Nb, V, Cu, Be и Ba.

Межплоскостные расстояния анализировавшегося астрофиллита приведены в табл. 60.

Астрофиллит возник на поздних стадиях эндогенных процессов минералообразования, в частности он является продуктом метасоматического замещения эгирина. В экзогенных условиях по астрофиллиту развивается анатазовый лейкоксен в смеси с гидроокислами железа.

Рамзаит

$Na_2Ti_2(Si_2O_6)O_3$

Ромбическая сингония

Рамзаит в пределах апатитовых тел встречен только в пегматите в виде коронита по сфену (см. короните). Представлен он сильно удлиненными призматическими зернами размером 0.02×0.3 мм. В шлифах отличается плеохроизмом в светло-оранжевых тонах, резко различным двупреломлением в различных сечениях, очень высоким рельефом.

Пектолит

$(Na, Ca)_3(Al, Si)_3O_8(OH)$

Моноклинная сингония

В районе развития апатито-нефелиновых пород минерал встречается редко. Тонкие прожилки натролита с пектолитом наблюдались в цементе апатитовой брекчии и в среднезернистом ийолите; мощность прожилков 0.4—1 см. На горе Юкспор известна мономинеральная пектолитовая жилка, на горе Ньорпахк — пектолитовая жилка с флюоритом. В пегматитах и жильных луявритах пектолит замещает зеленый амазонитовидный микроклин, развиваясь вдоль его спайности. Изредка в пегматоидных участках пород этот минерал ассоциирует с черным призматическим эгирином или участвует в составе коронитов, развивающихся по эгирин-авгиту и сфену (см. короните).

Во всех наблюдавшихся случаях пектолит образует тонкие параллельно-волокнистые агрегаты. В прожилке с натролитом на горе Куэльпор встречены лучистые агрегаты пектолита слабо-желтоватого цвета размером 1—1.5 см.

Минерал полупрозрачен, белого цвета, твердость 5, хрупкий.

В шлифах пектолит бесцветен, гаснет прямо, имеет положительное удлинение. $n'_g = 1.635—1.638$, $n'_p = 1.600—1.603$, n_m замерить не удалось, $n'_g - n'_p = 0.035$, $2V = +50°$.

Особенностью пектолита, развивающегося по полевому шпату, является то, что отдельные разобщенные волокна его, ориентированные по спайности микроклина, гаснут одновременно (рис. 85).

Спектральный анализ пектолита свидетельствует о типичном для этого минерала химическом составе; в пектолите из почти мономинеральной пектолитовой жилки в апатито-нефелиновой породе на горе Юкспор установлено повышенное содержание элементов группы лантана.

Рис. 86. Апатито-нефелиновая порода. Крупное зерно содалита с включениями апатита в краевой части. Шлиф, без анализатора, увел. 40.

По мнению Е. Е. Костылевой (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), пектолит — минерал пневматолитический. Часто метасоматически замещает полевой шпат (Солодовникова, 1959).

Содалит (гакманит)

$Na_8[AlSiO_4]_6(Cl, S)_2$

Кубическая сингония

Содалит часто встречается в апатито-нефелиновых и вмещающих их породах. По характеру выделений в различных геологических образованиях можно различить следующие разновидности минерала.

Содалит пегматитов, встречающихся в апатитовых породах, ийолитах и рисчорритах. Содержание его иногда достигает 20%. Содалит образует значительные обособления (до 15 см в поперечнике) крупных идиоморфных зерен гексагональной формы; он почти не изменен, содержит игольчатые включения эгирин-авгита. Ассоциирует с нефелином, зеленым микроклином, эгирином и ламprofиллитом.

Содалит пород ийолит-уртитового комплекса, рисчорритов, апатито-нефелиновых тел, реже — пегматитов. Содержание его повсеместно не превышает 1.5—2%. Формы выделения — ксеноморфные. Эта разновидность минерала образует псевдоморфозы по нефелину, замещая его с краев

и по трещинам спайности. Наблюдается парагенезис содалита с канкринитом и натролитом. Выделения содалита имеют размер 1—2 мм, нередко включают зерна апатита (рис. 86).

Содалит, слагающий маломощные жилки, встречен в двух случаях в массивном ийолите вблизи апатито-нефелиновой породы. Мощность жилок 2—4 см; кроме содалита, являющегося преобладающим минералом, присутствуют уссингит, натролит и эгирин. Форма выделений содалита — мелкие изометричные гексагональные зерна размером 1—5 мм, с краев замещающиеся уссингитом и натролитом.

Содалит в свежем сколе имеет розовую или малиновую окраску, которая при дневном освещении исчезает. В ультрафиолетовых лучах яркая окраска минерала восстанавливается, но с трудом.

Д. Б. Медвидом (Medved, 1954) экспериментально установлено, что яркая окраска содалита обусловлена не присутствием серы, а дефектами кристаллической решетки (F-центрами); этим же объясняется и ярко-оранжевое свечение хибинского гакманита в ультрафиолетовых лучах, весьма характерное для всех его разновидностей.

После обесцвечивания цвет минерала серый, различных оттенков. Блеск жирный в изломе, на плоскостях спайности — стеклянный. Излом неровный или раковистый. Спайность совершенная в одном направлении, по (110). Удельный вес 2.357—2.21. Минерал изотропный, n=1.485—1.487.

Результаты химических анализов содалита, встреченного среди апатито-нефелиновых пород, приведены в табл. 61. В боковой цепи рассма-

Таблица 61

Химические анализы содалита (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	37.67	38.34	37.11	38.30
TiO_2	0.06	0.07	—	0.02
Al_2O_3	30.74	30.68	31.11	30.36
Fe_2O_3	1.09	—	1.08	0.24
FeO	—	0.70	0.43	0.37
MnO	—	—	—	0.01
Na_2O	23.19	24.23	24.12	23.45
K_2O	1.99	0.77	0.25	0.33
P_2O_5	0.16	—	—	—
H_2O^+	—	Не опр.	—	2.14
H_2O^-	0.39	0.30	—	0.45
П. п. п.	—	—	0.24	—
Cl	5.33	6.01	6.92	5.66
S	0.29	0.50	0.77	0.33
Сумма	100.91	101.60	102.03	101.66
$O=SO+Cl_2$	1.34	1.57	1.95	1.45
Сумма	99.57	100.03	100.08	100.21

Примечание. 1 — контактная порода, гора Кукисвумчорр, аналитик З. И. Горощенко (Курбатов, Михайлова, 1954); 2 — меланократовая часть апатито-нефелиновой породы, скв. 86, гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая (Курбатов, Михайлова, 1954); 3 — пегматит в апатито-нефелиновой породе, гора Юкспор, аналитик Е. И. Кульчицкая (Дорфман, 1962); 4 — пегматит в апатито-нефелиновой породе, гора Куэльпор, коллекция авторов, аналитик В. В. Астафьева.

триваемого минерала основным анионом является Cl^{1-}. Все проанализированные содалиты мало отличаются между собой, лишь в содалите из пегматита горы Юкспор несколько повышено содержание хлора и серы.

Спектральным анализом в содалите обнаружены средние линии Sr, Ba, V, Cu и следы Be, Ga и Zr.

Рассматриваемый минерал легко растворяется в HCl с выделением H_2S.

М. Д. Дорфман проводил опыты по выщелачиванию хибинского содалита в дистиллированной воде. Им установлено, что при температуре 18° С в воду из минерала легко переходит Na^{1+}, S^{2-} и Cl^{1-}.

Рис. 87. Тонкозернистый агрегат канкринита, развившийся по нефелину апатито-нефелиновой породы. Шлиф, с анализатором, увел. 38.

В табл. 62 приведены межплоскостные расстояния содалита: $a_0 = 8.866 \pm \pm 0.002$ Å.

Содалит в пределах апатито-нефелиновых и сопровождающих их пород образуется, по-видимому, в результате: 1) самостоятельной кристаллизации и 2) замещения других минералов.

Под влиянием гидротермальных процессов содалит переходит в натролит и уссингит; по содалиту развивается также бергманит — смесь натролита с диаспором и гидраргиллитом. В гипергенных условиях он разлагается с образованием гидрослюдистых и глинистых минералов.

Канкринит

$Na_6Ca[Al_6Si_6O_{24}](CO_3, SO_4) \cdot 3H_2O$

Гексагональная сингония

В апатито-нефелиновых телах канкринит был впервые отмечен С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954) на горе Расвумчорр. При изучении других месторождений было установлено широкое развитие канкринита как в самих апатито-нефелиновых телах, так и во вмещающих их породах — йолитах, уртитах и рисчорритах. Содержание его в обогащенных апатитом породах колеблется от 0 до 4%. В рисчорритах и йолит-уртитах канкринит встречается реже. В пегматитах и эпигенетических

Таблица 62

Расчет порошкограммы содалита из пегматита в апатито-нефелиновой породе

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl	Ребро ячейки	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl	Ребро ячейки
6	6.3			8	1.337	622	8.868
4	4.47			8	1.307	631	8.864
10	3.62	211	8.860	8	1.280	444	8.868
1	3.21			2	1.230		
1	2.98			10ш	1.207	721, 638	8.869
8	2.805	310	8.869	4	1.165		
9	2.559	222	8.864	8	1.127		
9	2.368			6	1.093		
1	2.212			6	1.076		
10	2.087			1	1.068		
6	1.980			2	1.061		
6	1.886			2	1.055		
6	1.804			2	1.046		
6ш	1.734			2	1.031		
4	1.618	521	8.862	8	1.017	662	8.866
10	1.567	440	8.864	1	1.008		
9	1.521	530, 433	8.869	7	1.004	752	8.866
10	1.478	600, 442	8.868	1	0.9995		
10	1.438	611, 532	8.864	9	0.9916	840	8.869
1	1.403			6	0.9793	833, 910	8.868
8	1.368	541	8.864				

Примечание. *Условия съемки:* Fe-излучение, $Д_к = 66$ мм, $Д_{обр.} = 0.3$ мм; ш — широкая линия. Расчет произведен Е. П. Германовым.

жилах нередко можно встретить значительные концентрации этого минерала; канкринит — типичный минерал поздних эндогенных жилок.

В апатито-нефелиновых и вмещающих их породах можно выделить три основные формы распространения канкринита.

1. Отдельные правильные зерна канкринита в трахитоидных ийолитах, массивных ийолит-уртитах, ийолитах, насыщенных призматическим сфеном (гора Куэльпор; гора Суолуайв, канава 136; гора Ньорпахк, скв. 181 и 187). В бедных апатито-нефелиновых породах сетчатой текстуры также встречались единичные зерна идиоморфного канкринита. Правильные зерна этого минерала иногда образуют скопления торцовой структуры. Размер зерен этой разновидности канкринита от 0.2—0.3 мм до 1—2 мм. Зерна, расположенные рядом друг с другом, по форме приближаются к гексагональной призме; зерна, примыкающие к другим минералам, обычно имеют форму искаженной гексагональной призмы.

Во всех случаях идиоморфный канкринит ассоциирует с нефелином или полевым шпатом при непременном наличии в породе кальцийсодержащих минералов: сфена и апатита (особенно призматического сфена или тонкоигольчатого апатита).

2. Псевдоморфозы по нефелину встречаются в апатито-нефелиновой породе (линзочки мелкозернистого ийолита в линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породе), вблизи поздних жил и прожилков, секущих породы (канкринитовых жилок, волокнистого эгирина, цеолитов), в пегматитах, луявритовых жилах и рисчорритах.

Зернистые выделения канкринита образуют полные и неполные псевдоморфозы по нефелину. Структура их неравномернозернистая, форма отдельных зерен неправильная. Только иногда встречаются метельчатые агрегаты канкринита на месте нефелиновых зерен. Структура и характер

псевдоморфоз канкринита не зависят от типа породы и разновидности нефелина. Так, в породах крупноблоковой текстуры неравномернозернистый агрегат канкринита замещает как нефелин основной массы пород, так и отдельные крупные порфировидные вкрапленники («блоки») этого минерала.

В тесной ассоциации с этой разновидностью канкринита часто развит натролит.

Канкринит образуется с краев зерен нефелина, вдоль трещинок спайности, тонкими языками вдаваясь внутрь зерна (рис. 87).

Иногда он развивается и по полевому шпату. В этом случае его выделения приурочены к замутненным (пелитизированным) участкам замещаемого минерала.

3. Поздние эндогенные жилки в апатито-нефелиновых и вмещающих их породах и скопления в пегматитах и эпигенетических жилах — третья характерная форма распространения канкринита. Именно такой канкринит образует наиболее значительные скопления и тесно ассоциирует со многими поздними эндогенными минералами: натролитом, волокнистым эгирином, мелкочешуйчатым лепидомеланом и др. Встречается он среди этих минералов в виде мелких округлых зернышек, но чаще образует выделения плотного мелкозернистого сложения, а также шестоватой и метельчатой структуры (рис. 88). Форма и размер минеральных индивидов канкринита резко варьируют.

Рассматриваемый минерал широко развит в поздних эндогенных жилках метасоматического типа. Иногда в апатито-нефелиновых породах можно наблюдать очень тонкие мономинеральные канкринитовые прожилки мощностью 1—0.3 мм. Границы их неровные, прожилки по простиранию не выдержаны, нередко имеют четковидную форму.

Физические свойства трех выделенных разновидностей канкринита различны. Цвет минерала меняется от снежно-белого до кремового и желтого. Белый и кремовый цвет имеет канкринит жилок замещения, желтый — одиночные правильные зерна канкринита в ийолитах и рисчорритах. Белый минерал встречается в пегматитах. Блеск канкринита шелковистый до жирного, твердость 5.5—6, спайность совершенная в одном направлении, излом неровный, удельный вес 2.45.

В шлифах канкринит всех разновидностей прозрачен, обычно не содержит посторонних включений. Показатели преломления:

Белый канкринит из пегматита

$n_o = 1.518$, $n_e = 1.497$, $n_o - n_e = 0.021$

Кремовый канкринит из поздней эндогенной жилки

$n_o = 1.512$, $n_e = 1.498$, $n_o - n_e = 0.014$

Зерна желтого канкринита из рисчорритов

$n_o = 1.519$, $n_e = 1.494$, $n_o - n_e = 0.025$

Минерал одноосный, оптически отрицательный.

Химический анализ хибинского канкринита дается в работе М. Д. Дорфмана (1962). Это канкринит из крупного скопления эгирин-канкринит-биотитового состава в ийолитах вблизи апатитового тела на горе Юкспор. Авторами приводится еще один анализ канкринита из прожилка, секущего апатито-нефелиновую породу на горе Суолуайв (табл. 63). При сравнении результатов анализов можно заметить, что два анализировавшихся образца канкринита отличаются друг от друга в основном по содержанию CaO, Na_2O и CO_2. Хибинский канкринит является карбонат-канкринитом, причем в боковой цепи его $(Na, H)_2CO_3$ преобладает над $CaCO_3$. Установлено, что кремовая разновидность карбонат-канкринита отличается от других разновидностей заметной примесью серы (микрохимическая реакция).

Результаты спектральных анализов канкринита из района Хибинских апатитовых месторождений приведены в табл. 64. Согласно спектральным анализам, желтый канкринит отличается повышенным содержанием Be, а также присутствием примеси Cs, Ni и Nb.

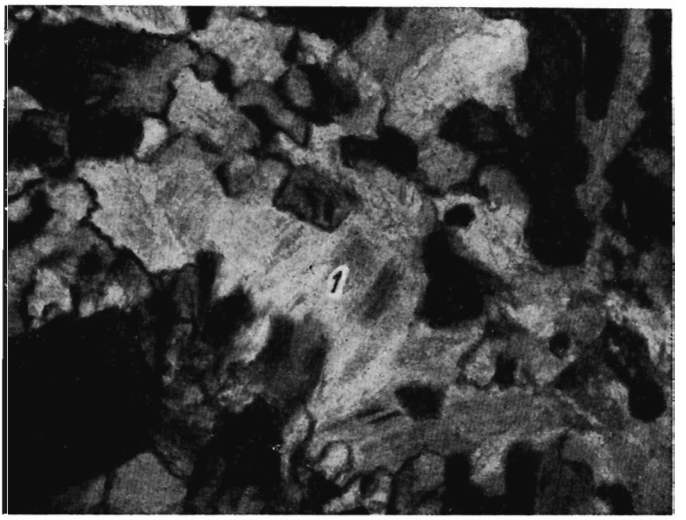


Рис. 88. Прожилок в апатито-нефелиновой породе. Метельчатые агрегаты канкринита (*1*). Шлиф, с анализатором, увел. 20.

Рис. 89. Тонкоигольчатый натролит, слагающий прожилок и проникающий в нефелин апатито-нефелиновой породы. Шлиф, без анализатора, увел. 20.

Канкринит хорошо растворяется в HCl с выделением пузырьков CO_2; при нагревании желатинизирует. В пламени паяльной трубки легко оплавляется в белую эмаль.

Термическое исследование канкринита проведено М. Д. Дорфманом. Две разновидности канкринита, белая и желтая, на кривой нагревания

Таблица 63

Химические анализы канкринита (в вес. %)

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO_2	38.24	38.41	Na_2O	17.36	20.24
TiO_2	0.02	0.04	K_2O	1.12	0.40
Al_2O_3	27.77	26.92	P_2O_5	0.16	—
Fe_2O_3	0.25	0.20	BaO	0.12	—
FeO		0.05	H_2O^+	3.29	4.58
MnO	0.05	0.07	H_2O^-	0.30	0.12
CaO	4.42	4.59	CO_2	6.53	4.95
SrO		—	Сумма	99.71	100.57
MgO	0.08	Сл.			

Примечание. 1 — канкринит из шлира эгирин-канкринит-полевошпатового состава в ийолите, гора Юкспор, аналитик М. И. Волкова (Дорфман, 1962); 2 — канкринит из канкринитового прожилка в апатито-нефелиновой породе, гора Суолуайв, аналитик В. В. Астафьева (данные авторов).

дали два эндоэффекта: 1) 380—400° (выделение воды) и 2) 820—850° (диссоциация $CaCO_3$).

В низкотемпературных эндогенных условиях канкринит замещается натролитом; в зоне выветривания разрушается с образованием глинисто-гидрослюдистых псевдоморфоз.

Таблица 64

Данные спектральных анализов канкринита

Интенсивность линий	Белый канкринит, гора Юкспор	Кремовый канкринит, гора Юкспор	Желтый канкринит, гора Суолуайв
Очень сильные и сильные	Si, Al, Na		Si, Al, Na, Ca
Средние	Fe, Sr, Ba, Ca, (Y, Yb)		Fe, Sr
Слабые	Ti, Mg		Mn, Mg, Ga, Ba, K
Очень слабые	Mo, Ga, Cu	Cu	Cs, Ni, Cu, Ti, Mo, Nb

Натролит

$Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$

Ромбическая сингония

В Хибинах натролит является наиболее распространенным цеолитом. Первые сведения о нем получены А. Н. Лабунцовым (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). Натролит был найден на южном конце горы Поачвумчорр в пегматитовой жиле. Более поздние находки натролита относятся к крупным скоплениям этого минерала в различных частях Хибин (горы Тахтарвумчорр, Китчепахк, Эвеслогчорр и др.).

В 1949 г. Ю. В. Никитин (1949) впервые детально изучил натролит апатито-нефелиновых тел горы Кукисвумчорр. Позднее, в 1952—1954 гг., С. С. Курбатов и А. Ф. Михайлова подробно охарактеризовали натролит,

найденный среди апатито-нефелиновой породы гор Кукисвумчорр и Расвумчорр (Курбатов, Михайлова, 1954).

При минералогическом изучении всех апатитовых месторождений авторами было установлено широкое развитие натролита на горах Поачвумчорр, Куэльпор, Восточный Расвумчорр, Коашва и Ньорпахк.

Содержание его в апатито-нефелиновых и вмещающих их породах колеблется от 0 до 10%, местами, на ограниченных участках, достигает 40%. В пегматитах и эпигенетических жилах он образует крупные мономинеральные выделения; это типичный минерал поздних эндогенных жилок.

В пределах апатито-нефелиновых тел наблюдаются три основные формы выделения натролита.

1. Крупнозернистый натролит пегматитов и эпигенетических жил; в пределах апатитовых тел редок.

2. Натролит (обычно мелкозернистый), замещающий нефелин, содалит и другие минералы в ийолитах, рисчорритах, апатитовых породах и пегматитах.

3. Натролит поздних эндогенных жилок.

Мелкозернистый агрегат натролита, развивающийся по нефелину и содалиту, образует полные или неполные псевдоморфозы (шпреуштейн и бергманит). Натролитовый шпреуштейн приурочен к определенным тектоническим зонам и участкам в апатито-нефелиновых и вмещающих их породах (см. шпреуштейн).

Натролит, слагающий мономинеральные жилки, натролит-канкринитовые, натролит-канкринит-эгириновые, мощностью 1—5 см, наиболее широко распространен в пределах апатитовых месторождений. Мономинеральные агрегаты натролита характеризуются лучистой, волокнистой, метельчатой (шестоватый, игольчатый и волокнистый натролит) и опаловидной (скрытокристаллический натролит) текстурами и, кроме того, образуют «землистые» скопления (очень тонкозернистый натролит).

Чаще всего жилки натролита сложены волокнистыми, шестоватыми и игольчатыми, до волосовидных, индивидами, проникающими в нефелин вмещающих пород (рис. 89). При этом волокна и иголочки рассматриваемого минерала располагаются перпендикулярно стенкам прожилков (параллельно-шестоватый агрегат); местами метельчатые агрегаты обнаруживают структуру группового роста сферолитов (Григорьев, 1961). Цеолитовые жилки иногда имеют зональное строение — краевые зоны их сложены натролитом, средние — шабазитом, центральные зоны заняты кальцитом (Никитин, 1949). На горе Поачвумчорр в апатито-нефелиновой породе наблюдались жилки натролита с пустотами в осевой части.

Таблица 65

Оптические константы натролита

n_g	n_p	n_m	$n_g - n_p$	2V	Знак удлинения	Оптический знак	Автор определений
1.490	1.480	1.482	0.010—0.012	+66	+	+	Никитин, 1949.
1.490	1.479	1.481	0.011	+58	+	+	Дудкин, Козырева, Померанцева.
1.491	1.479	—	0.012	+	+	+	Курбатов, Михайлова, 1954.
1.493	1.483	—	0.010	—	(—)	(—)	Дорфман, 1962.

Опаловидный натролит, напоминающий по внешнему виду халцедон или опал, встречен в виде тонких мономинеральных прожилков мощностью 0.5—1.5 мм; его выделения приурочены к зонам гипергенного изменения апатито-нефелиновых и вмещающих их пород.

Крупное гнездо (10×5 см) «землистого» натролита было обнаружено авторами в руднике им. С. М. Кирова (гора Кукисвумчорр) на пересечении тонких трещинок в мончикитовой дайке, секущей апатито-нефелиновую породу.

Таблица 66

Химический состав натролита (в вес. %)

Компоненты	1	2	3
SiO_2	47.27	47.40	46.66
TiO_2	—	—	0.07
Al_2O_3	26.87	26.78	25.52
Fe_2O_3 / FeO	—	0.10	0.18
MgO	—	0.05	—
CaO	0.23	0.16	0.48
Na_2O	15.07	15.36	13.60
K_2O	1.55	0.08	0.83
F	—	0.10	—
H_2O^+ / H_2O^-	9.49	9.72	9.50
П. п. п.	—	0.48	0.2
$-O=F_2$	—	0.04	—
Сумма	100.48	100.19	97.04

Примечание. 1 — плотный натролит, гора Кукисвумчорр, аналитик Ю. В. Никитин (1949); 2 — опаловидный натролит, гора Расвумчорр, аналитик А. В. Мокрецова (Курбатов, Михайлова, 1954); 3 — волосовидный натролит из трещинной зоны гипергенеза, гора Юкспор, туннель, аналитик З. И. Успенская (Дорфман, 1962).

Натролитовые агрегаты, слагающие поздние эндогенные жилки, пересекая зерна нефелина, канкринита или содалита, имеют неровные границы и глубоко проникают в окружающие минералы. С апатитом, эгирином и сфеном они имеют ровные границы соприкосновения.

Цвет натролита разнообразный: от бесцветного, белого до серовато-белого, розового и желтоватого. Опаловидный натролит молочно-белого цвета, «землистый» — белого.

Блеск натролита стеклянный; у волокнистых агрегатов шелковистый, у опаловидного — матовый. Минерал прозрачный или просвечивающий.

Твердость 5.5, хрупкий, спайность совершенная по (110) и несовершенная по (010), излом неровный. Удельный вес 2.240—2.251.

Минерал двуосный, оптически положительный. Волосовидный натролит, по данным М. Д. Дорфмана, оптически отрицательный. Удлинение положительное, погасание прямое. Оптические константы натролита из апатито-нефелиновых пород сведены в табл. 65.

Содержание главных компонентов в натролите апатито-нефелиновых пород испытывает некоторые колебания (табл. 66).

Химические анализы показывают постоянное присутствие в натролите (в вес. %) CaO — 0.16—0.48 и K_2O — 0.08 — 0.83%. Пересчеты результатов химических анализов натролита приводят к следующим кристаллохимическим формулам (цифры перед формулами соответствуют номерам анализов в табл. 65).

1. $(Na_{1.84}K_{0.12}Ca_{0.02})_{1.98}[Al_{2.02}Si_{2.98}O_{10.00}] \cdot 2H_2O$;
2. $(Na_{1.88}Ca_{0.012}K_{0.008})_{1.90}[(Al, Fe)_{2.02}Si_{2.98}O_{10.00}] \cdot 2.04H_2O$;
3. $(Na_{1.74}K_{0.07}Ca_{0.04})_{1.85}[(Al, Fe, Ti)_{2.01}Si_{3.08}O_{10.00}] \cdot 2.10H_2O$.

Наибольший недостаток щелочей (натрия) наблюдается в волосовидном натролите, в нем же содержится несколько больше воды. Спектральным анализом в натролите установлены, кроме основных, следующие элементы:

Be, Mn, Sr, Ga, Ti — слабые линии, Ba и Cu — очень слабые, Mo и Zn — следы.

Натролит легко растворяется в HCl, HNO_3 и H_2SO_4.

Термическое исследование опаловидного и «землистого» натролитов (рис. 90, 91) показывает, что основные эндоэффекты этих разновидностей

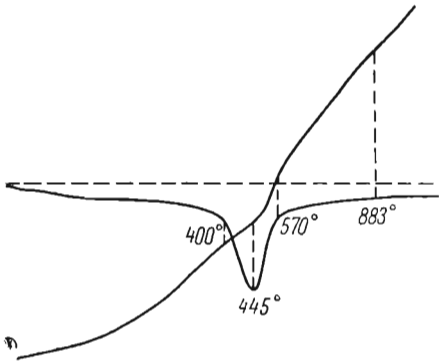


Рис. 90. Дифференциальная кривая нагревания опаловидного натролита.

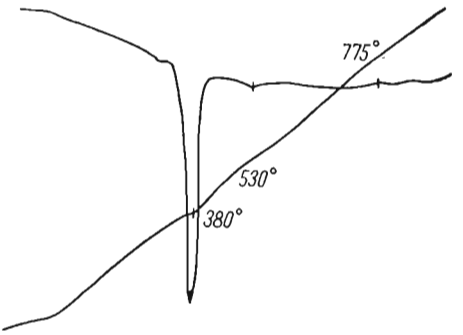


Рис. 91. Дифференциальная кривая нагревания землистого натролита.

несколько не совпадают, но в общем приурочены к интервалам температур 380—445°. Некоторое различие может быть вызвано как неодинаковым содержанием воды в разных образцах, так и различными условиями получения самих термограмм (скорость нагрева).

Вода из натролита выделяется постепенно, до температуры 470°; содержание ее в исследовавшемся образце составило 10.71% (рис. 92).

Таблица 67

Расчет порошкограммы опаловидного натролита

Натролит, Хибины		Натролит, (Михеев, 1957)		Натролит, Хибины		Натролит, (Михеев, 1957)	
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
3	6.835	10ш	6.7	4	1.722	6	1.72
7	6.594			3	1.699	6	1.70
7	5.942	10ш	5.8	7	1.528	5	1.532
2	4.645	6ш	4.7	2	1.508	2	1.513
8	4.882	7ш	4.71	8	1.461	7ш	1.464
7	4.137			5	1.415	6	1.414
10ш	3.158	8ш	3.17	7	1.384	6	1.385
2	3.074	4	3.05	4	1.365	4	1.366
6	2.949	6	2.99	5	1.342	5	1.346
		8ш	2.90	2	1.326	5	1.326
10	2.850	10	2.82	7	1.304	6	1.303
7	2.570	6	2.55	2	1.289	2	1.291
7	2.441	8	2.43	4	1.274	4	1.273
7	2.401	8	2.42	2	1.260	3	1.262
4	2.324	6	2.31	8ш	1.216	7	1.219
2	2.277	4	2.28	4	1.203	2	1.206
4	2.252	4	2.24	6	1.190	4ш	1.188
8ш	2.176	7ш	2.17	3	1.174	2	1.17
6	1.874	6	1.88	6ш	1.141	4	1.143
4	1.821	5	1.82	6ш	1.128	4	1.130
8ш	1.795	7	1.79				
2	1.758	4	1.75				

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_к = 65.8$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм; ш — широкая линия. Расчет произведен А. П. Денисовым.

Межплоскостные расстояния опаловидного натролита горы Расвумчорр приведены в табл. 67. Сравнение их с эталоном (Михеев, 1957) показывает хорошую сходимость.

Образование натролита по нефелину и содалиту можно объяснить воздействием на них гидротермальных растворов. Натролит поздних эндогенных прожилков, по-видимому, также является результатом гидротермальных процессов.

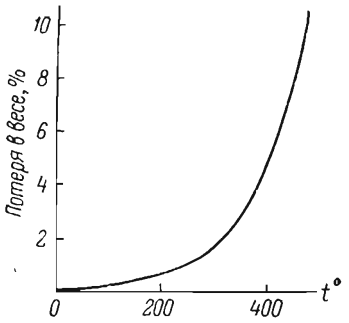


Рис. 92. Кривая потери веса опаловидного натролита.

М. Д. Дорфман считает волосовидный натролит, встреченный на горе Юкспор вместе с каолиноподобным франколитом, продуктом гипергенных процессов.

В эндогенных условиях натролит как наиболее поздний минерал не испытывает существенных изменений. В гипергенных условиях он замещается глинистыми минералами: монтмориллонитом, галлуазитом и каолинитом.

Анальцим

$Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$

Кубическая сингония

В пределах апатито-нефелиновых месторождений анальцим встречается редко. С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954) он был отмечен в натролитовом прожилке и в шпреуштейновом образовании.

Анальцим образует мелкозернистые, неправильной формы выделения. Отобрать этот минерал на анализы не удалось. Под микроскопом в шлифах он бесцветен, аномально анизотропен, $n=1.490—1.470$.

Уссингит

$Na_2Al_2Si_6O_{16} \cdot 2NaOH$

Триклинная сингония

Минерал крайне редкий. Обнаружен в апатито-нефелиновой породе на горе Юкспор в виде мелких ксеноморфных обособлений в петлеобразных выделениях гакманита. Там же в массивном уртите, около контакта с апатитовым телом, была встречена гакманитовая жилка мощностью 2—3 см. Сложена она мелкими (0.05—0.10 мм) округлыми зернами гакманита и неправильными индивидами уссингита, имеющими несколько удлиненную форму, местами напоминающую «ласточкин хвост». Размер зерен уссингита 0.03—0.25 мм, содержание его в жилке колеблется от 10 до 50%.

Спектральным анализом в уссингите из жилки установлены очень сильные линии Al, Si и Na, линии средней интенсивности Sr и Ba, слабые линии и следы Ga, Ti, Ca, Mg, Mn, Fe, Cu, Mo и P.

Цвет уссингита бледный розовато-фиолетовый, в шлифах он бесцветен. Угол оптических осей (при $\lambda = 589$ mμ) $+31°$; показатели преломления: $n_g = 1.532$, $n_m = 1.507$ (?), $n_p = 1.501$, $n_g - n_p = 0.031$. Угол N_g: (010) составляет около 3°. Наблюдались двойники.

Судя по тесной ассоциации уссингита с гакманитом, он, по-видимому, образуется в результате замещения последнего.

Кальцит

$CaCO_3$

Тригональная сингония

В апатитовых породах кальцит весьма редок. Он встречается в виде мелких (0.01—0.1 мм) ксеноморфных зернышек, образующих выделения неправильной формы. Чаще всего сопровождает натролит, но присутствует также среди минералов, замещающих полевой шпат, амфибол и нефелин. Изредка кальцит встречается в поздних натролитовых, канкринитовых, канкринит-эгириновых и лепидомелан-эгириновых жилках. На горе Коашва в разведочной скважине была встречена мономинеральная кальцитовая жилка, секущая ийолит; мощность ее 10—12 мм. Кальцит в прожилке пластинчатый, со штриховкой на плоскости (0001), белого цвета, без включений, спайность ясная ($10\bar{1}1$). Нередко в прожилках наблюдаются прозрачные призматические кристаллики, имеющие форму вытянутых дитригональных призм, завершенных гранями ромбоэдра. Размер таких кристалликов 1—3 мм. На горе Расвумчорр была встречена жилка розового кальцита, на горе Юкспор — кальцитовая жилка с франколитом (см. франколит).

Кальцит встречается в трещинных зонах гипергенеза в монтмориллоните в виде мелких гнезд и зерен размером не более 0.5 см.

Цвет кальцита белый, буровато-желтый, красно-бурый от мелких включений гидроокислов железа. Минерал полупрозрачный, спайность весьма совершенная. Показатели преломления: $n_0=1.663$, $n_e=1.483$, $n_0-n_e=0.180$. Спектральным анализом в белом полупрозрачном кальците из прожилка обнаружены Fe, Mn, Mg (линии средней интенсивности), Sr, Na, Al, Ba, Be (следы); в кальците из разрушенной зоны присутствуют, кроме того, следы La, V, Cu, Ti и Ni.

Кривая нагревания минерала дает эндотермический эффект при температуре 961°, соответствующей его распаду.

Кальцит — поздний эндогенный минерал; в ряде случаев его образование связано с изменением других минералов. В условиях гипергенеза кальцит малоустойчив — пропитывается гидроокислами железа, а затем растворяется и выносится. Экзогенное происхождение минерала возможно (глубокие участки зон выветривания), но свидетельств этому нет.

Манганильменит

$(Mn, Fe)TiO_3$

Тригональная сингония

Манганильменит — редко встречающийся в пределах апатитовых месторождений минерал. В породах он наблюдался только в апатито-сфеновом агрегате в ассоциации с призматическим сфеном (гора Юкспор и долина р. Лявойок). Мелкие (0.1—0.2 мм) неправильные выделения этого минерала ассоциируют со сфеном, пироксенами и амфиболом.

Чаще манганильменит встречается в пегматитах, расположенных вблизи и в самих апатитовых телах. В пегматите у контакта с апатитовым телом на горе Юкспор он встречен в агрегате волокнистого позднего эгирина с примесью канкринита. Отдельные пластины манганильменита размером 0.3×1.0 см вытянуты в эгирине примерно в одном направлении. Более мелкие пластинки этого минерала (0.1×0.5 мм) образуют среди канкринита радиально-лучистый агрегат.

В керне буровых скважин в долине р. Куньок манганильменит обнаружен в поздней эндогенной жилке в тесной ассоциации с флюоритом.

В этом случае, кроме сравнительно крупных выделений (0.1—0.4 мм), он образует тончайшую сыпь включений во флюорите.

Цвет минерала темно-серый, черта черная, блеск металловидный, излом раковистый, спайность отсутствует. Удельный вес 5.0.

По данным полного химического анализа (аналитик З. И. Горощенко), в манганильмените из долины р. Лявойок содержится (в вес.%): SiO_2 — 0.78, TiO_2 — 49.91, Fe_2O_3 — 5.98, FeO — 39.21, MnO — 3.64, MgO — 0.45, CaO — 0.52%.

Согласно этому анализу, состав хибинского манганильменита может быть расшифрован следующим образом (содержания условных миналов даны в мол.%): кричтонит, $FeTiO_3$ — 84.38%, пирофанит, $MnTiO_3$ — 7.94%, гейкилит, $MgTiO_3$ — 1.74%, гематит, Fe_2O_3 — 2.90%, сфен, $CaTiSiO_5$ — 2.16%. Избытки: TiO_2 — 0.60%, SiO_2 — 0.28%.

Сфен попал в пробу манганильменита в результате трудности его обнаружения при подготовке пробы к анализу: в прозрачных шлифах видно, что тонковолокнистый сфен не только развивается по манганильмениту в виде келифитовой каймы, но и располагается в виде включений внутри его индивидов. Гематит устанавливается только химическим анализом.

Дебаеграмма манганильменита, встреченного в долине р. Лявойок (табл. 68), близка к дебаеграмме обычного ильменита; несколько усилена лишь интенсивность отражений 15, 16, 17 и 19.

Таблица 68

Межплоскостные расстояния манганильменита

№№ п/п	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl	№№ п/п	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl
1	3	3.724	110	11	1	1.329	433
2	10	2.746	211	12	2	1.289	220
3	7	2.545	1$\bar{1}$0	13	1	1.242	411, 330
4	6	2.237	210, 120	14	2ш	1.208	310
5	7	1.866	220	15	5	1.183	442
6	10	1.723	321	16	6	1.1515	321
7	2	1.633	2$\bar{1}$1, 632	17	6	1.1160	420
8	8	1.502	310	18	1	1.0859	522
9	1	1.373	422	19	8	1.0723	532
10	7	1.339	432, 342	20	1	1.0591	400
				21	3	1.0020	321

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_к$ = 66 мм, $Д_{обр.}$ = 0.3 мм; ш — широкая линия. Расчет произведен А. П. Денисовым.

Судя по ассоциации манганильменита, он возник в поздние этапы эндогенного минералообразования. Кроме волокнистого сфена, в эндогенных условиях манганильменит не замещается никакими другими минералами. В условиях гипергенеза на его месте развивается охристая масса, состоящая, по-видимому, из смеси анатаза и гидроокислов железа.

Гематит

Fe_2O_3

Тригональная сингония

Встречен гематит в районе Юкспорского и Расвумчоррского месторождений в виде тонкоячеистого агрегата в кальцитовой жилке с франколитом. Тонкоячеистый агрегат сложен пластинками гематита, ориенти-

рованными в трех направлениях и пересекающимися под углами примерно 60°. Размер ячеек 0.05—0.2 мм, ячейки выполнены кальцитом.

Тонкие секущие прожилки гематита наблюдались в титаномагнетите (см. титаномагнетит).

Цвет минерала железно-черный, блеск металлический, черта — вишнево-красная, твердость 5.5, в аншлифах отчетливо анизотропен.

Спектральными анализами в гематите установлены примеси Ti, Mg, Pb, Zn, Cu и Si.

Судя по ассоциации и характеру выделений, гематит является одним из наиболее поздних эндогенных минералов.

Магнетит

$FeFe_2O_4$

Кубическая сингония

Рассматриваемый минерал входит в состав широкораспространенного титаномагнетита; в виде самостоятельных выделений редок. В апатито-

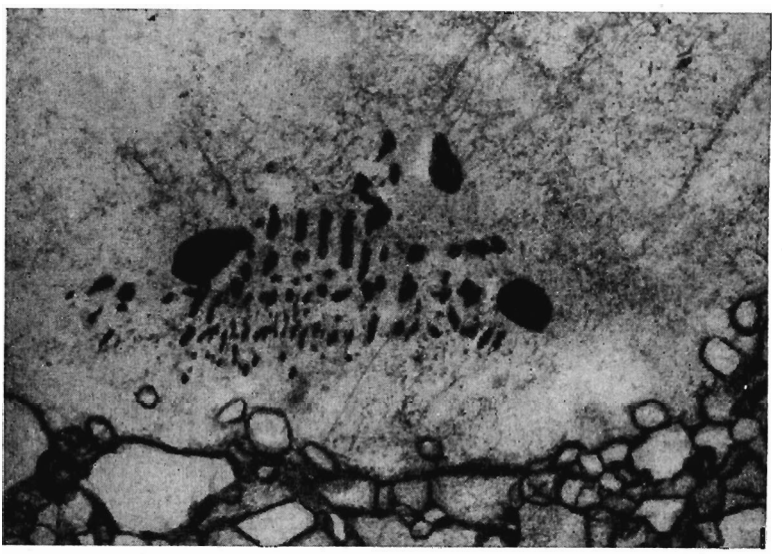


Рис. 93. Выделения магнетита (*черное*) в зерне нефелина. Шлиф, без анализатора, увел. 20.

сфено-нефелиновых породах встречаются скопления мелких обособлений магнетита, несколько напоминающие структуру распада твердого раствора (рис. 93). Эти своеобразные выделения обнаружены в зернах нефелина, которые особенно густо насыщены тонкими включениями эгирина. Мелкие включения магнетита встречались и в пироксенах апатито-сфено-нефелиновых пород.

Цвет минерала в аншлифах серый, отражательная способность низкая, изотропен, внутренние структуры распада отсутствуют, твердость 5.5, сильно магнитен.

Микрохимическая реакция на титан дает отрицательный результат; магнетит легко травится соляной кислотой.

Пирит

FeS_2

Кубическая сингония

Минерал встречен на горе Юкспор в пегматоидном участке цемента апатитовой брекчии. Выделения пирита округлой формы, размером 0.05—0.1 мм, развиты по краям крупных обособлений титаномагнетита.

Цвет минерала латунно-желтый, блеск сильный, металлический, твердость около 6.

Микрохимическими реакциями установлено отсутствие меди и мышьяка.

Пирит является, по-видимому, поздним эндогенным минералом, возникшим в результате разложения и замещения титаномагнетита.

Халькопирит

$CuFeS_2$

Тетрагональная сингония

В обогащенных апатитом породах халькопирит впервые был обнаружен в 1953 г. С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой на горе Расвумчорр.

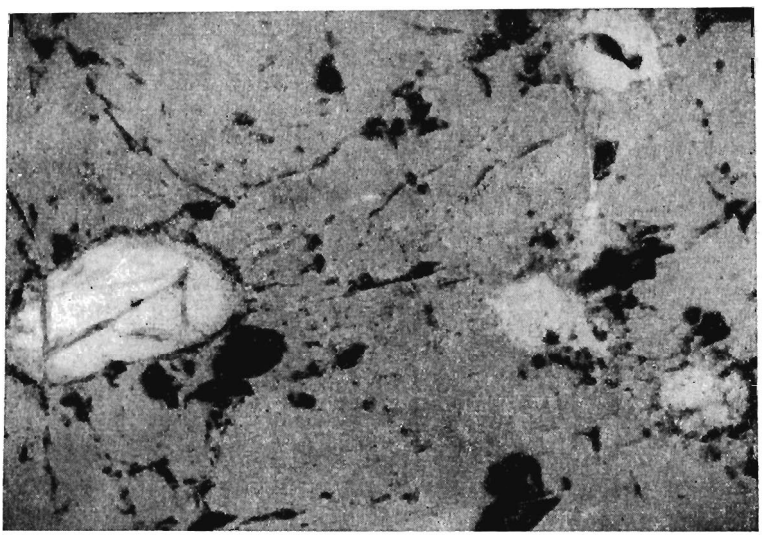


Рис. 94. Халькопирит (*светлое*) среди нефелина. Аншлиф, без анализатора, увел. 12.

Пространственно он приурочен к поздним эндогенным жилкам волокнистого эгирина, к скоплениям позднего эгирина в породах. Выделения халькопирита рассеяны среди зерен нефелина и апатита, содержания его крайне незначительны.

В апатито-нефелиновых породах горы Расвумчорр минерал встречен в виде тонких прожилков среди нефелина, мощность прожилков 0.1—0.5 мм.

В северной и центральной частях Юкспорского месторождения халькопирит располагается по краям зерен нефелина, но иногда цепочки выделений этого минерала прослеживаются и внутри крупных зерен нефелина (рис. 94). Халькопирит и в этом случае сопровождается эгирином.

Крупные обособления халькопирита (0.2—0.4 мм) окружены мелкой эмульсионной вкрапленностью.

В крупном кристалле нефелина из крупноблоковой апатито-нефелиновой породы встречено каплевидное выделение халькопирита размером 1 см, окруженное каймой черного игольчатого эгирина и желтого канкринита.

Изредка рассматриваемый минерал располагается по краям обособлений титаномагнетита. Тонкие примазки халькопирита были обнаружены на поверхности апатитовых зерен.

Цвет минерала латунно-желтый, отражательная способность средняя, в скрещенных николях обнаруживается сложное двойникование, твердость 3.5.

Спектральные анализы халькопирита дали следующий результат: Cu и Fe — очень сильные линии, Mn, Ti, Co и Ni — средние линии, Pb, Mo, Ag, Zn, Zr и Cr — слабые линии и следы.

Халькопирит является поздним низкотемпературным эндогенным минералом, о чем свидетельствует его пространственная приуроченность к наиболее поздним эндогенным жилкам, а также характер выделений.

Флюорит

CaF_2

Кубическая сингония

Флюорит в апатитовых телах и вмещающих их породах встречается крайне редко. Единичные зерна и мелкие обособления его отмечены в пегматитах йолитового состава и в поздних эндогенных жилках, секущих

Таблица 69

Химический анализ флюорита

(аналитик В. В. Астафьева)

Компоненты	Весовые %	Атомные количества
MgO	0.37	0.0092
CaO	66.50	1.1856
SrO	1.09	0.0105
F	46.84	2.4652
R_2O_3	1.46	
Сумма	116.26	
$-O=F_2$	19.67	
Сумма	96.59	

Таблица 70

Межплоскостные расстояния флюорита

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl
9	3.155	111
10	1.931	220
8	1.648	311
5	1.3663	400
6	1.2535	331
10	1.1155	422
2	1.0649	440
9	1.0515	331 : 511
4	1.0186	531

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_к = 65.9$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен А. П. Денисовым.

апатито-нефелиновые породы в районах гор Кукисвумчорр, Юкспор, Ньорпахк и Суолуайв. Флюорит представлен мелкими изометричными зернами (0.1—0.2 мм) пятнистой синей окраски; ассоциирует он с канкринитом и пектолитом.

Наиболее значительное содержание флюорита обнаружено в поздней эндогенной жилке, секущей трахитоидный йолит вблизи прослоя сетчатой апатито-нефелиновой породы у подножья горы Рисчорр. Краевые

зоны жилки сложены канкринитом, а вся центральная ее часть, мощностью около 0.5 см, синим флюоритом с примесью манганильменита. Манганильменит располагается в виде мелких пластинок (0.01—5 мм) среди флюорита, в виде тонкой сыпи включен он и в зерна флюорита.

Химический состав флюорита из поздней эндогенной канкринит-флюоритовой жилки приведен в табл. 69. Кроме перечисленных компонентов, в образце флюорита определены TiO_2 (около 2%) и MnO_2 (около 0.3%).

Отношение атомных количеств $\frac{Ca + Sr + Mg}{F}$ составляет 1 : 2.04; таким образом, кристаллохимическая формула флюорита (за вычетом тонкой механической примеси манганильменита) имеет следующий вид:

$$(Ca_{0.98}Sr_{0.01}Mg_{0.01})_{1.00}F_{2.04}.$$

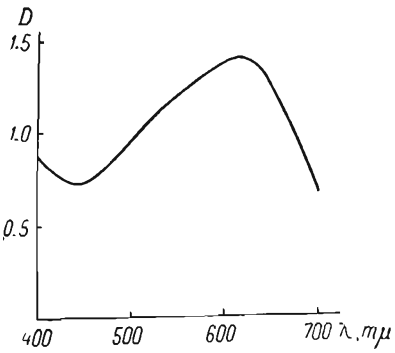


Рис. 95. Спектр поглощения синего хибинского флюорита.

Спектральным анализом в минерале обнаружена примесь Al, Si, Na, Ba и Cu (слабые линии и следы).

Расчет дебаеграммы флюорита приведен в табл. 70. Ребро элементарной ячейки имеет размер 5.4645 ± 0.0005 kX.

Цвет минерала обычно фиолетово-синий, при нагревании не обесцвечивается. Окраска (рис. 95), по-видимому, вызвана включениями коллоидной фазы CaF_2 (Пшибрам, 1959).

Показатель преломления при $\lambda = 589$ mμ равен 1.433. Удельный вес 3.19, твердость 4, спайность отчетливая. В катодных лучах светится слабо, термолюминесценция отчетливая.

Флюорит не типичен для обогащенных апатитом пород и встречается только в пегматитах и наиболее поздних эндогенных жилках, расположенных в апатито-нефелиновых породах, т. е. по отношению к этим породам он выступает как более поздний эндогенный минерал.

Виллиомит

NaF

Кубическая сингония

Виллиомит непосредственно в апатито-нефелиновой породе встречен только в долине р. Кунйок. Жилка волокнистого эгирина с виллиомитом мощностью около 1 см сечет прослой крупнозернистого апатита в линзовидно-полосчатой породе. Виллиомит непосредственно граничит с апатитом, при этом оба минерала на границе друг с другом обесцвечены. Виллиомит представлен изометричными зернами размером 0.6—1 мм.

Вблизи апатитовых тел рассматриваемый минерал встречается в пегматитах и эпигенетических жилах, изредка непосредственно в уртите и рисчоррите около пегматитовых тел и в отдельных случаях — в виде мономинеральных маломощных жилок. Нередко во всех этих образованиях виллиомит представлен правильными кубическими и октаэдрическими кристалликами. В виде включений он иногда содержит игольчатые зерна черного эгирина.

Заметим, что виллиомит в Хибинах найден везде вблизи апатитовых месторождений. Правда, такая зависимость может быть обусловлена не естественными причинами, а тем, что его можно обнаружить только в горных выработках, большое число которых пройдено именно в районе апатито-

вых месторождений. Цвет виллиомита из жилки, секущей апатито-нефелиновую породу, фиолетово-розовый до бесцветного. Вообще цвет виллиомита из района апатитовых месторождений красный, оранжевый, фио-

Таблица 71

Межплоскостные расстояния виллиомита

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	hkl
1	2.6680	111	5	1.3352	222
10	2.3171	200	3	1.1573	400
8	1.6332	220	4	1.0357	420
1	1.3951	311	3	0.9442	422

Примечание. *Условия съемки*: Cu-излучение, $Д_К = 143.3$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен О. Б. Дудкиным. Ребро ячейки равно 4.618 ± 0.004 kX.

летово-розовый, иногда минерал бесцветен. При нагревании до 250—300° легко обесцвечивается. Блеск стеклянный, спайность (по 001), иногда отчетливая. Растворим в дистиллированной воде. Твердость около 3. Показатель преломления немного меньше показателя преломления дистиллированной воды при 18° С, т. е. около 1.327—1.330. В катодных и ультрафиолетовых лучах виллиомит имеет слабую оранжевую окраску.

Химический состав виллиомита, найденного в районе Кукисвумчоррского апатитового месторождения, близок к теоретическому (Семенов, 1959): F — 45.06%, Na — 54.69%, нерастворимый остаток — 0.12%. Спектральными анализами в виллиомите установлена примесь K, Ca, Sr, Mn, Si, Al, Ti, Fe и Mg.

Расчет порошкограммы виллиомита из района Юкспорского апатитового месторождения (пегматит в массивном уртите) приведен в табл. 71.

Б. Н. Мелентьевым (Кольский филиал АН СССР) на основании экспериментальных данных отрицается возможность кристаллизации виллиомита из водных растворов в окружении силикатов. Возможно, что виллиомит — результат пневматолитических процессов.

Виллиомит крайне неустойчивый минерал. Достоверно изучен процесс его разложения в экзогенных условиях, где он растворяется водой и выносится. Образующаяся при этом плавиковая кислота воздействует на силикаты и, в конечном счете, приводит к образованию опала. Свободный натрий в растворе связывается в виде карбоната — природной соды (см. термонатрит).

Экзогенные минералы

Франколит

$Ca_{10}(PO_4)_6(F, OH, CO_3)_2$

Гексагональная сингония

Франколит найден в Хибинах впервые в 1958 г. М. Д. Дорфманом (1962) вблизи апатито-нефелиновых тел, во вмещающих их рисчорритах. По данным М. Д. Дорфмана, этот минерал приурочен к пологопадающим трещинным зонам гипергенеза, где он тесно ассоциирует с монтмориллонитом, сапонитом, томсонитом и филлипситом.

Авторами франколит обнаружен вне связи с разрушенными зонами, в кальцитовой жилке, секущей массивный уртит (гора Юкспор, штольня Материальная). В этом случае франколит образует среди крупнозернистого кальцита (размер зерна кальцита 0.3—0.5 см, мощность жилки 3—4 см)

корочки мелких футлярообразных кристалликов, выполненных кальцитом. Франколита в кальцитовой жилке немного.

Расвумчоррским карьером у верхнего контакта апатито-нефелинового тела вскрыта своеобразная франколитовая брекчия. Луявритовая жила, проходящая вдоль верхнего контакта апатито-нефелинового тела на участке 0.5×2 м, раздроблена, трещины отчасти выполнены франколитом, отчасти полые. Франколит образует, начиная от краев трещины, несколько (2—3) натечных зон, что свидетельствует о неоднократном приоткрывании трещин. В брекчии минерал представлен почковидными корочками, плотными прожилками, реже — трубчатыми зернами и футлярообразными кристалликами. С ним ассоциирует небольшое количество цеолита, скорее всего филлипсита.

Ниже этого образования располагается несколько измененный гипергенезом цемент апатитовой брекчии. Здесь впервые удалось обнаружить очень тонкие (0.2—1 мм) прожилки франколита, расположенные непосредственно в обогащенной апатитом породе. Местами наблюдалось даже обволакивание франколитом апатитовых зерен. Однако это не является результатом замещения апатита: франколит и в этом случае переотложенный продукт.

Хибинский франколит — бледно-желтый минерал, твердость около 4, удельный вес 3.100, минерал одноосный отрицательный, n_0=1.630, n_e=1.627.

Полные химические анализы франколита приводятся в работе М. Д. Дорфмана (1962). В отличие от апатита, он содержит мало SrO (0.42%), значительное количество CO_2 (0.41—1.21%) и столько же фтора (больше 3%).

Дебаеграмма франколита, как и химические анализы, подтверждает правильность его определения (Дорфман, 1962).

М. Д. Дорфман относит франколит к гипергенным минералам, однако не исключено, что он мог возникать и в результате низкотемпературных гидротермальных процессов. Высокая подвижность фтора в поверхностных водах увязывается с практически полным отсутствием этого элемента во всех гипергенных минералах. Единственным исключением в этом отношении является франколит. Он обнаружен в эндогенной кальцитовой жилке. Во всех случаях этот минерал обнаружен над апатитовыми телами, в рисчорритах. У авторов нет строгих доказательств для суждения о генезисе франколита; к экзогенным минералам он отнесен условно.

Шабазит

$(Ca, Na)[AlSi_2O_6]_2 \cdot 6H_2O$

Гексагональная сингония

В Хибинах шабазит встречается часто, но в очень небольших количествах. Впервые он описан А. Н. Лабунцовым (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). Позднее, в 1949 и 1954 гг., шабазит встречен Ю. В. Никитиным на горе Кукисвумчорр и С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой на горе Расвумчорр. Мелкие кристаллики шабазита были отмечены авторами при изучении апатитового месторождения горы Юкспор.

Шабазит обычно слагает тонкие прожилки в апатито-нефелиновых и вмещающих их породах, ассоциируя вместе с другими цеолитами — натролитом, томсонитом и кальцитом. В измененной гипергенезом апатито-нефелиновой породе изредка встречаются прожилки, выполненные в осевой части кристалликами шабазита, в зальбандах — галлуазитом.

Облик кристаллов — тупые ромбоэдры, размером 0.1—0.5 мм, редко 5—7 мм. Кристаллы образованы гранями ромбоэдра (10$\bar{1}$1); развиты двойники прорастания по (0001), образующие ельчатую структуру минерала.

Удельный вес шабазита 2.137 (для прозрачных кристаллов), твердость 4.5. Минерал белый, бесцветный, просвечивает, иногда полупрозрачный. Черта белая, блеск стеклянный. Спайность по (10$\bar{1}$1) несовершенная, излом неровный.

Шабазит — минерал оптически положительный, двуосный, с малым углом $2V$. $n'_g = 1.485—1.484$, $n'_p = 1.480—1.479$, $n'_g - n'_p = 0.005$ (точно определить не удалось).

По данным химического анализа, выполненного Ю. В. Никитиным, в шабазите горы Кукисвумчорр содержится (в вес. %): SiO_2 — 45.51, Al_2O_3 — 20.76, CaO — 6.26, Na_2O — 3.90, K_2O — 2.50, H_2O^- — 9.23, H_2O^+ — 12.15.

После пересчета результатов химического анализа формула минерала имеет вид

$$(Ca, Na, K)_{1.00}Al_{2.08}Si_{4.00}O_{12} \cdot 6.8H_2O.$$

Эндоэффекты на кривой нагревания при 265 и 420°, очевидно, соответствуют потере шабазитом воды, экзоэффект при 580° соответствует распаду шабазитовой решетки (рис. 96).

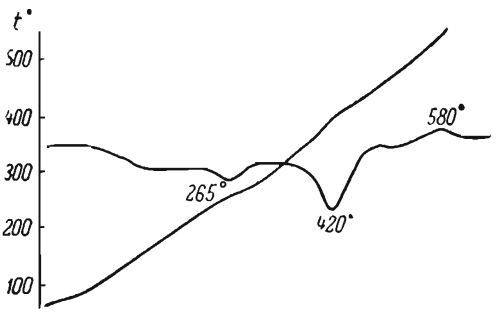


Рис. 96. Кривая нагревания шабазита (по Ю. В. Никитину, 1949).

Судя по условиям нахождения и ассоциации, шабазит может быть отнесен к гипергенным продуктам переотложения, образующимся в трещинных зонах гипергенеза, в их глубоких участках.

Томсонит

$$Ca_2Na[Al_5Si_5O_{20}] \cdot 6H_2O$$

Ромбическая сингония

Томсонит является одним из редких минералов Хибин. Впервые он был обнаружен в 1937 г. (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937) в продуктах разрушения нефелина. Описание его дано С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954), позднее более подробно он был исследован М. Д. Дорфманом (1962).

Томсонит встречается в наиболее глубоких участках трещинных зон выветривания, реже — в поздних эндогенных цеолитовых прожилках; обнаружен он и в апатито-нефелиновых породах. Наблюдается в парагенезисе с натролитом, филлипситом и монтмориллонитом.

Кристаллы томсонита имеют призматический псевдотетрагональный облик. Удельный вес 2.3—2.4, твердость 5.5, хрупкий. Спайность совершенная по (010) и менее ясная по (100). Иногда хорошо выражена отдельность по (001).

Цвет минерала белый и серо-зеленый, встречаются бесцветные кристаллики. Блеск тусклый, стеклянный, до перламутрового.

Минерал двуосный, оптически положительный, погасание прямое. $n'_g = 1.542$, $n'_p = 1.523$, $n'_g - n'_p = 0.019$, $2V = 50—51°$.

Идентичность минерала с томсонитом подтверждена данными рентгеновского анализа (Дорфман, 1962), химический состав его не изучен.

Томсонит, по мнению М. Д. Дорфмана, является стадийным минералом, возникающим в процессе гидролитического разложения нефелина в щелочной среде с очень высоким значением pH. С изменением характера среды он переходит в монтмориллонит, гиббсит и халцедон.

Филлипсит

$(K_2, Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4.5H_2O$

Моноклинная сингония

Филлипсит впервые в Хибинах изучен М. Д. Дорфманом (1962). Встречается он в трещинных зонах выветривания апатито-нефелиновых и вмещающих их пород. Встречен непосредственно в апатито-нефелиновом теле (гора Восточный Расвумчорр), в наиболее глубоких его участках и является одним из распространенных гипергенных цеолитов. Обычно ассоциирует с бейделлитом, монтмориллонитом, франколитом, гидроокислами железа, халцедоном и пр.

Филлипсит образует корочки, состоящие из хорошо образованных кристаллов, приуроченных к границе бейделлита и монтмориллонита или к монтмориллониту, где скопления филлипсита обволакивают отдельные участки монтмориллонита. Иногда наблюдаются мелкозернистые желвачки филлипсита, на поверхности которых минерал образует хорошо ограненные кристаллы. Форма кристаллов столбчатая (вдоль оси *a*), размер их в поперечнике 1.5—2 мм.

Минерал бесцветный, прозрачный. Удельный вес 2.19, твердость 5—5.5. Двуосный, отрицательный; $n'_g = 1.492$, $n'_p = 1.489$, $n'_g - n'_p = 0.003$. В соляной кислоте минерал растворяется без остатка, в пламени паяльной трубки легко сплавляется в шарик.

Филлипсит — водный алюмосиликат кальция и калия. По данным М. Д. Дорфмана, формула рассматриваемого минерала, рассчитанная на основании химического анализа, имеет вид

$$[(K, Na)_{2.5}Ca_{0.5}]_3Al_4Si_8O_{24}4.5\,H_2O.$$

Спектральным анализом в филлипсите, найденном авторами, обнаружены следующие элементы: очень сильные линии Al, сильные линии Si, Ca и K, средние линии Na, Sr и Ba, слабые линии Mg.

Качественным химическим анализом установлены следы SO_3.

Либенерит

(калиевая гидрослюда с заметной примесью натрия)

$K_{<1}Al_2[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Моноклинная сингония

Либенерит в Хибинах впервые был отмечен в 1936 г. Е. Е. Костылевой на горе Поачвумчорр (Курбатов, Михайлова, Никитин, 1959). В 1949 г. Ю. В. Никитин при изучении минералогии разрушенных зон горы Кукисвумчорр установил в них широкое распространение либенерита и привел его детальную характеристику. Позднее минерал был найден во всех апатитовых месторождениях.

В измененных гипергенезом апатито-нефелиновых породах содержание либенерита достигает 31.5%. В зонах гипергенеза он ассоциирует с монтмориллонитом, бейделлитом, каолинитом, нонтронитом, анатазом,

гидроокислами железа и цеолитами. В местах слабого развития либенеритизации этот минерал пространственно тесно связан с нефелином.

Тонкочешуйчатый либенерит (размер отдельных чешуек 0.01—0.03 мм) образует полные псевдоморфозы по нефелину, сохраняя форму последнего. Часто можно видеть, что замещение нефелина либенеритом начинается с краев зерен, в то время как центральная часть их не изменена.

Цвет минерала зеленовато-серый. В начальной стадии превращения нефелина в либенерит в последнем можно заметить игольчатые включения пироксена, унаследованные от нефелина. Позднее, когда либенерит начинает превращаться в глинистые минералы, включения эгирина исчезают, а цвет его становится бурым, желтым и розовым. Минерал прозрачен в тонких осколках, блеск матовый, до воскового, твердость 2—3. Излом неровный, иногда занозистый. Удельный вес колеблется от 2.59 до 2.795. Минерал двуосный, оптически отрицательный; $2V=40°$. Погасание прямое или почти прямое (отклонение 2—3°). Показатели преломления колеблются. С. С. Курбатов и А. Ф. Михайлова установили, что существует зависимость между показателями преломления и содержанием щелочей и воды в либенерите. Чем больше щелочей и меньше воды, тем выше n_g, n_p при этом остается почти постоянным, или его колебания очень незначительны. В табл. 72 приведены показатели преломления ряда

Таблица 72

Показатели преломления либенерита

Либенерит	n'_g	n'_p	Автор определения
Желтовато-бурый, гора Расвумчорр	1.602	1.561	Курбатов, Михайлова, 1954.
Зеленый, гора Кукисвумчорр	1.592	1.562	Никитин, 1949.
Зеленый, из крупноблоковой апатито-нефелиновой породы, гора Юкспор	1.587	1.570	Дудкин, Козырева, Померанцева.
Зеленый, из мелкоблоковой апатито-нефелиновой породы, гора Юкспор	1.576	1.566	
Белый, из крупноблоковой апатито-нефелиновой породы, гора Юкспор	1.576	1.561	
Белый, из линзочек мелкозернистого ийолита в апатитовой породе, гора Юкспор .	1.576	1.569	
Белый, из ийолита, гора Юкспор	1.573	1.566	
Розовато-белый, из ийолита, гора Юкспор .	1.573	1.555	
Зеленовато-белый, из уртита с апатитом, гора Ньорпахк	1.552	1.546	
Зеленый, из центральной части «блока» нефелина, гора Расвумчорр	1.576	1.570	
Бурый, из краевой части «блока» нефелина, гора Расвумчорр	1.568	1.552	

образцов либеренита из апатито-нефелиновых пород Хибин. Показатели светопреломления могут быть различны даже в одном образце.

Образующаяся по хибинскому нефелину гидрослюда по составу приближается к мусковиту, но отличается от него повышенным содержанием Na_2O, FeO, CaO и MgO (Никитин, 1949). Химические анализы либенерита апатитовых месторождений приведены в табл. 73. Результаты химических анализов показывают, что с увеличением в гидрослюде содержания SiO_2 падает содержание Al_2O_3. Четкой обратно пропорциональной связи между K_2O и H_2O не наблюдается.

Пересчет результатов анализа на кристаллохимические формулы был произведен, исходя из одиннадцати кислородов в обезвоженном веществе.

В хибинском либенерите часть щелочей замещена гидроксонием, но, кроме этого, имеется и сорбционная вода.

Кристаллохимические формулы либенерита (номера соответствуют номерам анализов в табл. 73).

$$3.\ [K_{0.82}Na_{0.08}Ca_{0.08}(H_3O)_{0.02}]_{1.00} \cdot [(Al_{1.79}Ti_{0.01}Fe^{+3}_{0.13})_{1.93} \times$$
$$\times (Fe^{+2}_{0.05}Mg_{0.04})_{0.09}]_{2.02} \cdot [Al_{1.08}Si_{2.92}O_{10}](OH)_2 \cdot 0.77H_2O.$$

$$2.\ [K_{0.51}Na_{0.43}(H_3O)_{0.09}]_{1.03}[(Al_{1.58}Fe^{+3}_{0.20})_{1.78} \times$$
$$\times (Fe^{+2}_{0.02}Mg_{0.08}Ca_{0.26})_{0.36}]_{2.14}[Al_{1.03}Si_{2.97}O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot 0.46H_2O.$$

Таблица 73

Химический состав либенерита (в вес. %)

Компоненты	3	2	1	5	7	4	6
SiO_2	42.30	43.35	43.48	44.57	44.70	46.83	47.52
TiO_2	0.23	0.12	0.07	0.07	0.91	—	—
Al_2O_3	35.18	32.32	34.29	35.07	31.13	35.67	30.46
Fe_2O_3	2.47	3.92	1.51	2.19	2.54	2.20	2.36
FeO	0.86	0.35	0.99	0.66	0.66	—	0.40
MnO	—	—	0.04	—	—	—	—
MgO	0.45	0.79	0.36	0.38	1.44	—	1.09
CaO	1.18	3.64	0.78	0.22	1.78	—	1.10
Na_2O	0.58	3.31	2.33	0.47	0.79	0.98	0.39
K_2O	9.55	5.94	8.56	9.51	6.71	9.65	9.07
H_2O^+	6.56	6.04	7.23	5.84	6.70	5.09	5.48
H_2O^-	1.24	0.76	0.56	0.63	2.78	—	1.86
F	—	—	0.05	—	—	—	—
$-O=F_2$	—	—	0.02	—	—	—	—
Сумма	100.60	100.54	100.23	99.61	100.14	100.42	99.73

Примечание. Либенерит: 1 — из линзовидно-полосчатой апатито-нефелиновой породы, гора Кукисвумчорр, 2-й горный участок, аналитик З. И. Горощенко (данные авторов); 2 — из пятнисто-полосчатой апатито-нефелиновой породы, гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая (Курбатов, Михайлова, 1954); 3 — из пятнисто-полосчатой апатито-нефелиновой породы, гора Расвумчорр, аналитик А. М. Бондарева (Курбатов, Михайлова, 1954); 4 — гора Кукисвумчорр, аналитик Ю. В. Никитин (1949); 5 — пятнистая апатито-нефелиновая порода, гора Кукисвумчорр, аналитик В. Г. Загинайченко (Курбатов, Михайлова, 1954); 6 — из крупноблоковой апатито-нефелиновой породы, гора Расвумчорр, аналитик Е. И. Кульчицкая (Курбатов, Михайлова, 1954); 7 — розовый, гора Юкспор, туннель, аналитик Е. И. Кульчицкая (Дорфман, 1962).

Однако некоторый избыток SiO_2 и H_2O, наблюдающийся почти во всех анализах, можно связать с наличием опаловидного вещества, образующегося в качестве побочного продукта при превращении нефелина в либенерит.

Химические анализы измененных мусковитов, содержащих K_2O в количестве 6—7%, по И. И. Гинзбургу (Гинзбург, Рукавишникова, 1951), принадлежат иллитам, для гидромусковитов характерно более высокое (8—9%) содержание K_2O. Либенериты из зоны апатитовых месторождений Хибин представляют собой, таким образом, ряд стадийных минералов; начальные члены этого ряда — гидромусковиты — образуются по нефелину, конечные — типа иллита — являются продуктами изменения гидромусковита.

В табл. 74 приводятся соотношения основных окислов в либенеритах. Если в левой части таблицы (анализы 1—6) соотношения между основными компонентами отвечают гидрослюдам, то данные ее правой части (анализ 7) скорее характерны для иллитов и даже монтмориллонита (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).

Таблица 74

Соотношения основных компонентов в либенеритах апатито-нефелиновых пород Хибин

Соотношения коэффициентов	1	2	3	4	5	6	7
$SiO_2 : R_2O$	5.69	6.22	6.51	6.60	6.88	7.75	8.85
$H_2O : Al_2O_3$	1.19	1.04	1.05	0.80	0.92	1.02	1.40
$SiO_2 : Al_2O_3$	2.14	2.27	2.03	2.22	2.13	2.65	2.44

Примечание. Цифры в головке таблицы — номера анализов, приведенных в табл. 73.

Дифференциальные кривые нагревания либенерита имеют эндотермические остановки при температурах 120 и 570°, связанные с удалением из минерала низкотемпературной и конституционной воды (рис. 97). На кривых нагревания ряда образцов гидрослюды из зон гипергенеза можно заметить наличие высокотемпературного экзоэффекта при 1000—1100° (рис. 97), обусловленного, как было выяснено, наличием в образцах каолинита. Каолинит в условиях гипергенного изменения хибинских пород образуется по либенериту вслед за другими минералами.

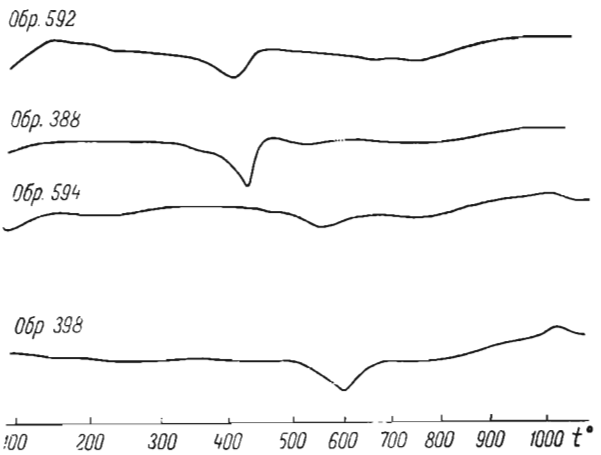


Рис. 97. Кривые нагревания четырех образцов хибинских гидрослюд. Обр. 398 — с каолинитовым эффектом.

Происхождение калиевых гидрослюд в Хибинах разными исследователями трактуется по-разному. Так, С. С. Курбатов, А. Ф. Михайлова и Ю. В. Никитин (1959) считают, что образование либенерита происходило в ослабленных тектоникой зонах в результате циркуляции горячих восходящих и холодных нисходящих растворов, т. е. протекало в низкотемпературных эндогенных и экзогенных условиях. Превращение нефелина в либенерит и натролит происходит, по их мнению, при участии углекислых растворов по схеме

$$\underset{\text{нефелин}}{K_2Na_8Al_{10}Si_{11}O_{42}} + nCO_2 + mH_2O = \underset{\text{либенерит}}{KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2} + \underset{\text{натролит}}{Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 2H_2O} + \underset{\text{сода}}{Na_2CO_3}.$$

М. Д. Дорфман (1962) считает, что образование гидрослюды в пределах трещинных зон гипергенеза связано в основном с фильтрацией поверхностных вод. Заключение М. Д. Дорфмана наиболее вероятно и четко подтверждается связью интенсивности развития гидрослюды с расстоянием от поверхности.

В породах, не связанных с зонами гипергенеза, либенерит сравнительно редок и может иметь низкотемпературное эндогенное происхождение (в зоне апатитовых месторождений). Имеющиеся данные не позволяют установить каких-либо различий в химическом составе и физических свойствах этих двух разновидностей либенерита.

Основываясь на данных И. И. Гинзбурга (Гинзбург, Рукавишникова, 1951), процессы изменения гидрослюды в зонах гипергенеза можно представить в следующем виде:

pH: 9.5 9.5—7.8 6.5 5

гидромусковит → иллит → монотермит → каолинит

pH: 9.5 9.5—7.8 8.5—7.5 8.5—7.0

гидромусковит → иллит → бейделлит → монтмориллонит →

7.6 6—5 5

→ (галлуазит—метагаллуазит) → каолинит.

Все перечисленные минералы обнаружены в смеси с гидрослюдой.

Монтмориллонит

$(Al, MgFe)_2[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$

Моноклинная сингония

Монтмориллонит был обнаружен и детально изучен на горах Юкспор и Кукисвумчорр (Дорфман, 1962). При изучении минералогии измененных гипергенезом апатито-нефелиновых пород этот минерал встречен авторами на горах Расвумчорр, Суолуайв, Ньорпахк.

Монтмориллонит является самым распространенным глинистым минералом в апатито-нефелиновых и вмещающих их породах. Он развивается за счет нефелина, содалита и натролита. В зонах гипергенного изменения горных пород содержание монтмориллонита иногда достигает 12%. Встречается он как в качестве замещающего минерала (глинисто-гидрослюдистые шпреуштейны, иногда — полные псевдоморфозы по нефелину), так и в качестве переотложенного минерала)скопления неправильной формы, жилки и линзовидные обособления). Ассоциирует в большинстве случаев с гидрослюдами, бейделлитом, каолинитом, галлуазитом и цеолитами.

Наряду с рыхлыми тонкодисперсными агрегатами монтмориллонит встречается в трещинах в виде плотных воскоподобных натеков и плотных корочек со структурами усыхания. Образует тонкие пленки и примазки на апатите, закрепляясь адгезионными силами.

Цвет монтмориллонита белый, розовый, желтовато-коричневый. Блеск воскоподобный до жирного. Минерал полупрозрачный. Твердость 1.5—2.

Корки монтмориллонита легко ломаются на тонкие остроугольные обломки типа кремня. Поверхность обломков гладкая, блестящая. Удельный вес 2.26. Под микроскопом монтмориллонит бесцветный, сложение однородное, тонкоагрегатное. В скрещенных николях зерна его поляризуют. Минерал двуосный, оптически отрицательный. Удлинение положительное, угол $2V$ малый.

Средний показатель преломления n=1.506—1.520.

Под электронным микроскопом форма частиц монтмориллонита — чешуйки с туманными, облачными контурами.

Монтмориллонит — сильный адсорбент. При адсорбции метиленового голубого мономинеральными обособлениями этого минерала и его тонкими частицами, налипшими на апатит, спектр адсорбированного красителя оказывается несколько различным. Последнее может быть вызвано тем, что наиболее активные базальные поверхности налипших частиц оказываются инертными в результате их взаимодействия с поверхностью апатита.

Емкость катионного обмена минерала 71.7 мг-экв. на 100 г; в составе поглощенных оснований преобладают калий и натрий, величина поглощенных оснований равна 0.37.

Структурная формула белого монтмориллонита (по Дорфману, 1962) имеет следующий вид:

$$(Al_{1.55}Mg_{0.59}Fe_{0.04})_{2.18}[(Al_{0.32}Si_{3.68})_4O_{10}](OH_{1.96}F_{0.04})_{2.00}.$$

Спектральными анализами в минерале обнаружены средние линии Sr и следы Be.

Порошок монтмориллонита разбухает в воде, увеличивая свой объем на 47%.

На кривой нагревания минерала обнаруживается три эндотермических эффекта при температурах 100—150, 220—250 и 680°.

Обезвоживание монтмориллонита происходит до 700°, половина всей воды выделяется при температуре 100°, до 300° удаляется 5% межпакетной воды, при 500° начинается выделение гидроксильной воды, общая потеря в весе составляет 16—19%.

Межплоскостные расстояния хибинского монтмориллонита приведены в работе М. Д. Дорфмана (1962).

Бейделлит

$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Моноклинная сингония

Бейделлит распространен только в зонах гипергенного изменения апатито-нефелиновых и вмещающих их пород. Он встречен как в корнях зон, так и в их приповерхностных участках. Иногда минерал образует полные псевдоморфозы по либенериту с сохранением формы зерна нефелина. Встречаются также прожилки, сложенные мономинеральным бейделлитом, мощностью 1—2 см, реже 8 см.

Ассоциирует бейделлит с гидрослюдой, монтмориллонитом, сапонитом, гиббситом, каолинитом, халцедоном и гидроокислами железа.

Бейделлит — тонкочешуйчатый слюдоподобный минерал светло-серого, зеленовато-серого и белого цвета, твердость его 1—1.5. Спайность совершенная в одном направлении. Под микроскопом среди гидрослюдистых и монтмориллонитовых агрегатов бейделлит отличается по форме частиц и оптическим константам: $n_g = 1.540—1.544$, $n_m = 1.530—1.531$, $n_p = 1.522—1.526$, $n_g - n_p = 0.018$.

Удлинение его отрицательное, $cNp = 7—12°$, угол $2V$ малый.

В пламени паяльной трубки минерал сплавляется в бесцветный пузыристый шарик, в закрытой трубке выделяет много воды, в воде почти не разбухает.

По химическому составу хибинский бейделлит является магниевым (Дорфман, 1962).

Спектральный анализ минерала показывает наличие в нем примесей: средние линии Ti, Sr и Ba, слабые линии Be и Mn, очень слабые Ga, следы V, Cu и Zr.

Сапонит

$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Моноклинная сингония

В Хибинах сапонит впервые был встречен П. Н. Чирвинским на горе Кукисвумчорр и изучен вместе с В. А. Егоровым (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). В дальнейшем геологи детально изучали сапо-

нит, встреченный П. Н. Чирвинским (Никитин, 1949; Дорфман, 1962). На горе Кукисвумчорр скопления его встречены в разрушенной зоне, приуроченной к мощной тингуаит-мончикитовой жиле, проходящей в луявритах вблизи апатитового тела. Залегает сапонит гнездами размером до 50×30 см и тонкими, изменчивой мощности жилками, приуроченными к центральной части разрушенных зон.

Твердость сапонита немного больше 1, излом раковистый. На вид минерал аморфный. Цвет его снежно-белый, блеск слабый, жирный. Удельный вес хибинского сапонита 2.210—2.192. Под микроскопом видно, что сапонит представляет собой тонкозернистый агрегат бесцветных анизотропных пластинок и сферолитов. Сферолиты обычно имеют размеры 0.01—0.02 мм. Минерал двуосный, оптически отрицательный.

Погасание почти прямое, знак удлинения отрицательный, средний показатель преломления, измеренный в иммерсионном препарате, 1.52 (по П. Н. Чирвинскому) и 1.528 (по Ю. В. Никитину).

Под электронным микроскопом частицы сапонита имеют удлиненную чешуйчатую форму с расплывчатыми контурами чешуек.

Таблица 75

Химический состав сапонита
(в вес. %)

Компоненты	1	2
SiO_2	43.02	43.24
Al_2O_3	8.26	8.78
Fe_2O_3	0.08	0.02
TR_2O_3	Сл.	—
MnO	0.01	—
MgO	22.05	22.93
CaO	3.29	2.97
Na_2O	—	—
K_2O	0.62	—
H_2O^+	7.18	8.71
H_2O^-	15.66	12.88
Сумма	100.17	99.53

Примечание. 1 — гора Кукисвумчорр, аналитик В. А. Егоров (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); 2 — гора Кукисвумчорр, аналитик Ю. В. Никитин (1949).

Химические анализы сапонита горы Кукисвумчорр приведены в табл. 75. Пересчет химических анализов приводит к следующим формулам:

1. $(Mg_{2.67}Al_{0.28})_{2.95}[(Si_{3.49}Al_{0.51})_{4.0}O_{10}](OH)_2 \cdot 5.19H_2O + X_{0.33}$
2. $(Mg_{2.68}Al_{0.31}Fe_{0.005})_{3.04}[(Al_{0.48}Si_{3.52})_{4.0}O_{10}](OH)_2 \cdot 5H_2O + X_{0.34}$.

Таблица 76

Межплоскостные расстояния сапонита (табл. 75, анализ 2)

Интенсивность	$\frac{d_{\text{Å}}}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_{\text{Å}}}{n}$
2	4.498	4	1.702
5	3.3745	10	1.524
5	3.316	7	1.315
7	3.006	2	1.271
8	2.539	1	1.050
3	2.162	4	0.994
2	1.918	6	0.882
2	1.795		

Примечание. *Условия съемки*: Cu-антикатод, Ni-фильтр, $Д_к = 57$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм (Никитин, 1949).

От бейделлита сапонит отличается резко повышенным содержанием MgO. Спектральным анализом в нем обнаружено присутствие следующих примесей: средние линии Sr, Mn, слабые линии и следы Ga, Cu, Ti, Be, Na и P.

В кислотах сапонит не разлагается. В воде набухает с увеличением объема на 16.7%, в пламени паяльной трубки оплавляется.

Кривая нагревания минерала имеет три эндотермические остановки в интервалах 80—155, 200—260, 775—830°.

На порошкограмме хибинского сапонита есть ряд отражений, не встречающихся на порошкограммах обычного монтмориллонита (табл. 76): 1.524 Å (10), 1.315 Å (7).

П. Н. Чирвинский (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937) считал сапонит гидротермальным минералом. М. Д. Дорфман (1962) высказал предположение, что образование сапонита в зоне разлома связано с пересечением этой зоной дайки мончикита. Гипергенное разложение магнезиального минерала оливина — главного минерала мончикита — и является, по его мнению, причиной образования сапонита.

Нонтронит

$(Fe, Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Моноклинная сингония

Нонтронит в Хибинах впервые установлен и изучен М. Д. Дорфманом (1962). Этот минерал найден в крутопадающих зонах выветривания, в наиболее удаленных от поверхности участках. В апатитовых породах нонтронит крайне редок. Он образует налеты и корочки на пироксенах.

Цвет нонтронита оливково-зеленый, желтовато-зеленый и бурый, блеск воскоподобный. Минерал мягкий, легко режется и полируется. Излом раковистый.

Под микроскопом нонтронит обнаруживает тонкоагрегатное сложение.

Каолинит

$Al_2[Si_2O_5](OH)_4$

Моноклинная сингония

Каолинит впервые был обнаружен в 1959 г. в зонах гипергенного изменения апатито-нефелиновых пород горы Юкспор. Количественно-минералогический анализ двух технологических проб измененной гипергенезом

Таблица 77

Химический анализ смеси гидрослюды с каолинитом

Компоненты	Весовые %	Молекулярные количества	Либенерит	Каолинит	Остаток
SiO_2	43.28	721	444	198	79
Al_2O_3	36.70	321	222	99	—
Fe_2O_3	3.17	20	—	—	20
FeO	0.28	4	—	—	4
MgO	0.15	4	—	—	4
CaO	0.13	2	—	—	2
Na_2O	0.81	13	—	—	13
K_2O	7.03	74	74	—	—
H_2O^-	0.68	—	—	—	—
H_2O^+	7.67	427	148	198	81
Сумма	99.90	1589	888	495	203
Молекулярные %	—	100.0	55.9	31.1	13.0

апатито-нефелиновой породы показал, что содержание его от суммы глинистых минералов составляет не больше 1—1.5%. Каолинит встречается среди гидрослюдистых образований, тяготея к трещинкам и краевым зонам крупных псевдоморфоз гидрослюды по нефелину. Мономинеральные обособления его сложены мелкими чешуйками, одинаково ориентированными в пределах одного обособления. Чистый каолинит, без примеси гидрослюды, гидроокислов железа и алюминия — мягкий, белого цвета минерал.

Под микроскопом он узнается по характерным червеобразным сросткам кристаллов. Показатели преломления минерала: $n'_g = 1.564$, $n'_p = 1.560$, двупреломление равно 0—0.004.

В гидрослюдистой массе каолинит отличается слабым двупреломлением и формой сростков. На химический анализ было отобрано крупное

Таблица 78

Межплоскостные расстояния каолинита

Каолинит, Хибины			Каолинит (Михеев, 1957)		
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	$\frac{d_\beta}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	$\frac{d_\beta}{n}$
6	(8.03)	7.28	5	(7.88)	7.14
10	7.29	6.51	10	7.14	6.47
1	(4.88)	4.42	1	4.84	4.38
4	4.48	(4.06)	3	4.48	(4.01)
6	4.36	3.95	4	4.36	(3.95)
6	4.18	3.79	4	4.17	(3.78)
5	3.96	3.59	3	(3.94)	3.57
2	3.85	3.49	2	3.85	(3.49)
1	3.74	3.39	2	3.73	(3.38)
10	3.58	3.25	10	3.57	(3.24)
2	3.39	3.04	3	3.32	(3.01)
1	3.143	2.849			
3	(2.823)	2.558	2	(2.83)	2.561
4	(2.746)	2.489	4	2.77	(2.51)
1	2.617	2.372	1	(2.63)	2.38
8	2.563	(2.323)	4	2.559	(2.320)
7	2.525	2.289	3	(2.529)	2.292
9	2.490	(2.257)	6	2.489	(2.256)
4	2.373	2.151	4	2.378	(2.155)
10	2.336	2.117	8	2.338	(2.119)
9	2.286	2.072	6	2.291	(2.077)
1	2.241	2.031	1	2.248	(2.037)
3	2.185	1.980	2	2.186	(1.982)
6	1.984	1.798	6	1.993	(1.804)
3	1.934	1.753	3	1.940	(1.758)
3	1.891	1.714	2	1.896	(1.719)
4	1.831	1.660	4	(1.839)	1.667
4	1.781	1.614	5	1.786	(1.619)
2	1.679	1.522	2	1.685	(1.527)
4	1.660	1.505	7	1.665	(1.509)
2	(1.636)	1.483	2	(1.641)	1.488
3	1.615	1.464	4	1.619	(1.467)
1	1.582	1.434	2	1.589	(1.440)
3	1.536	1.392	5	1.541	(1.396)
10	1.488	(1.348)	10	1.487	(1.348)
1	1.451	1.315	3	1.453	1.317
1	1.412	1.280	1	(1.414)	1.282
1	1.391	1.260	2	1.390	(1.260)
2	1.340	1.215	2	1.347	(1.221)
2	1.304	1.182	6	1.306	(1.184)

Примечание. *Условия съемки*: неотфильтрованное Fe-излучение, $Д_к = 100$ мм, $Д_{обр.} = 0.3$ мм. Расчет произведен Е. П. Германовым.

прямоугольное зерно (5×4 см) бывшего нефелина, замещенного гидрослюдой и каолинитом (гора Расвумчорр, 15 орт, проба 2). Результаты анализа, произведенного В. Г. Загинайченко, и пересчет его приведены в табл. 77.

Каолинит составляет в данной псевдоморфозе примерно 30.0 мол. %. Спектральным анализом в смеси гидрослюды и каолинита установлены: Si и Al — сильные линии, Mg, Ca и Fe — средние линии, Na, Ba, Sr, Mn, Ti, K и Ga — слабые линии.

На дифференциальной кривой нагревания гидрослюд (см. рис. 97) обнаруживаются каолинитовые эффекты при температурах: 560° — эндоэффект и 1000 — 1010° — экзоэффект.

Для точной диагностики минерала была снята порошкограмма по возможности чистого от гидрослюды материала. Межплоскостные расстояния каолинита приведены в табл. 78.

Галлуазит

$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$

Моноклинная сингония

Галлуазит в Хибинах впервые был отмечен С. С. Курбатовым и А. Ф. Михайловой (1954) среди продуктов изменения нефелина — либенерита, натролита и гидроокислов железа. Встречается он в зонах гипергенного изменения обогащенных апатитом пород, где составляет не более 2% среди других минералов. Галлуазит установлен авторами в псевдоморфозах глинисто-гидрослюдистого состава по нефелину и в виде тонких прожилков в разрушенных зонах.

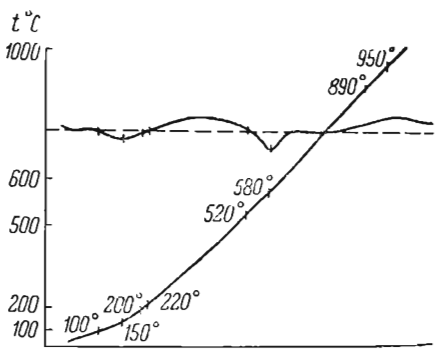


Рис. 98. Кривая нагревания галлуазита.

Мощность прожилков галлуазита 1—2 мм; от них отходит целая сеть еще более тонких прожилков, которые, ветвясь, проникают в апатитовые породы и даже рассекают отдельные зерна апатита.

Цвет минерала снежно-белый; при наличии гидроокислов железа галлуазит приобретает бурый цвет. Твердость 2, излом неровный, землистый, блеск восковой. В тонких осколках минерал прозрачен. В шлифах галлуазит обнаруживает тонкоагрегатное строение, $n_{ср.} = 1.540—1.541$.

Минерал слабоанизотропный, двупреломление его равно 0.001—0.002.

В результате химического анализа, проведенного А. В. Мокрецовой, в белом галлуазите из тонкого прожилка в разрушенной зоне горы Юкспор обнаружено присутствие следующих компонентов (вес.%): SiO_2 — 48.42, TiO_2 — 0.10, Al_2O_3 — 25.26, Fe_2O_3 — 0.58, MgO — 1.86, CaO — 4.04, Na_2O — 0.72, K_2O — 2.80, H_2O^- — 6.68, H_2O^+ — 8.58, P_2O_5 — 0.88%. Проанализированный минерал отличается несколько повышенным содержанием SiO_2 и пониженным Al_2O_3; кроме того, в нем установлена значительная примесь CaO, MgO и K_2O.

Спектральным анализом в галлуазите обнаружены очень сильные и сильные линии Al, Si, Mg и Ca, средние линии Fe, K, Na, Sr и Ba, слабые линии Ga и Ti, очень слабые линии Mn, V, Cu и Rb.

На дифференциальной кривой нагревания хибинского галлуазита обнаруживаются теплоэффекты при температурах 150, 220, 580 и 950°

(рис. 98). Они совпадают с теплоэффектами для галлуазитов, приводимыми И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишниковой (1951).

Межплоскостные расстояния галлуазита из района хибинских апатитовых месторождений соответствуют эталонным (табл. 79).

Таблица 79

Межплоскостные расстояния галлуазита

Галлуазит, Хибины		Галлуазит (Михеев, 1957)	
интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
6	3.60	6р	3.62
4ш	2.811	2р	2.82
10ш	2.559	7	2.57
	2.487		
10	2.336	3	2.330
4ш	2.291	2	2.227
1р	1.988		
1р	1.843	2р	1.842
2ш	1.686	4	1.685
	1.640	4р	1.635
10	1.485	10	1.483
3р	1.282	5	1.286
3р	1.233	7	1.236

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 100$ мм, $Д_{обр.} = 0.3$ мм; ш — широкая линия, р — размытая линия. Расчет произведен Е. П. Германовым (1960).

Гиббсит

$Al(OH)_3$

Моноклинная сингония

Гиббсит в Хибинах распространен незначительно. Впервые описан П. Н. Чирвинским (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). Встречается он среди минералов, образующихся по нефелину, ассоциирует с натролитом, монтмориллонитом и халцедоном. Е. И. Семеновым на горе Юкспор вблизи апатито-нефелиновых пород были встречены мономинеральные прожилки гиббсита мощностью до 2 см.

Твердость его 2.5—3. Минерал хрупкий. Спайность весьма совершенная по (001). Оптическая характеристика минерала, по данным разных исследователей, несколько отлична: $\beta=1.580$, $\alpha=1.566$, $\beta-\alpha=0.014$—0.015 (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937), $n'_g = 1.587$—1.592, $n'_p = 1.572$—1.578, $n'_g - n'_p = 0.014$—0.015 (Курбатов, Михайлова, 1954).

Аллофан

$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot qH_2O$

Аморфный

В Хибинах аллофан широко распространен в коренных обнажениях апатито-нефелиновых и других нефелинсодержащих пород, но встречается в незначительных количествах. Скопления его особенно часты в обнажениях пород по берегам рек (р. Лявойок, руч. Суолуайвйок); вместе с аллофаном встречается опал. Реже аллофан можно встретить вместе с монтмориллонитом, бейделлитом, гидрослюдами и гидроокислами железа в зонах гипергенного изменения горных пород.

Аллофан образует землистые скопления или порошковатые налеты на поверхности зерен нефелина. Толщина скопления не превышает 1 мм. Реже встречается он среди глинисто-гидрослюдистых псевдоморфоз по нефелину (шпреуштейнов).

Цвет минерала снежно-белый, желтоватый. Сложение землистое. В проходящем свете минерал бурый, оптически изотропный. Показатели преломления варьируют от 1.48 до 1.50.

В табл. 80 приведен химический анализ аллофана (аналитик З. И. Горощенко), найденного в районе развития апатито-сфено-нефелиновых пород в долине р. Лявойок. Повышенное содержание щелочей связано, вероятно, с примесью нефелина, так как аллофан для анализа соскабливался с поверхности зерен этого минерала. Пересчет химического анализа (примесь нефелина учитывалась и изъята из формулы) позволяет написать эмпирическую формулу хибинского аллофана в следующем виде:

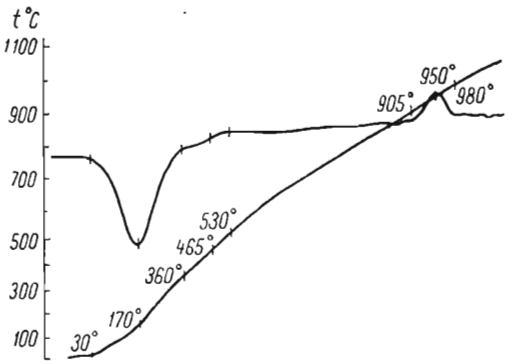


Рис. 99. Кривая нагревания аллофана.

$$Al_2O_3 \cdot 1.9SiO_2 \cdot 5.1H_2O.$$

Спектральный анализ рассматриваемого минерала показал, кроме основных элементов, наличие Cu, Ba, Sr и Mn.

Таблица 80

Химический анализ аллофана

Компоненты	Весовые %	Молекулярные количества	Компоненты	Весовые %	Молекулярные количества
SiO_2	35.99	599	CaO	2.69	47
TiO_2	1.29	16	Na_2O	2.76	43
Al_2O_3	26.23	256	K_2O	1.85	19
Fe_2O_3	5.73	36	H_2O	22.83	1264
MgO	0.64	15			
			Сумма	100.01	

Дифференциальная кривая нагревания аллофана (рис. 99) обнаруживает эндотермический эффект при температуре 170° и слабый экзотермический эффект при температуре 950°.

Вудъяврит

Обогащенный водой и углекислотой титаносиликат редких земель и кальция

Аморфный

Вудъяврит тесно связан с ринколитом и ловчорритом, на которых он образует корки.

В шлифах минерал слабо желтоватый до бесцветного, двупреломляет, средний показатель преломления вудъяврита 1.610—1.618.

Цирфесит

$mZrO_2 \cdot nFe_2O_3 \cdot pSiO_2 \cdot qH_2O$

Аморфный

Цирфесит — коллоидный продукт гипергенного изменения эвдиалита. Поскольку содержание эвдиалита в апатитовых породах невелико, цирфесит в пределах апатитовых тел встречается редко. Подробно изучен цирфесит, образующийся по эвдиалиту пегматитов (Дорфман, 1962). Это порошковатый мелкочешуйчатый агрегат светло-желтого цвета, обычно образующий корки на поверхности выделений эвдиалита. Показатель преломления его 1.592.

Опал

$SiO_2 \cdot nH_2O$

Аморфный

Широкое развитие опала наблюдалось в ряде зон гипергенеза на горах Юкспор и Расвумчорр. Этот минерал был найден в приповерхностных участках зон вместе с аллофаном, галлуазитом и монтмориллонитом.

Рис. 100. Развитие опала (*темное*) по нефелину. Шлиф, с анализатором, увел. 20.

Опал образует псевдоморфозы по нефелину, замещая как мелкозернистый нефелин линзочек мелкозернистого ийолита, так и нефелин крупных блоков крупноблоковых апатито-нефелиновых агрегатов. Замещение начинается с краев зерен, в центре иногда можно видеть неизмененный нефелин (рис. 100). Реже встречаются тонкие прожилки (2—3 мм), целиком сложенные опалом.

Спектральный анализ опала из псевдоморфозы по крупному зерну нефелина крупноблоковой породы дал следующие результаты: сильные линии Si, средние линии Mn, Fe, K, Al, Na, Ba и Sr, слабые линии Mg, Nb, Bi, Ca и Ti, очень слабые линии Be, Ga, Mo, Cu, Zr и Li.

Цвет опала желтый или белый; минерал полупрозрачный. Блеск стеклянный, твердость 5—6, хрупкий. Излом его раковистый. Удельный вес 1.89. Минерал изотропный, n=1.468—1.470.

На порошкограмме опала обнаружены немногочисленные слабые отражения, принадлежащие механической примеси нефелина.

Халцедон

SiO_2

Скрытокристаллический

В Хибинах халцедон известен давно (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). В апатитовых телах в заметном количестве обнаружен в трещинных зонах выветривания на горе Юкспор, в приповерхностных участках зон гипергенеза. Судя по ассоциации, является продуктом раскристаллизации опала. Содержание его в одной из технологических проб апатито-нефелиновой породы составило около 2 вес. %.

Халцедон образует небольшие неправильные выделения (1 мм—1.5 см) среди глинистых минералов. Минерал серый, очень плотный. От опала отличается по удельному весу (2.4) и твердости (выше 7). Вязкий, $n=1.531$. При нагревании выделяется до 6% воды. Спектральный анализ халцедона близок к спектральному анализу опала.

Гидроокислы железа

гётит,	лепидокрокит,	гидрогётит.
FeOOH,	FeOOH,	$FeOOH \cdot H_2O$.
Ромбическая сингония		*гидрогель*

Образуют единые тонкие смеси. Количественно преобладают гётит и гидрогетит.

Гётит и гидрогётит в пределах апатитовых месторождений распространены только вблизи поверхности и в трещинных зонах гипергенеза. Содержание гидроокислов железа в апатито-нефелиновых породах, измененных экзогенными процессами, составляет от 0.1 до 6.0% (9 определений).

Гётит и гидрогётит присутствуют в гипергенных шпреуштейнах — продуктах разложения нефелина, окрашивая их в бурый цвет. В виде корочек и примазок их часто можно наблюдать на зернах апатита, реже — сфена и полевого шпата. Характерны тонкие выделения этих минералов по трещинам отдельности и по спайности в нефелине, полевом шпате, пироксенах, иногда в апатите. Гётит и гидрогётит активно замещают титаномагнетит, участвуют в составе экзогенных продуктов разложения пироксенов, амфиболов и лепидомелана.

Изредка гидроокислы железа встречаются в виде почти мономинеральных выделений по трещинам. Во всех случаях гётит и гидрогётит сопровождаются глинистыми минералами, с которыми они образуют тонкую смесь. На поверхности зерен апатита коллоидные частицы гидроокислов железа закрепляются монтмориллонитом.

Цвет бурый, спектр отражения характеризуется резким максимумом поглощения в интервале волн 400—600 $m\mu$ (см. рис. 32). Интенсивность поглощения света образцами измененных гипергенезом пород при $\lambda=500 m\mu$ использовалась авторами для оценки количественного содержания в них гидроокислов железа.

Цвет порошка бурый, оранжевый, иногда коричневый с красноватым оттенком. Твердость 4—5.5 (в плотных выделениях).

В шлифах гидроокислы железа имеют землистое сложение, но местами можно наблюдать тонкие чешуйки и мелкие волокна, отличающиеся заметным плеохроизмом в оранжевых и красновато-бурых тонах. Чешуйки

и волокна, по-видимому, являются лепидокрокитом. В аншлифах гидроокислы железа серовато-белые, изредка встречаются оранжево-красные внутренние рефлексы.

Химический состав гётита и гидрогётита, по-видимому, близок к теоретическому. Непосредственное определение его оказалось невозможным, поскольку в совершенно чистом виде рассматриваемые минералы не встречены. Потеря в весе при нагревании составляет от 9 до 16%, кривые потери веса обычные для гётита и гидрогётита. В относительно чистых раз-

Таблица 81

Межплоскостные расстояния гётита

Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$
1	4.928	3	2.244	6	1.559
2	4.533	4	2.186	5	1.505
10	4.147	1	2.097	2	1.472
2	3.330	2	1.989	3	1.449
2	3.222	3	1.924	3	1.408
2	3.016	3	1.881	1	1.359
3	2.965	4	1.797	3	1.316
1	2.914	8	1.716	1	1.261
1	2.823	1	1.662	2	1.240
8	2.678	2	1.622	1	1.152
3	2.571	3	1.598	1	1.125
9	2.438				

Примечание. *Условия съемки*: Fe-излучение, $Д_К = 68$ мм, $Д_{обр.} = 0.5$ мм. Расчет произведен Л. И. Полежаевой.

ностях, образовавшихся на месте титаномагнетита и отложенных в трещинах, спектральными анализами установлена примесь Ca, Mn, Mg, Si, Al, Na, Ba, Sr, V, Ti, Cu и Zr.

Межплоскостные расстояния гётита, образующего пленки на поверхности апатитовых зерен, приведены в табл. 81. Гётит собран после растворения апатита в слабой соляной кислоте. Межплоскостные расстояния хибинского гётита и интенсивности отражений те же, что и у двух образцов гётита, рентгенограммы которых приводит Михеев (1957).

Анатаз

TiO_2

Тетрагональная сингония

Анатаз в чистом виде в трещинных зонах гипергенеза встречается сравнительно редко. Гораздо чаще в тех же условиях наблюдается анатазовый лейкоксен — смесь анатаза с рентгенаморфным веществом. Анатаз и анатазовый лейкоксен в виде пористых корочек и охристых налетов развиваются на сфене, астрофиллите и лампрофиллите.

В экзогенных условиях характерно развитие анатаза за счет сфена. Он замещает сфен как с поверхности, так и по трещинам. Спектрофотометрический анализ степени замещения сфена в так называемых окисленных апатито-нефелиновых породах показал, что в некоторых случаях сфен почти полностью замещается анатазом и лейкоксеном, а общее содержание этих продуктов в измененной породе может достигать 4%.

Изредка анатаз наблюдается в виде тонких примазок на зернах апатита, которым он придает бледно-желтый оттенок.

Цвет почти чистого анатаза ярко-оранжевый, лейкоксена — более бледный. Спектры отражения оранжевого анатаза и бурого сфена даны на рис. 101. Окраска анатаза в противоположность бурому сфену не является дефектной — она полностью сохраняется при нагревании до 700°.

Разница в отражении анатаза и сфена при $\lambda = 460$ mμ использовалась для оценки степени изменения сфена. Зависимость $\Delta R\%$ от весовых % анатаза, находящегося в смеси со сфеном (искусственные смеси), приведена на рис. 102.

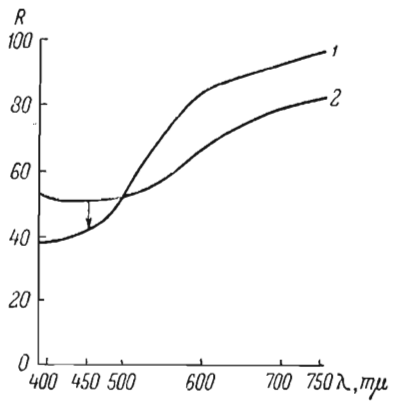


Рис. 101. Спектры отражения анатаза (*1*) и бурого сфена (*2*).

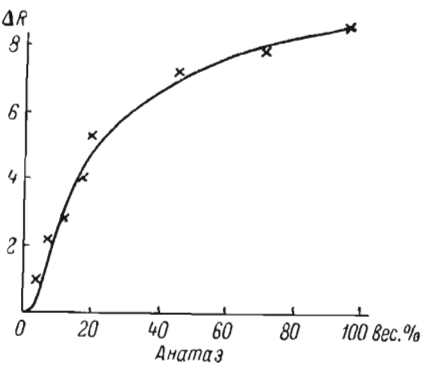


Рис. 102. Зависимость между содержанием анатаза (в вес. %) и ΔR при $\lambda = 460$ mμ, устанавливаемая по интенсивности отражения чистого сфена и смеси.

Блеск анатаза сильный, стеклянный, показатель преломления больше 2, твердость в плотных корочках около 4.

Спектральным анализом в лейкоксене, кроме сильных линий Ti, устанавливаются сильные линии Si и Al. Можно предполагать, что, кроме анатаза, лейкоксен содержит опал и аллофан.

Межплоскостные расстояния практически чистого хибинского анатаза впервые получены М. Д. Дорфманом (1962).

Термонатрит

$Na_2CO_3 \cdot H_2O$

Ромбическая сингония

Термонатрит в пределах апатитовых тел встречается крайне редко. Примазки его наблюдались на стенках горных выработок в пределах Юкспорского апатитового рудника и на горе Кукисвумчорр. Природа термонатрита установлена М. Д. Дорфманом (1962) путем сравнения порошкограммы минерала с эталонной. Рассматриваемый минерал легко диагносцируется по растворимости в воде, вскипанию в соляной кислоте и вкусу. Возникает в результате растворения виллиомита поверхностными водами.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные наиболее общие этапы минералообразования в пределах апатитовых месторождений вполне определенно наметились уже при разборе условий образования отдельных минералов, при разделении их на

группы по ассоциации и распространению. Так, довольно четко выделяются минералы — продукты экзогенных процессов и минералы, возникшие на поздних этапах эндогенного минералогенеза.

Характеристики, полученные для всех минералов, принимающих участие в составе обогащенных апатитом пород, позволяют классифицировать их по целому ряду признаков. Наибольший интерес представляет, естественно, деление минералов и их разновидностей на группы с одновременным использованием нескольких существенных признаков.

Какие же признаки считать существенными для генетической классификации минералов? Две разновидности минерала могут существенно отличаться по химическому составу и физическим свойствам, однако это не всегда служит убедительным признаком различного способа их образования. То же относится и к формам выделения минералов: в практике современных геологических исследований этот признак часто является весьма спорным. Что касается псевдоморфоз и пересечений минеральных агрегатов, то авторы далеко не всегда имели возможность использовать эти надежные критерии.

Элементарным и в то же время наиболее фундаментальным понятием при анализе любой взаимосвязи явлений служит понятие изменение. Именно характер изменений содержания, морфологии, состава и физических свойств минералов в пределах одной и той же породы и группы пород наиболее отчетливо характеризует способ образования этих минералов или их разновидностей, основные условия процессов их возникновения и изменения (Овчинников, 1959; Григорьев, 1961; Марфунин, 1961б; и др.).

Полученный при изучении минералов хибинских апатитовых месторождений материал позволяет, прежде всего, разделить их на группы по характеру распределения в одном и том же минеральном агрегате. Исходными данными для такой классификации служат колебания абсолютных весовых содержаний минерала в одной и той же породе, колебания объемных содержаний минерала по шлифам и частота встречаемости минеральных зерен в шлифах и протолочках. Все минералы главных пород, слагающих апатитовые месторождения (на минералах пегматитов, эпигенетических жил и поздних жилок мы остановимся ниже отдельно), делятся по признаку распределения в породах на три основные группы.

1. Минералы, относительно равномерно распределенные в породах, содержание которых в одной и той же породе колеблется, но в определенных пределах, причем четко выявляются наиболее характерные значения содержаний, близкие к среднеарифметическому, хотя и не совпадающие с ним.

2. Минералы, неравномерно распределенные в породах, содержание которых колеблется в очень широких пределах, причем при небольшом числе определений равновероятно любое возможное содержание.

3. Минералы, неравномерно распределенные в породах, для которых наиболее вероятно или полное отсутствие в породе, или же скопление на различных по объему участках.

Насколько справедливо такое сравнительно грубое разделение минералов, можно судить по рис. 103. На верхнем и среднем графике приводится распределение частот содержаний минералов первой группы (апатит, пироксены, см. табл. 1) в уртите с апатитом. Оно характеризуется одновершинной кривой (с положительной или отрицательной асимметрией). На среднем графике приводится распределение частот содержаний (в шлифах) эгирина, образующего каемки по зернам эгирин-авгита. По выбранной нами классификации эгирин относится ко второй группе. В эту группу попадает, в частности, и апатит Поачвумчоррского месторождения, содержание которого в одном и том же минеральном агрегате значи-

тельно колеблется, причем выделить какие-либо характерные содержания на основании имеющихся анализов невозможно.

Наконец, нижний график (рис. 103, *в*) иллюстрирует распределение частот содержаний натролита — минерала третьей группы — в уртите с апатитом.

Группы минералов, выделенные по признаку равномерного или неравномерного распределения в породах, перечислены в табл. 82 (в скобках отмечены некоторые особенности минералов, которые рассматриваются ниже). Попробуем проследить изменчивость формы и размера кристаллических индивидов у минералов выделенных групп, а также и некоторые общие особенности их морфологии.

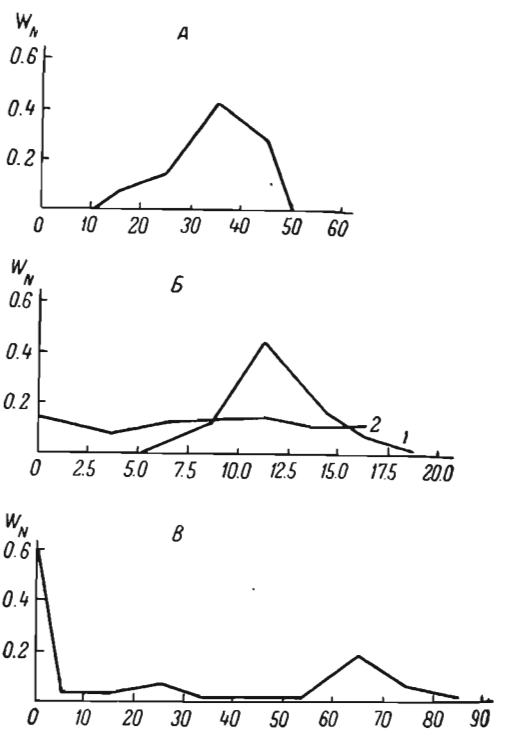


Рис. 103. Распределение частот содержаний некоторых минералов в обогащенном апатитом уртите.

А — кривая распределения различных содержаний апатита (вес. %); *Б* — кривая распределения частот содержаний: *1* — пироксенов в целом (вес. %), *2* — эгирина (объемн. %); *В* — кривая распределения частот содержаний натролита (объемн. %).

Для всех минералов первой группы характерно постоянство формы и размера зерна в пределах одной и той же породы: они либо обладают высокой степенью идиоморфизма, либо выполняют мезостазис пород. Изменения формы и размера зерна связаны, в основном, с участием этих минералов в составе пород различной структуры. Ярким примером служат морфологические разновидности эгирин-авгита, титаномагнетита и первая группа морфологических разновидностей сфена. Типом породы в значительной степени определяется форма и размер зерна полевого шпата, нефелина и апатита. Правда, у апатита и нефелина в ряде случаев имеет место определенное непостоянство формы и размера зерна в пределах одной и той же породы. Так, в существенно апатитовом агрегате наблюдается мелкозернистый, крупнозернистый и игольчатый апатит, а также идиоморфный, ксеноморфный нефелин и крупные кристаллы нефелина. Это указывает на то, что оба эти минерала участвовали не в одном процессе минералообразования.

Минералы второй группы (табл. 82) представлены в большинстве случаев всего одной-двумя морфологическими разновидностями, встречающимися во всех породах независимо от их структуры. Многие из этих минералов (эгирин, амфибол, лепидомелан) образуют каймы вокруг зерен минералов первой группы. Их замечательной особенностью является резкое колебание размеров кристаллических индивидов в пределах одной и той же породы. Ширина и развитие кайм эгиринизации непостоянны в рядом расположенных зернах пироксена, размер таблиц лепидомелана резко варьирует в одном шлифе. Неравномерность распределения этих минералов в породах коррелируется, таким образом, с неравномерным по величине развитием их зерен.

Таблица 82

Группы минералов, выделяющиеся на основании общего характера распределения в породах, особенностей морфологии, химического состава и физических свойств

Эндогенные минералы			Экзогенные минералы
I группа	II группа	III группа	IV группа
Содержание минералов в породе колеблется в определенных пределах; четко выделяются наиболее характерные содержания.	Содержание минералов резко колеблется, равновероятно любое из возможных содержаний.	Резко неравномерно распределенные в породах минералы: наиболее характерно либо полное их отсутствие в породе, либо скопления на различных по объему участках.	
Апатит I.	Апатит II.	Канкринит.	Франколит.
Нефелин.	(Нефелин II).	Содалит.	Шабазит.
Полевой шпат.	(Повышение триклинности полевого шпата).	Уссингит.	Томсонит.
	Адуляр.	Натролит.	Натролит.
Титаномагнетит.	Поздний ильменит в титаномагнетите.	Анальцим.	Филлипсит.
		Пектолит.	Либенерит.
Эгирин-авгит.	Эгирин.	Волокнистый эгирин.	Монтмориллонит.
Сфен I.	Призматический сфен.	Волокнистый сфен.	Бейделлит.
Лепидомелан чешуйчатый.	Таблитчатый лепидомелан.	Тонкочешуйчатый лепидомелан.	Сапонит.
Ринколит.	Ловчоррит.	Рамзаит.	Нонтронит.
		Астрофиллит.	Галлуазит.
	Амфиболы.	Волокнистый амфибол.	Гидраргиллит.
			Каолинит.
Эннгматит.		Гематит.	Аллофан.
Ламнрофиллит.		Манганильменит.	Цирфесит.
Эвдиалит.		Магнетит.	Опал. Халцедон.
		Пирит.	Вудъяврит.
		Халькопирит.	Гётит.
			Гидрогётит.
		Флюорит.	Лепидокрокит.
		Виллиомит.	Анатаз.
		Кальцит.	Термонатрит.

Третья группа эндогенных минералов характеризуется неравномерным развитием на ограниченных участках пород как отдельных кристаллических индивидов, так и мономинеральных агрегатов.

Для минералов этой группы весьма типична волокнистая форма (пектолит, астрофиллит, волокнистые разновидности эгирина, сфена, амфибола), метельчатые, радиально-лучистые и параллельно-шестоватые агрегаты (канкринит, натролит и др.).

Экзогенные минералы (четвертая группа), за редким исключением, характеризуются тонкодисперсным состоянием; среди них сравнительно много аморфных соединений (аллофан, цирфесит, вудъяврит, опал).

Большой интерес представляют изменения химического состава и физических свойств минералов апатитовых месторождений, но полученный материал позволяет проанализировать в этом отношении в основном только наиболее детально изученные главные минералы. Физические свойства чешуйчатого лепидомелана выдержаны в пределах всех пород. Физиче-

ские свойства сфена, исключая его призматическую разновидность, четко определяются типом породы, в составе которой этот минерал принимает участие. То же в полной мере относится и к физическим свойствам эгирин-авгита. Титаномагнетит, обладающий выдержанным химическим составом в пределах всех обогащенных апатитом пород, обнаруживает явные незакономерные колебания в структуре распада твердого раствора, которые определяются развитием в нем позднего ильменита, по существу минерала второй группы (табл. 82).

Калиевый полевой шпат пород при выдержанном химическом составе отличается резко неравномерной степенью триклинности и упорядоченности. Для объяснения этого явления большой интерес представляют наблюдения А. С. Марфунина (1961б) за последовательностью превращений полевых шпатов в твердом состоянии. По его мнению, калиево-натриевые полевые шпаты кристаллизуются метастабильно в виде гомогенных неупорядоченных модификаций, а все прочие их формы обусловлены превращениями в твердом состоянии. С этой точки зрения калиевый полевой шпат апатитовых месторождений с относительно выдержанной триклинностью ($\Delta_{тр.}$= 0.13, данные семи определений) можно считать практически неизменным, а все прочие структурные разновидности его рассматривать как результат воздействия наложенных процессов на закристаллизовавшийся полевой шпат.

Нефелин апатитовых месторождений в целом имеет выдержанный химический состав и постоянные физические свойства. Вместе с тем распределение твердых и газово-жидких включений в этом минерале, колебания содержаний некоторых элементов-примесей в совокупности с рассмотренными выше особенностями изменения морфологии нефелина позволяют заключить, что он претерпел изменения после кристаллизации пород. Имеются основания предполагать существование в породах особой генерации нефелина, которая должна быть отнесена ко второй группе минералов (см. табл. 82).

Примерно то же, что и в отношении нефелина, характерно и для апатита, слагающего месторождения, но для апатита имеются все основания твердо выделить различные генерации. Одна из них по всем признакам принадлежит к первой группе минералов (табл. 82). Относительно равномерное распределение в объеме пород, выдержанность формы зерна, химического состава и физических свойств — типичные признаки всей массы мелкозернистого апатита апатито-нефелиновых пород. Резкие колебания размера зерен крупнозернистого и игольчатого апатита апатито-нефелиновых пород (см. апатит) свидетельствуют о возможности возникновения этих модификаций в процессе перекристаллизации (апатит II, табл. 82). Анализ поведения содержания SrO в хибинском апатите свидетельствует о возможной его наложенной зональности, что особенно характерно для апатито-сфено-нефелиновых пород (вторичные зоны апатита, апатит II, табл. 82). Наконец, морфология апатита Поачвумчоррского месторождения, менее равномерное распределение его в породах и резко невыдержанное содержание в нем SrO позволяют рассматривать его как особую модификацию — разновидность апатита, которую целиком следует относить ко второй выделенной группе эндогенных минералов (апатит II, табл. 82). То же относится и к почти волокнистым агрегатам апатита, развитым на контакте среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов и апатито-нефелиновых пород (гора Куэльпор).

Эгирин, таблитчатый лепидомелан и амфиболы обладают невыдержанными физическими свойствами, так же колеблющимися в пределах одной и той же породы, как и содержание этих минералов и размер зерна. В отношении эндогенных минералов третьей группы можно только отметить, что для некоторых из них (волокнистый эгирин, волокнистый сфен и дру-

гие) фиксировались значительные колебания физических свойств, намного превышающие воспроизводимость определений. Наконец, почти все гипергенные минералы по своей природе являются образованиями с резко непостоянным химическим составом и физическими свойствами (смешанно-слоистые силикаты, коллоидные минералы, гидроокислы).

Мы рассмотрели минералы пород, слагающих апатитовые месторождения. Авторы не располагают достаточным материалом для подробного анализа минералов пегматитовых тел, но самое общее сравнение показывает, что минералы пегматитов отличаются рядом характерных особенностей. Слагающий пегматиты крупнокристаллический нефелин характеризуется в большинстве случаев резко невыдержанным размером кристаллов. То же относится и к темноцветным минералам, причем в составе пегматитов существенную роль играют амфибол и эгирин, представленные правильными индивидами. Распределение минералов (в том числе и акцессорных, — ринколита, кнопита, энигматита, лампрофиллита, эвдиалита) в пегматитах за редким исключением резко неравномерное.

Физические свойства эгирина, амфибола, лепидомелана и полевого шпата в пегматитах часто заметно колеблются в различных кристаллах. Апатит в пегматитах рассеян, реже образует скопления, причем содержание SrO в апатите таких обособлений не выдержано. В пегматитах и эпигенетических жилах, по-видимому, получили развитие наиболее поздние его эндогенные генерации (апатит с натролитом).

Все перечисленные особенности пегматитов, распространенных в районе апатитовых месторождений, свидетельствуют о том, что основными (по результатам) процессами их формирования явились процессы, близкие (но не идентичные) тем, которые обусловили развитие в породах месторождений минералов второй группы (см. табл. 82).

Что касается поздних эндогенных жилок, то в основе своей они сложены характерными по своей морфологии поздними эндогенными минералами (волокнистые эгирин, сфен, пектолит, астрофиллит, тонкочешуйчатый лепидомелан и др.), которые в том же виде прослеживаются и в породах, и в пегматитах.

В целом в пределах апатитовых месторождений можно выделить четыре основных типа процессов минералообразования.

1. Относительно физико-химически равновесные процессы кристаллизации большинства пород, слагающих апатито-нефелиновые тела (магматогенные процессы минералообразования).

2. Широко развитые, но в различной форме и степени проявившиеся на различных участках пород неравновесные процессы минералообразования (автометаморфические и наиболее высокотемпературные пневматолитические процессы).

3. Резко неравновесные, проявившиеся только на отдельных участках пород поздние эндогенные процессы минералообразования (наложенные пневматолитические и гидротермальные процессы).

4. Экзогенные процессы.

ЧАСТЬ III

ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХИБИНСКИХ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АПАТИТОВЫХ ТЕЛ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Характерной особенностью нефелиновых сиенитов, слагающих Хибинский массив, является их переходный характер между типично миаскитовыми и типично агпаитовыми нефелиновыми сиенитами. Коэффициент агпаитности большинства пород, слагающих массив, близок к 1. Эта особенность отражается на минеральном составе пород и на характере ассоциаций минералов. Так, наряду с типичными для миаскитовых пород минералами титана: сфеном и титаномагнетитом (Герасимовский, 1956), в них присутствуют минералы агпаитовых пород: лампрофиллит, астрофиллит, ринколит и кнопит; наряду с такими концентраторами кальция в агпаитовых породах как эвдиалит-эвколит широко развиты богатые кальцием пироксены (эгирин-авгит) и сфен.

Для нефелиновых сиенитов агпаитового типа В. И. Герасимовский (1956) выделяет следующие главные элементы: O, Na, Al, Si, K и Fe. Нефелиновые сиениты Хибинского массива отличаются повышенным содержанием Ca и Mg, которые наряду с перечисленными выше элементами могут быть отнесены к группе главных. Относительно высокие содержания Ca и Mg — отличительная черта нефелиновых сиенитов миаскитового типа.

Поведение фосфора в породах Хибинского массива в основном аналогично поведению этого элемента в миаскитовых нефелиновых сиенитах других массивов: фосфор сконцентрирован в апатите, ломоносовит же встречается редко. Большой интерес представляет наличие в хибинских породах «рассеяннсго» фосфора, который фиксируется в чистых фракциях породообразующих минералов. Его присутствие установлено в нефелине, пироксенах и полевом шпате всех пород массива (17 определений). Были произведены количественные определения содержания апатита в породах с целью установления роли рассеянного фосфора. В пробе массивного фойяита (классы > 10 μ) установлено 0.20 вес. % P_2O_5 и всего 0.2 вес. % апатита. Фосфор апатита составил только половину от общего содержания P_2O_5 в фойяите. В пробе массивного уртита (классы > 10 μ) установлено 0.48 вес. % P_2O_5 и 0.70 вес. % апатита (0.28 вес. % P_2O_5).

Полученные авторами цифры по общему содержанию P_2O_5 в уртите и фойяите и по содержанию в них апатита показывают значительный процент рассеянного фосфора (0.19 и 0.20 вес. % P_2O_5). Хотя эти цифры и нельзя считать точными, так как часть апатита (до 20% от общего его содержания) при анализах могла быть потеряна, все же рассеянный фосфор играет не менее важную роль, чем

фосфор акцессорного апатита. Содержания P_2O_5 в хибинитах, фойяитах и рисчорритах Хибин выше, чем в нефелиновых сиенитах других районов (Герасимовский, 1956). Относительное содержание в них рассеянного фосфора может представлять не только теоретический, но и практический интерес.

Форма вхождения «рассеянного» фосфора в состав породообразующих минералов может быть самой разнообразной. Известно, что кремний в определенных структурах изоморфно замещает фосфор (изоморфный ряд апатит—бритолит). Не исключено, что и в некоторых силикатах в незначительной степени имеет место изоморфное замещение кремния фосфором. Например, в пироксенах можно представить изоморфные замещения по схеме

$$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6 \rightarrow Na(Mg, Fe)PSiO_6.$$

Что же касается нефелина, то для него трудно подобрать сравнительно простую схему гетеровалентного замещения кремния фосфором, тем более что содержание фосфора в хибинском нефелине коррелируется с содержанием кальция. При изучении нефелина апатитовых месторождений в нем отмечались очень мелкие, точечные, инородные включения, которые могут быть представлены апатитом. Присутствие фосфора в нефелине в таком случае может быть обусловлено мелкими твердыми включениями апатита. Два рассмотренных примера, безусловно, не исчерпывают всех возможных форм участия фосфора в составе породообразующих силикатов.

Важным моментом является тот факт, что во всех основных комплексах пород Хибинского массива колебания в содержании P_2O_5 подчиняются одним и тем же закономерностям. А. Б. Вистелиусом (1962) установлена твердая корреляционная зависимость между минеральным составом гранитоидов Центрального Тянь-Шаня и содержанием в них фосфора. В частности, выявлена 76% положительная связь ($r=+0.76$) между содержанием в гранитоидах фемических минералов и P_2O_5.

Авторами было отобрано 23 пробы неизмененных пород Хибинского массива вдали от крупных апатитовых месторождений, а также пегматитов и различных жильных пород. Пробы отбирались с площади 15 м². В этих пробах определялось содержание P_2O_5; каждое определение производилось трижды (аналитик Е. И. Успенская). Анализы показали, что в нефелиновых сиенитах Хибин зависимость содержания P_2O_5 (в одной и той же породе) от содержания темноцветных минералов выражена настолько сильно, что для выявления ее не требуется статистической обработки большого количества цифр. В меланократовых разностях фойяитов, хибинитов, рисчорритов и йолит-уртитов (по сравнению с их относительно лейкократовыми разностями) содержание P_2O_5 возрастает в полтора-два раза (табл. 83).

Таблица 83

Содержание P_2O_5 (в вес. %) в относительно лейкократовых и относительно меланократовых участках хибинских пород

Разновидность	Фойяиты	Хибиниты	Рисчорриты	Трахитоидные йолиты I субфазы	Массивные йолит-уртиты II субфазы
Относительно лейкократовая	0.24	0.19	0.04	0.44	0.45
Относительно меланократовая	0.37	0.30	0.48	0.85	0.88

В наиболее богатых фосфором ийолит-уртитах относительная роль фемических компонентов заметно выше, чем в прочих комплексах пород (табл. 84).

Содержание P_2O_5 в нефелиновых сиенитах Хибин коррелируется не только с поведением темноцветных минералов. С возрастанием содержания фосфора в породах (см. табл. 84) уменьшается роль кремния, резко возрастает содержание кальция, увеличивается избыток щелочей над алюминием, возрастает соотношение между натрием и калием. По всем этим признакам ийолит-уртиты отличаются от прочих нефелиновых сиенитов массива, а апатито-нефелиновые породы, в свою очередь, от ийолит-уртитов.

Пространственная приуроченность апатитовых месторождений к ийолит-уртитовой дуге геохимически, таким образом, вполне закономерна. В ийолит-уртитах по сравнению с прочими интрузивными фазами массива одновременно с понижением содержания SiO_2 (с 53—55 до 46—42%) возрастает роль таких поливалентных комплексообразующих катионов, как титан, алюминий и фосфор. По таким показателям, как отношение суммы калия и натрия к алюминию, соотношение между фемическими и салическими компонентами апатито-нефелиновые породы ближе всего стоят именно к ийолит-уртитам (табл. 84).

Химические и спектральные анализы ийолит-уртитов и всех обогащенных апатитом пород свидетельствуют об идентичности их элементарного состава. Эта общность целиком подтверждается также сравнением химического состава всех породообразующих и акцессорных минералов ийолит-уртитов с химическим составом тех же минералов из обогащенных апатитом пород (см. табл. 82, минералы I группы). Больше того, роль различных элементов в составе ийолит-уртитов и апатитовых пород одинакова.

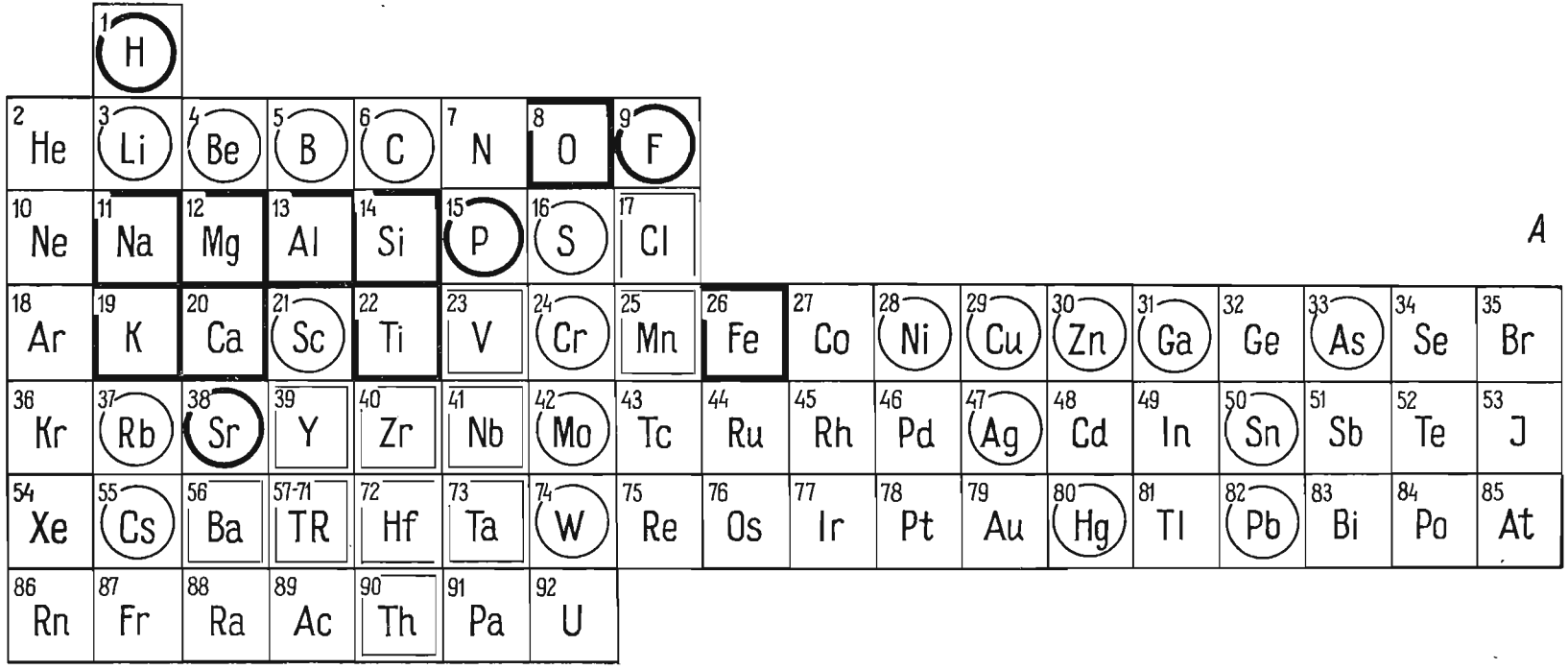
Для сравнительного анализа роли отдельных элементов в породах ийолит-уртитового ряда и в апатитовых телах авторы разделили все достоверно установленные элементы на три основ-

Таблица 84

Некоторые особенности химического состава хибинских пород и содержание в них P_2O_5

Породы	$K_{агп.}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	CaO, вес. %	$\frac{fm}{si+al}$ (по А. Н. Заварицкому)	Si (по А. Н. Заварицкому)	P_2O_5, вес. %	Число определений P_2O_5	Колебания содержания P_2O_5, вес. %
Хибиниты	1.03	$Na_2O > K_2O$	1.36	0.07	164	0.23	3	0.19—0.30
Рисчорриты	0.97	$Na_2O < K_2O$	1.55	0.08	163	0.25	5	0.04—0.48
Ийолит-уртиты	1.09	$Na_2O \geqslant K_2O$	4.75	0.13	107	0.58	8	0.44—0.88
Апатито-нефелиновые породы	1.15	$Na_2O \geqslant K_2O$	29.10	0.13	40	19.70	Более 100.	6.0—32.5
Фойяиты	1.01	$Na_2O > K_2O$	1.68	0.07	183	0.24	3	0.20—0.37

Примечание. Содержания P_2O_5 приведены по материалам авторов. Хибиниты — среднее из 5 анализов, фойяиты — среднее из 6 анализов, ийолит-уртиты — среднее из 7 анализов (данные Б. М. Куплетского; Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937); рисчорриты — среднее из 11 анализов (Галахов, 1959); апатитонефелиновые породы — среднее из 10 анализов (Иванова, 1963).


1 H
2 He
3 Li
4 Be
5 B
6 C
7 N
8 O
9 F
10 Ne
11 Na
12 Mg
13 Al
14 Si
15 P
16 S
17 Cl
18 Ar
19 K
20 Ca
21 Sc
22 Ti
23 V
24 Cr
25 Mn
26 Fe
27 Co
28 Ni
29 Cu
30 Zn
31 Ga
32 Ge
33 As
34 Se
35 Br
36 Kr
37 Rb
38 Sr
39 Y
40 Zr
41 Nb
42 Mo
43 Tc
44 Ru
45 Rh
46 Pd
47 Ag
48 Cd
49 In
50 Sn
51 Sb
52 Te
53 J
54 Xe
55 Cs
56 Ba
57-71 TR
72 Hf
73 Ta
74 W
75 Re
76 Os
77 Ir
78 Pt
79 Au
80 Hg
81 Tl
82 Pb
83 Bi
84 Po
85 At
86 Rn
87 Fr
88 Ra
89 Ac
90 Th
91 Pa
92 U

A

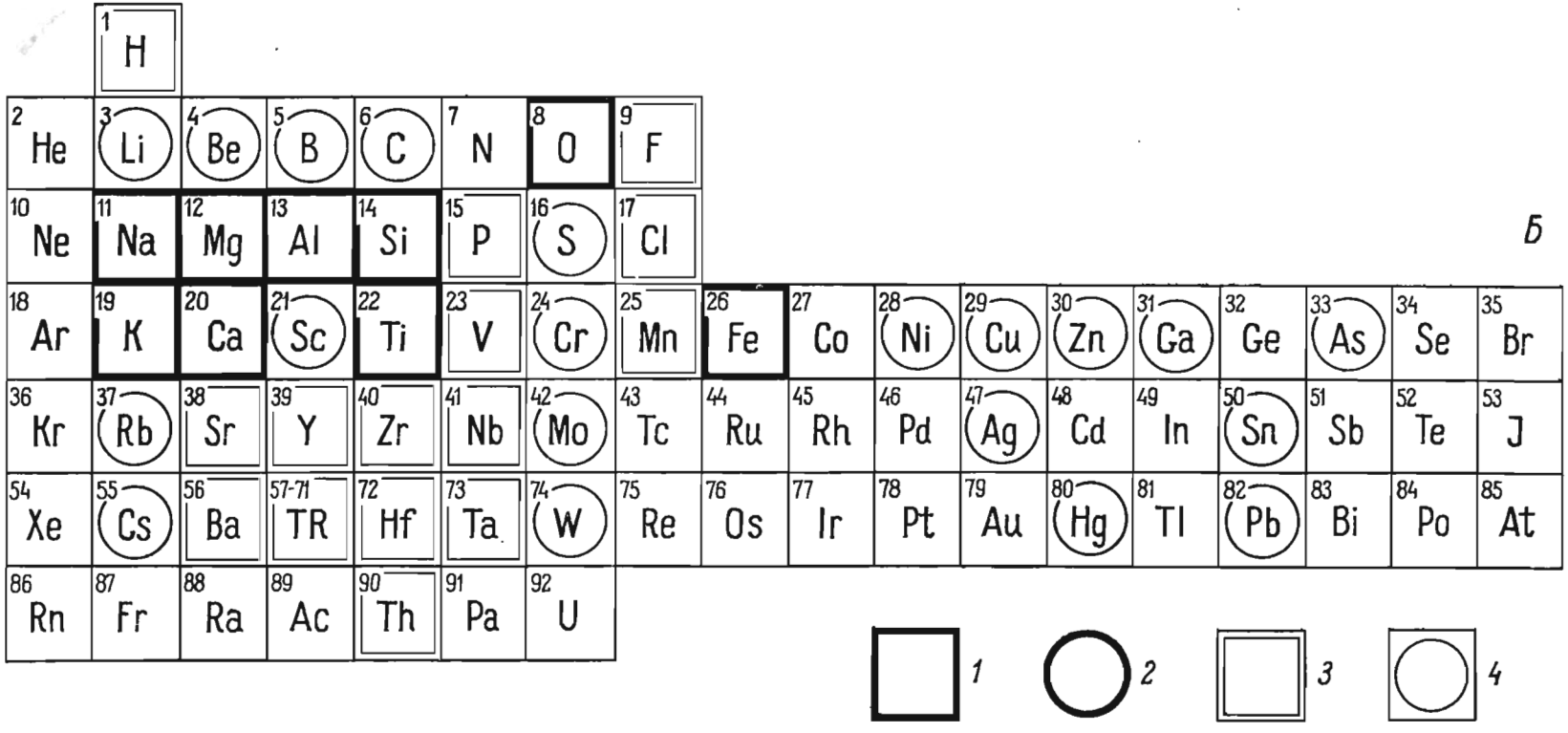


Рис. 104. Элементы, принимающие участие в составе апатито-нефелиновых пород (*А*) и вмещающих их нефелиновых сиенитов (*Б*).

1 — элементы, играющие ведущую роль в составе ряда главных породообразующих минералов; *2* — элементы, концентрирующиеся в составе породообразующего апатита (апатито-нефелиновые тела); *3* — элементы малых содержаний, отчасти рассеянные в минералах; *4* — элементы малых содержаний, рассеянные и в породообразующих, и в акцессорных минералах.

ные группы — по их участию в составе породообразующих и акцессорных минералов.

Первая группа — главные, ведущие элементы, определяющие состав породообразующих минералов. Вторая группа — элементы среднего значения, отчасти рассеянные в породообразующих минералах, но в то же время концентрирующиеся в одном-двух акцессорных минералах. Третья группа — рассеянные элементы малого значения, установленные в виде незначительной примеси в нескольких минералах.

На рис. 104, *Б* выделены три группы элементов породообразующих и акцессорных минералов пород ийолит-уртитового ряда. Главными, ведущими, элементами в них являются Na, K, Al, Si, Fe, Ti и O. Второстепенные элементы — это преимущественно элементы той же части периодической системы, т. е. элементы двух первых периодов и начала больших периодов: H, F, P, Cl, V, Mn, Sr, Ba, TR, Zr, Hf, Th, Nb и Ta. Водород в виде гидроксильных групп принимает активное участие в акцессорном апатите, лампрофиллите и чешуйчатом лепидомелане, фтор концентрируется в акцессорном апатите и лампрофиллите, фосфор — в апатите, хлор — в эвдиалите. Марганец в виде примеси отмечается во многих минералах ийолит-уртитов; наряду с цирконием и гафнием он содержится в эвдиалите. Стронций и барий концентрируются в акцессорном лампрофиллите и апатите, редкоземельные элементы и торий — в ринколите, ниобий и тантал — в кнопите.

К числу достоверно установленных рассеянных элементов малого значения относятся Li, Rb, Cs, Be, B, Sc, C, S, Cr, Mo, W, Ni, Cu, Ag, Zn, Hg, Ga, Sn, Pb и As.

Если мы теперь обратимся к составу апатитовых тел (учитывая также поведение элементов только в породообразующих и акцессорных минералах), то увидим, что подавляющее число элементов играет в них ту же роль, что и в ийолит-уртитах. Все рассеянные элементы малого значения сохраняют свое поведение и в апатитовых телах (см. рис. 104, *А*). Ba, TR, Zr, Hf, Nb, V, Ta, Cl и Mn выступают в них, согласно выбранным признакам, в качестве второстепенных элементов, а Na, K, Mg, Ca, Al, Si, Ti и Fe — в качестве главных. Исключением являются второстепенные элементы ийолит-уртитов, занимающие верхний левый угол таблицы Менделеева: H, F, P и Sr. В апатитовых телах они приобретают ведущую роль. Основная их масса сосредоточена в одной твердой фазе — минерале апатите.

Если сравнить с тех же позиций различные типы апатитовых месторождений, то нетрудно убедиться в том, что апатито-сфено-нефелиновые породы отличаются от апатито-нефелиновых прежде всего повышенным содержанием титана, а полевошпато-нефелино-апатитовые породы горы Поачвумчорр — несколько повышенным содержанием калия и кремния. Другими словами, различия между разными типами апатитовых пород сводятся, в основном, к количественной роли главных элементов.

Таким образом, фактический материал, собранный при детальном изучении вещественного состава апатитовых месторождений, подтвердил выводы, сделанные в первые годы их изучения, как в отношении геохимической родственности апатитовых тел и вмещающих их пород, так и в отношении принципиальных особенностей химического состава обогащенных апатитом пород (Ферсман, 1931а; Фивег, 1932; Н. А. Елисеев, 1937; и др.)

Многие исследователи подчеркивали колоссальное накопление летучих компонентов в апатитовых телах. Действительно, одного только фтора в них сосредоточено миллионы тонн; содержание этого элемента в апатитовых породах в 20—100 раз превышает кларковое. Заметно повышено в апатитовых породах содержание даже таких элементов малого значения,

как CO_2, Cl, S и As, и вместе с тем резко понижено содержание углеводородных газов.

В отношении поведения летучих компонентов в настоящее время намечается следующая картина. В породах Хибинского массива часть летучих компонентов входит в состав некоторых акцессорных, реже — породообразующих минералов, часть же заключена в порах пород и минералов в виде газовой фазы (Петерсилье, 1959). Ийолит-уртиты отличаются от прочих нефелиновых сиенитов массива повышенным содержанием летучих компонентов, в первую очередь углеводородных газов. Апатито-нефелиновые породы еще богаче летучими компонентами, но главным образом летучими, участвующими в составе твердой фазы и иного элементарного состава (P, F). Содержание углеводородных газов в них заметно ниже, чем в ийолит-уртитах.

В целом, сравнивая обогащенные апатитом и вмещающие их породы, можно сделать следующие заключения.

1. По особенностям вещественного состава апатитовые тела во многом близки к породам ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива, с которыми они пространственно тесно связаны.

2. По содержанию P, Ca и Si ийолит-уртиты Хибин занимают промежуточное положение между апатитовыми телами и прочими нефелиновыми сиенитами, слагающими массив. Поведение фосфора в ийолит-уртитах подчиняется общей закономерности для всех главных комплексов пород.

3. От ийолит-уртитов апатито-нефелиновые породы отличаются резко повышенным содержанием компонентов, которые входят в состав апатита. Наряду с колоссальным увеличением общей роли летучих компонентов в апатитовых телах содержание углеводородных газов в них по сравнению с ийолит-уртитами уменьшается.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАРАГЕНЕЗИСА И СОСТАВА МИНЕРАЛОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП

Сравнивая поведение химических элементов в апатитовых телах и вмещающих их породах, мы опирались только на состав породообразующих и акцессорных минералов, которые относятся нами к магматогенным. Выше рассмотрена наиболее вероятная последовательность образования минералов в пределах апатитовых месторождений и выделены четыре генетические группы минералов: магматогенные, ранние и поздние постмагматические эндогенные минералы и минералы гипергенные. Общие особенности состава этих минеральных групп в определенной степени характеризуют геохимические черты основных этапов минералообразования в пределах месторождений.

Прежде всего, рассмотрим ассоциации минералов различного генезиса, что в значительной степени определяет характер процессов, обусловивших их возникновение.

Минералы I группы (см. табл. 82), которые мы определяем как магматогенные, слагают различные породы, отличающиеся по структуре и относительной роли отдельных породообразующих минералов. Вместе с тем все эти минералы (нефелин, апатит, эгирин-авгит, сфен, чешуйчатый лепидомелан, ринколит, энигматит, лампрофиллит, эвдиалит) составляют единую ассоциацию, типичную почти для всех пород месторождений. Исключением являются только линзы мелкозернистого ийолита в апатито-нефелиновых породах, в которых отсутствует полевой шпат и крайне редко встречается эвдиалит, а также некоторые разновидности уртита, в которых не встречен чешуйчатый лепидомелан.

Несколько иначе ведут себя минералы, отнесенные к ранним постмагматическим образованиям (II группа минералов, см. табл. 82). Они

отнюдь не составляют единой ассоциации; призматическая разновидность сфена во многих случаях отсутствует при интенсивном развитии эгирина. Амфибол может присутствовать в породе независимо от наличия таблитчатого лепидомелана, эгирина и призматического сфена.

Поздние эндогенные минералы (III группа) образуют в породах самые различные ассоциации: канкринит+волокнистый эгирин+тонкочешуйчатый лепидомелан, канкринит+натролит, канкринит+пектолит, волокнистый эгирин+виллиомит, содалит+уссингит+натролит и т. д. Пестрота этих ассоциаций часто обусловлена основным составом породы, в которой они развиты. Так, в уртите часто можно видеть канкринит с натролитом, а в луявритовых жилах канкринит обычно ассоциирует с тонкочешуйчатым лепидомеланом, волокнистым эгирином и астрофиллитом.

Среди поздних эндогенных минералов можно отметить некоторые не встречавшиеся ассоциации (запрещенные парагенезисы): виллиомит—кальцит, халькопирит—виллиомит, халькопирит—флюорит и канкринит—уссингит.

Гипергенные минералы образуют в трещинных зонах гипергенеза самые различные по составу смеси; некоторые ассоциации гипергенных минералов весьма характерны (гидрослюды—глинистые минералы), другие встречаются только в определенных участках зон (глинистые минералы—опал; гипергенные цеолиты—монтмориллонит).

Первая генетическая группа минералов характеризуется сравнительно небольшим числом природных соединений (двенадцать). Ко второй (ранние постмагматические образования) отнесены главным образом некоторые разновидности породообразующих и акцессорных минералов (ловчоррит, таблитчатый лепидомелан, призматический сфен и т. д.). Заметно увеличивается число новообразований, относимых к поздним эндогенным процессам минералогенеза (минералы третьей генетической группы) — их насчитывается двадцать. Наконец, самый богатый состав химических соединений возникает в гипергенных условиях — более двадцати минералов. Таким образом, число природных химических соединений в породах апатитовых месторождений резко возрастает в поздние, заключительные этапы минералообразования.

Постмагматические эндогенные процессы минералообразования привели к возникновению химических соединений иного характера, чем магматические минералы. Так, большинство силикатов второй и третьей групп (амфиболы, канкринит, содалит, пектолит и др., см. табл. 82) содержат в своем составе добавочные анионы F^{1-}, Cl^{1-}, S^{2-}, CO_3^{2-} и $(OH)^{1-}$. Среди минералов этих групп сравнительно много простых соединений (CaF, NaF, $CaCO_3$, Fe_2O_3 и FeS_2). Некоторые рассеянные в породообразующих и акцессорных минералах элементы (S и Cu) в поздние эндогенные этапы минералообразования концентрируются в виде самостоятельных соединений (халькопирит). В минералах третьей группы (см. табл. 82). более заметны примеси Ni, Zn, As, Ag, Sn и Pb; в некоторых случаях спектральными анализами в них улавливались следы Co и Au. .

В постмагматические этапы минералообразования весьма характерно поведение таких анионов, как F^{1-}, CO_3^{-2} и S^{2-}. Они не только принимают активное участие в составе силикатов, но и образуют самостоятельные соединения (халькопирит, виллиомит, кальцит и др.). В минералах, относимых к магматогенным, S и CO_2 встречаются в виде незначительных примесей.

В гипергенных условиях идет общий процесс выщелачивания минералов, активно выносятся фтор, хлор и сера, большое развитие получают окислы и гидроокислы. Для наиболее характерных катионов устанавливается следующий ряд подвижности (в порядке убывания): Na, K, Fe, Mg, Zr, Ti, Al, Si.

От относительно ранних к поздним минералам намечается довольно закономерное изменение структуры силикатов. Среди магматогенных минералов преобладают островные, кольцевые (сфен, ринколит, лампрофиллит, энигматит, эвдиалит) и каркасные силикаты (нефелин, полевой шпат). В постмагматических продуктах минералообразования большую роль приобретают цепочечные и ленточные силикаты (эгирин, амфиболы, астрофиллит, пектолит) и рыхлые каркасные силикаты (молекулярные сита) — цеолиты. В экзогенных условиях широкое развитие получают слоистые силикаты (либенерит, каолинит, галлуазит, монтмориллонит), а также аллофаноиды (аллофан, цирфесит, вудъяврит).

Характер развития и состав постмагматических минералов одинаков и в породах, обогащенных апатитом, и во вмещающих их нефелиновых сиенитах. Несколько иное развитие и даже иной состав, чем в указанных породах, имеют постмагматические минералы, распространенные в ряде пегматитов и эпигенетических жил центральной зоны массива. Детальное рассмотрение этих особенностей выходит за рамки настоящей работы. Мы еще раз подчеркнем только, что в пегматитах и эпигенетических жилах встречаются разновидности апатита, которые могут быть отнесены к поздним, относительно низокотемпературным эндогенным образованиям. Это яркоокрашенные разновидности апатита с резко невыдержанным размером и формой зерна, иногда радиально-лучистые мономинеральные агрегаты, тесно ассоциирующие с натролитом. По внешнему виду к такому апатиту близок крупнозернистый апатит Поачвумчоррского месторождения и сравнительно редкий ярко-зеленый апатит апатито-сфено-нефелиновых пород гор Кукисвумчорр и Коашва. Однако имеющийся материал не позволяет отождествлять эти разновидности с наиболее поздним апатитом из пегматитов.

Определенная эволюция химического состава минералов по мере их предполагаемого возникновения лишний раз подтверждает справедливость общего деления процессов минералообразования в апатитовых телах на четыре основных этапа. Однако сами определения этих этапов (магматогенный, ранний постмагматический этап автометаморфизма, поздний эндогенный этап наложенных пневматолитических и гидротермальных процессов) требуют специального обсуждения.

РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большинство исследователей считает основную массу обогащенных апатитом пород (апатито-нефелиновые породы) магматогенной по происхождению (Ферсман, 1931б; Куплетский, 1932; Фивег, 1932; Н. А. Елисеев, 1937; Мелентьев, 1953; Курбатов, Михайлова, 1954; Иванова, 1958). Наряду с этим существуют гипотезы о метасоматическом происхождении всех апатитовых месторождений Хибинских тундр (Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1963).

Сторонниками метасоматической (не магматической) гипотезы генезис апатитовых месторождений рассматривается в тесной связи с формированием вмещающих пород, в происхождении вмещающих пород также большая роль отводится метасоматозу. Так, Л. Л. Солодовниковой (1959) предполагаемые метасоматические явления в центральной зоне массива подразделяются на: а) калиевый метасоматизм — процесс фельдшпатизации и б) «апатитовый» метасоматизм, проявившийся в отложении апатита из горячих водных растворов путем замещения (главным образом) нефелина ийолит-уртитов. По И. П. Тихоненкову (1963), ийолит-уртиты и рисчорриты возникли путем нефелинизации хибинитов и фойяитов в резуль-

тате натриевого метасоматоза, вслед за которым метасоматическим путем вдоль ослабленных зон развивался апатит.

Доводы в пользу магматогенного происхождения ийолит-уртитов и рисчорритов Хибинского массива приводятся в ряде специальных работ (Ферсман, 1931б; Куплетский, 1932; Галахов, 1959; Иванова, 1958). Это — основные структурные особенности пород, характер их контактных взаимоотношений, положение в теле массива и т. д.

Общность генезиса фойяитов, хибинитов, рисчорритов и ийолит-уртитов подтверждается также одинаковым поведением в них акцессорного апатита и фосфора. Во всех этих породах апатит тяготеет к темноцветным минералам, содержание P_2O_5 в каждом типе пород возрастает с содержанием темноцветных минералов (см. табл. 83).

В доказательство магматического происхождения самих апатито-нефелиновых пород приводятся такие геологические факты, как их закономерное положение в массиве, согласное с его общим строением, наличие в апатито-нефелиновых телах эруптивной брекчии, значительные размеры апатито-нефелиновых тел, их относительная однородность на больших участках и т. д. (Фивег, 1932; Иванова, 1958 и др.).

Минеральный состав апатито-нефелиновых пород и ряд особенностей слагающих их минералов также свидетельствуют в пользу кристаллизации этих пород из расплавов. Прежде всего следует отметить общность состава породообразующих и акцессорных минералов в апатито-нефелиновых породах, ийолит-уртитах и рисчорритах. Поведение и роль большинства химических элементов во всех этих породах идентичны (см. рис. 104).

Апатито-нефелиновые тела пространственно тесно связаны с ийолит-уртитами. Все сторонники магматического происхождения апатито-нефелиновых пород считают ийолит-уртиты наиболее близкими к ним по времени и условиям возникновения или даже сингенетичными. Такая точка зрения подтверждается тем, что по общему содержанию летучих компонентов, кремнекислоты, кальция и фосфора ийолит-уртиты занимают промежуточное положение между апатито-нефелиновыми породами, с одной стороны, и хибинитами, фойяитами, рисчорритами, с другой (см. табл. 84). От всех основных комплексов нефелиновых сиенитов, слагающих массив, ийолит-уртиты отличаются максимальным содержанием акцессорного апатита.

Объясняя возникновение скоплений апатита путем метасоматоза, едва ли можно предполагать, что замещение силикатов происходило прямо пропорционально их относительному содержанию. Естественно ожидать, что при метасоматическом развитии апатита в ийолит-уртитах одни их минералы оказывались более, другие менее устойчивыми. С позиций метасоматического происхождения апатито-нефелиновых месторождений наиболее правдоподобным, например, представляется развитие апатита преимущественно за счет нефелина (Солодовникова, 1959).

На диаграмме состава нефелиновых сиенитов Хибинских тундр (рис. 105) показано положение точек, соответствующих составу основной силикатной части обогащенных апатитом пород. На диаграмму нанесены результаты пересчета на 100% наиболее характерных значений количественного минерального состава апатитовых пород после исключения из него апатита. Как видно из этой диаграммы, силикатная составляющая этих пород как бедных, так и богатых апатитом практически не отличается от минерального состава уртита, полевошпатового уртита, реже — ийолита, окружающих апатито-нефелиновые тела.

Силикатная составляющая полевошпато-нефелино-апатитовых жил горы Поачвумчорр соответствует составу рисчоррита, несколько обогащенного нефелином. Относительное обогащение рисчоррита нефелином около поачвумчоррских апатитовых жил заметно даже макроскопиче-

ски, без точных определений. Структурные особенности полевого шпата Поачвумчоррского месторождения (Горстка, Иванова, 1960) заставляют предполагать, что при насыщении рисчоррита апатитом калиевый полевой шпат испытывал частичное разложение. Поачвумчоррское месторождение, как уже отмечалось выше, определяется как постмагматическое (Амелandов, 1934; Горстка, Иванова, 1960).

В апатито-сфено-нефелиновых породах (рис. 105) в большинстве случаев наблюдается уменьшение содержания нефелина. Последнее может

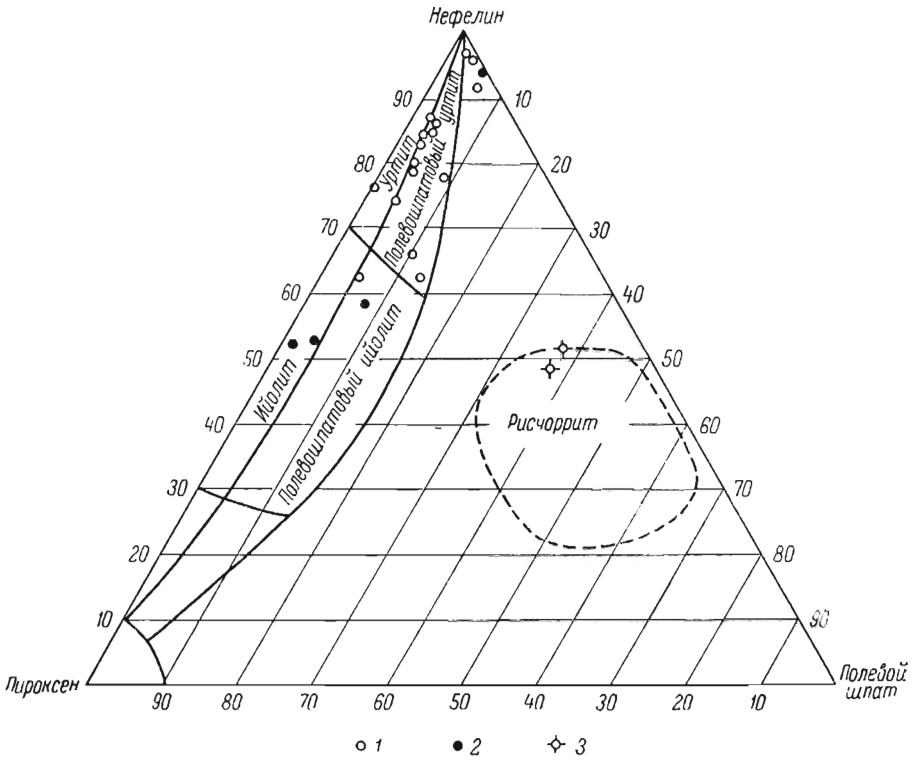


Рис. 105. Положение основной силикатной части обогащенных апатитом пород (в пересчете на 100%) на диаграмме состава нефелиновых сиенитов Хибинских тундр.

Наиболее характерные составы силикатной составляющей: *1* — апатито-нефелиновых пород (за вычетом апатита); *2* — апатито-сфено-нефелиновых пород (за вычетом апатита и сфена); *3* — полевошпато-нефелино-апатитовых пород горы Поачвумчорр (за вычетом апатита).

быть вызвано тем, что с развитием позднего сфена шло частичное разложение нефелина (Шухман, 1961).

Таким образом, состав силикатной части обогащенных апатитом пород свидетельствует о том, что если в процессе формирования всех апатитовых месторождений и имело место метасоматическое развитие апатита за счет силикатов, то оно играло относительно подчиненную роль (Поачвумчоррское месторождение).

Б. Н. Мелентьевым и Я. И. Ольшанским (1952) исследовался предел смесимости в системе $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—Ca_3(PO_4)_2$ при температуре порядка 1250—1500°. Ими установлена довольно обширная область существования двух расплавов (рис. 106). В последние годы получена серия химических анализов обогащенных апатитом пород Хибинских месторождений (Иванова, 1963; Шухман, 1961, и др.). Характерно, что при нанесении этих анализов на диаграмму (см. рис. 106) почти все расслоен-

ные апатито-нефелиновые породы (полосчатые и линзовидно-полосчатые) попадают в зону наличия двух расплавов, тогда как пятнистые апатито-нефелиновые породы (существенно апатитовый агрегат) оказываются на границе зоны смесимости.

По соотношению SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и $Ca_3(PO_4)_2$ вообще большинство обогащенных апатитом пород полосчатой и линзовидно-полосчатой текстуры попадает в область несмесимости, только сетчатые апатито-нефелиновые породы оказываются за пределами этой области, хотя и вблизи

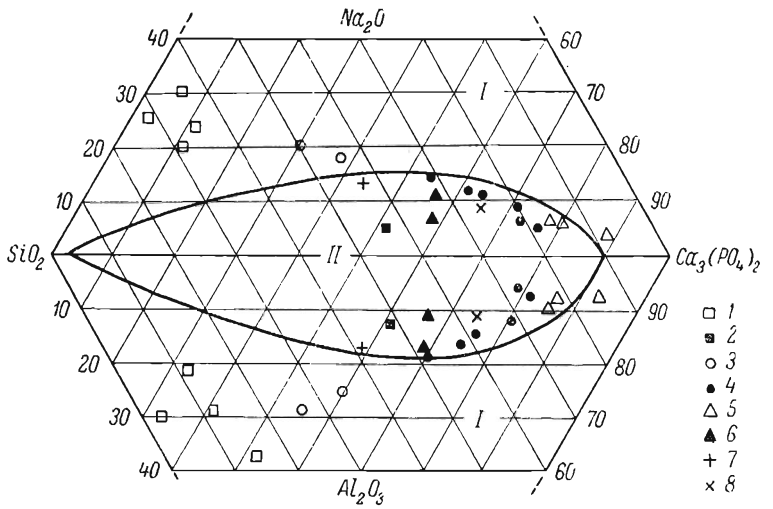


Рис. 106. Область несмесимости расплавов в системе Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—$Ca_3(PO_4)_2$ по Б. Н. Мелентьеву и Я. И. Ольшанскому (1952) и соотношение тех же компонентов в различных породах апатитовых месторождений.

I — один расплав, *II* — два расплава. *1* — ийолит-уртиты и рисчорриты; *2* — апатитовый ийолит (цемент брекчии); *3* — сетчатые апатито-нефелиновые породы; *4* — линзовидно-полосчатые и полосчатые апатито-нефелиновые породы; *5* — пятнистые апатито-нефелиновые породы; *6* — линзовидно-полосчатые апатито-сфено-нефелиновые породы; *7* — пятнистая апатитовая порода Поачвумчоррского месторождения; *8* — полосчатая порода того же месторождения.

нее. В область несмесимости составов попадает два типа пород, не обнаруживающих четко выраженной полосчатости (расслоенности): цемент апатитовой брекчии и пятнистая апатитовая порода Поачвумчоррского месторождения. В общем же экспериментальные данные по несмесимости расплавов в системе Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—$Ca_3(PO_4)_2$ увязываются с текстурными особенностями обогащенных апатитом пород (рис. 106). Этот факт сам по себе не может служить веским доказательством способа разделения составов, но в свете представлений о генезисе апатитовых месторождений представляется весьма интересным.

Возникновение полосчатых текстур в апатито-нефелиновых телах объясняется кристаллизационной дифференциацией расплава в движении (Н. А. Елисеев, 1937), ликвацией in situ (Мелентьев, 1953).

Идея самостоятельного внедрения фосфатного расплава обосновывается геологическими взаимоотношениями пород (Фивег, 1932; Иванова, 1958). С этих позиций, при густом пропитывании еще не полностью закристаллизовавшихся ийолит-уртитов фосфатным флюидом, наличие довольно обширной области несмесимости в системе Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—$Ca_3(PO_4)_2$ (см. рис. 106) объясняет слабое развитие явлений контаминации.

По нашему мнению, нет необходимости резко отделять во времени и пространстве обособление фосфатного расплава от силикатного. Пространственная и геохимическая близость апатито-нефелиновых пород к ийолит-уртитам свидетельствует о их тесной генетической взаимосвязи. Обладая высокой подвижностью и низкой температурой кристаллизации, отделившийся от силикатной массы фосфатный расплав мог некоторое время продолжать движение после консолидации ийолит-уртитов. Динамичность условий формирования ийолит-уртитовой дуги могла вызвать внедрение фосфатного расплава в ийолит-уртиты и их брекчирование. В результате этого апатито-нефелиновые породы в целом выглядят по отношению к вмещающим как несколько более молодые образования, а зоны богатых апатитом пород как более молодые по отношению к бедным.

Представления о характере фосфатного расплава (Ферсман, 1931б; Schneiderhöhn, 1949) свидетельствуют о том, что такой расплав должен обладать именно сравнительно низкой температурой кристаллизации и большой подвижностью. Шнайдерхен (Schneiderhöhn, 1941), например, определяет кальций-фосфатный расплав как своеобразный магматически-пневматолитический раствор. Косвенным свидетельством насыщенности «апатитового» расплава летучими компонентами того же состава может служить определенное разделение роли летучих компонентов в ийолит-уртитах и обогащенных апатитом породах Хибин (см. геохимические особенности апатитовых месторождений).

О возможной роли различных процессов минералообразования в формировании апатитовых месторождений можно судить по некоторым особенностям главных породообразующих минералов. Так, Л. Л. Солодовникова (1959) объясняет резкие колебания оптических свойств калиевого шпата района апатитовых месторождений метасоматическим происхождением этого минерала. Новый фактический материал (см. стр. 137—139 в настоящей работе) позволяет иначе подойти к этому вопросу. С позиций А. С. Марфунина (1961б), непостоянство степени триклинности и упорядоченности полевого шпата района апатитовых месторождений можно объяснить превращениями его в твердом состоянии.

В породах апатитовых месторождений широко распространен титаномагнетит, повсеместно обнаруживающий тонкую структуру распада на магнетит и ульвошпинель, подобные структуры распада типичны для титаномагнетита габбро (Basta, 1960), их присутствие и постоянство едва ли можно объяснить, исходя из господствующей роли в породах метасоматических явлений (Мясников, 1959).

Большой интерес представляет поведение стронция в хибинском апатите. В ряде случаев в апатите из рядом расположенных участков одного и того же минерального агрегата содержание стронция резко колеблется без каких-либо видимых закономерностей (апатито-сфено-нефелиновые породы, полевошпато-нефелино-апатитовые породы Поачвумчоррского месторождения).

Это свидетельствует о том, что на апатит оказали существенное влияние какие-то процессы, протекавшие в породах резко неравномерно. В противоположность этому в апатито-нефелиновых телах химический состав апатита в целом постоянный, содержание стронция в нем определяется в основном составом минеральных агрегатов и их местом в разрезе месторождения.

Приведенные факты позволяют отнести наиболее ранние минералы апатитовых месторождений к магматогенным образованиям. Такое определение первого и основного этапа процессов минералообразования в пределах апатитовых месторождений в настоящее время представляется наиболее правдоподобным. Вместе с тем, некоторые особенности морфологии,

химического состава и физических свойств породообразующих минералов нельзя объяснить только кристаллизацией их из расплавов.

И. П. Тихоненковым (1963) детально изучены ийолит-уртиты и рисчорриты северо-восточной части Хибинского массива. Им приводятся многочисленные примеры следов метаморфизма в этих породах. Многие явления, отмеченные И. П. Тихоненковым (1963), характерны и для пород апатитовых месторождений. Сам факт широкого, но неравномерного распространения в породах месторождений ряда минералов, образующих каймы замещения (эгирин, амфибол, таблитчатый лепидомелан), минералов с резко невыдержанным размером кристаллических индивидов и непостоянными физическими свойствами, свидетельствует о том, что породы вслед за кристаллизацией подвергались определенному метаморфизму.

Структурные превращения полевых шпатов и титаномагнетита, эгиринизация и амфиболитизация пироксенов, перекристаллизация нефелина и даже интенсивное развитие в породах так называемого призматического сфена не приводят к принципиальному изменению состава пород. Все эти явления могут быть объяснены процессами автометаморфизма, воздействием на породы «летучей фазы», насыщенной компонентами исходного расплава и испытывающей последовательную эволюцию состава (Заварицкий, 1953). Как поздние дифференциаты магматического процесса, обогащенные апатитом породы должны были испытывать особенно интенсивный автометаморфизм.

Апатит, судя по имеющемуся материалу, принимал активное участие в ранних постмагматических эндогенных процессах. В апатито-нефелиновых телах имела место последовательная перекристаллизация мелкозернистого апатита в игольчатый и крупнозернистый без изменения его химического состава. На отдельных участках апатито-нефелиновые породы подвергались особенно интенсивному воздействию «летучей фазы», что привело к развитию призматического сфена и возникновению апатито-сфено-нефелиновых пород. Обогащение апатита стронцием в породах с призматическим сфеном скорее всего происходило путем развития метасоматических внешних стронциевых зон вокруг зерен апатита; размер и форма зерна апатита с изменением его состава в этих породах практически не меняются. Возможность такого процесса в твердом состоянии подтверждается экспериментальными данными: серия твердых растворов кальций-стронциевых фторапатитов была получена нагреванием соответствующих смесей до температуры 950° (Akhavan Niaki, 1958).

Миграция «летучей фазы», насыщенной компонентами апатита, по тектоническим зонам в ранее образовавшиеся рисчорриты могла приводить в период автометаморфических процессов одновременно к возникновению пневматолитических месторождений апатита (гора Поачвумчорр).

С понижением температуры характер эндогенных постмагматических процессов минералообразования в пределах апатитовых месторождений заметно изменился. Воздействие на породы пневматолитовых и гидротермальных растворов четко контролировалось трещиноватостью и пористостью пород, в результате взаимодействия твердой фазы и растворов возникали новые химические соединения. Хотя происхождение растворов, несомненно, было связано с формированием интрузивного массива, они были уже явно не местного характера, их состав находился в резком неравновесии с составом пород. Пестрота ассоциаций минералов позднего эндогенного происхождения свидетельствует о том, что мы в данном случае имеем дело, по существу, с результатом серии процессов. Например, очевидно, что условия образования минералов, ассоциирующих с виллиомитом, и минералов, ассоциирующих с кальцитом, были различными. Однако узость изучавшегося объекта не дает возможности дать более подробную классификацию поздних эндогенных процессов минерало

генеза. Необходимо специальное изучение этих минералов во всех породах массива, а также в пегматитах и эпигенетических жилах.

Общие представления о ходе процессов минералообразования в породах месторождений, а также распространение, химический состав и физические свойства апатита позволяют выделить в зоне ийолит-уртитов и рисчорритов Хибинского массива следующие генетические типы месторождений этого минерала.

А. Магматические породы:

1) апатито-нефелиновые породы,

2) маломощные апатито-титаномагнетитовые жилы.

Б. Метаморфизованные породы:

1) апатито-сфено-нефелиновые породы, сохранившие текстурные и структурные особенности апатито-нефелиновых пород,

2) метаморфизованные апатито-нефелиновые породы на контакте со среднезернистыми эгириновыми нефелиновыми сиенитами (гора Куэльпор).

В. Скопления апатита относительно высокотемпературного пневматолитического происхождения:

1) скопления апатита в рисчорритах (Поачвумчоррское месторождение и мелкие шлиры и жилки апатита),

2) выделения яркоокрашенного крупнозернистого апатита в ийолит-уртитах с призматическим сфеном (горы Кукисвумчорр и Коашва),

3) скопления апатита в пегматитах.

Г. Низкотемпературный гидротермальный апатит некоторых пегматитов и эпигенетических жил.

Д. Гипергенный франколит.

В ходе эндогенных постмагматических процессов апатит в одних случаях испытывал частичное и полное разложение, в других — кристаллизовался в виде новообразований. На раннем этапе постмагматических процессов свидетельством частичного разложения апатита служит укрупнение его зерна без существенного изменения химического состава апатито-нефелиновых пород и уменьшение содержания апатита в метаморфизованных апатито-сфено-нефелиновых породах. Новообразования апатита возникают главным образом во вмещающих ийолит-уртитах и рисчорритах. В поздних эндогенных жилках и скоплениях волокнистого эгирина апатит отсутствует или встречается в виде отдельных корродированных зерен; в то же время известен апатит, тесно ассоциирующий с натролитом. Возможен франколит низкотемпературного гидротермального происхождения (кальцитовая жилка с франколитом).

Если предполагать, что состав постмагматических растворов был близок к нормальным водным растворам, то разложение и осаждение апатита этими растворами должно свидетельствовать об изменении их щелочности (Коржинский, 1957). Понижение щелочности растворов могло вызывать разложение апатита и вынос его компонентов, и наоборот, повышение щелочности могло способствовать кристаллизации этого минерала.

В заключение можно отметить следующее. Формирование большинства пород, слагающих апатитовые месторождения, обусловлено магматическими процессами, но породы в целом и их породообразующие минералы в дальнейшем претерпели заметные изменения. Местами апатито-нефелиновые породы изменены настолько, что по ряду признаков выделяются в особый тип. С процессами формирования апатито-нефелиновых пород генетически может быть тесно связано образование постмагматических апатитовых жил горы Поачвумчорр.

В период позднего эндогенного минералогенеза в апатитовых телах резко обогатился качественный состав минералов, количественная роль

возникших на этом этапе химических соединений в общем незначительна. В экзогенных условиях обогащенные апатитом породы испытывают интенсивное химическое выветривание вдоль зон повышенной трещиноватости пород, в результате чего их минеральный состав существенно меняется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералогическое исследование апатитовых месторождений Хибинских тундр позволяет сделать ряд общих выводов.

1. Апатит является типичным акцессорным минералом нефелиновых сиенитов Хибинского массива. Акцессорный апатит пород Хибинского массива и апатит месторождений имеют родственный химический состав, отличный от химического состава апатита Ловозерского щелочного массива и апатита ультраосновных щелочных интрузий Кольского полуострова. Пространственная приуроченность крупных месторождений апатита и большинства мелких скоплений этого минерала к ийолит-уртитовой дуге геохимически вполне закономерна. Таким образом, процессы формирования месторождений апатита были тесно связаны с процессами формирования окружающих их магматических горных пород и интрузивного массива в целом.

2. Опираясь на отдельные особенности породообразующих минералов, нетрудно прийти к выводу о метасоматическом способе образования обогащенных апатитом пород Хибинского массива. Однако изучение всех минералов и по возможности всех их особенностей приводит к заключению, что основным этапом формирования большинства месторождений явился магматический этап, за которым следовали широко развитые ранние постмагматические процессы, а затем относительно поздние низкотемпературные постмагматические эндогенные процессы минералообразования. Именно такая длительная и последовательная история формирования обогащенных апатитом пород объясняет пестроту их минерального состава, наличие целой серии различных геологических образований, секущих апатитовые тела.

Заключительным этапом минералогенеза в пределах апатитовых месторождений являются процессы химического выветривания, протекающие вдоль тектонически ослабленных зон и существенно меняющие состав пород.

3. В ходе постмагматических эндогенных процессов апатит испытывал активное воздействие со стороны метаморфизующих фаз. Больше того, возникали самостоятельные скопления апатита постмагматического происхождения. В результате по ряду признаков в Хибинах можно выделить магматические (основная масса) и постмагматические (метаморфизованные и пневматолитические) месторождения апатита. Апатит метаморфизованных и пневматолитических месторождений отличается рядом типоморфных особенностей; для него особенно характерно резко невыдержанное содержание стронция.

4. В составе обогащенных апатитом пород принимают участие 52 минеральных вида, но основной их объем слагают 6 минералов, остальные или рассеяны в породах, или образуют различные по характеру скопления на отдельных участках месторождений. Единый характер процессов минералообразования в пределах всех апатитовых месторождений обусловил и близкий минеральный состав всех обогащенных апатитом пород. Большое влияние на технологию получения апатитового концентрата оказывает только минеральный состав пород, измененных процессами гипергенеза. Причиной этого является высокое содержание в измененных породах тонкодисперсных глинистых минералов, а также изменение свойств

поверхности апатитовых зерен за счет покрытия их тонкими пленками монтмориллонита.

5. Если в период открытия Хибинских апатитовых месторождений возможность их промышленного использования вообще подвергалась сомнению, то в настоящее время апатит является одним из основных источников фосфорных удобрений.

Хибинские месторождения апатита генетически тесно связаны с нефелиновыми сиенитами. Необходимо дальнейшее детальное геологическое изучение как района месторождений, так и других щелочных массивов, родственных с Хибинами, а также специальное изучение поведения акцессорного апатита и его мелких скоплений в различных породах. Общие закономерности поведения апатита в шелочных породах помогут выявить новые перспективные участки для поисков апатитовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Амелландов А. С. Месторождения апатита на Поачвумчорре и Куэльпоре. Сб. «Хибинские апатиты», т. VII. Госхимтехиздат, Л., 1934.

Балашов Ю. А., Н. В. Турапская. О лантановом максимуме редкоземельных элементов в лампрофиллите. Геохимия, 1960, № 7.

Белов Н. В. Структура нефелина. Тр. Инст. кристаллогр. АН СССР, вып. 10, 1954.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1950.

Богомолова Л. К. Вывод формулы минерала по структурному радикалу. Тр. Горно-геолог. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.

Бонштедт Э. М. К минералогии и геохимии Кукисвумчорра (Хибинские тундры). Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. II, вып. 3. Тр. СОПС, сер. Кольская. Изд. АН СССР, Л., 1933.

Бонштедт Э. М. Титанит (сфен). Изд. АН СССР, Л., 1934.

Бонштедт Э. М. О сфене Хибинских тундр. Тр. Ломоносовск. инст. геохимии, кристаллографии и минералогии, сер. минералог., вып. 7. Изд. АН СССР, 1936.

Бонштедт Э. М. и В. В. Щербина. Нефелин, сер. А, вып. 1. Изд. АН СССР, Л., 1933.

Бородин Л. С., М. Е. Казакова. Беловит — новый минерал из щелочных пегматитов. ДАН СССР, т. 96, 1954, № 3.

Бородин Л. С. Основные особенности строения и состава жильных образований Хибинского массива (пегматитов) в связи с вопросами их генезиса и классификации. Тр. ИМГРЭ, вып. 1, 1957.

Васильева З. В. Изоморфные замещения в апатитах из различных месторождений Союза. Автореф. дисс. (ИГЕМ АН СССР). М., 1958а.

Васильева З. В. О роли марганца в апатитах. Зап. ВМО, ч. 87, вып. 4, 1958б.

Винокуров В. М., М. М. Зарипов. О синей окраске апатитов. ДАН СССР, т. 136, 1961, № 1.

Вистелиус А. Б. О корреляционной связи между апатитом и нефелином в Кукисвумчорр-Юкспорском сфеновом месторождении (Хибинские тундры). ДАН СССР, т. 56, 1947, № 2.

Вистелиус А. Б. Фосфор в гранитоидах центрального Тянь-Шаня. Геохимия, 1962, № 2.

Власов К. А., М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, М., 1959.

Волкова М. И. Изучение химического состава хибинских апатитов. Дисс. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1955.

Волкова М. И. Причины колебания удельного веса хибинских апатитов. Сб. «Редкометалльные элементы». Изд. АН СССР, М., 1958.

Волкова М. И., Б. Н. Мелентьев. Химический состав хибинских апатитов. ДАН СССР, т. 25, 1939, № 2.

Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. Изд. АН СССР, М.—Л., 1959.

Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. Геохимия, 1956, № 5.

Гилева З. М., Б. Н. Мелентьев. Мышьяк в апатитах Хибинских тундр. ДАН СССР, т. 25, 1939, № 2.

Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. II. Изд. АН СССР, М., 1953.

Гинзбург И. И., И. А. Рукавишникова. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, М., 1951.

Гинзбург И. В., Г. А. Сидоренко, Д. Л. Рогачев. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 12. М., 1961.

Гольдсмит Ю. Р., Ф. Лавес. Калиевые полевые шпаты, структурно-промежуточные между микроклином и санидином. Сб. «Полевые шпаты», т. 2. Пер. с англ. под ред. Д. С. Белянкина. Изд. ИЛ, М., 1956.
Горстка В. Н., Т. Н. Иванова. Геологические особенности и петрографическая характеристика апатито-нефелиновых тел Куэльпора и Поачвумчорра. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2. Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд. Львовск. гос. унив., 1961.
Гуткова Н. Н. К минералогии горы Юкспор (Хибинские тундры). Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. V. Изд. АН СССР, Л., 1934.
Денисов А. П., О. Б. Дудкин, Н. А. Елина, Р. А. Кравченко-Бережной, Л. И. Полежаева. О зависимости физических свойств апатита от примеси редких земель и стронция. Геохимия, 1961, № 8.
Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в нефелин-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.
Дудкин О. Б. О бариевом лампрофиллите. Зап. ВМО, ч. 88, вып. 6, 1959а.
Дудкин О. Б. О стронциевом апатите Хибинских тундр. Сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 1. Кировск, 1959б.
Дудкин О. Б. О механизме образования пленок и примазок на хибинском апатите в условиях гипергенеза. Зап. ВМО, ч. 89, вып. 5, 1960.
Дудкин О. Б. К минералогии Юкспорского месторождения апатита. Сб. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд. АН СССР, М.—Л., 1961а.
Дудкин О. Б. Особенности развития гипергенных процессов в апатитовой руде Хибинских месторождений. Сб. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд. АН СССР, М.—Л., 1961б.
Дудкин О. Б. и Р. А. Кравченко-Бережной. Опыт оценки окраски минералов с помощью спектрофотометра СФ-2М. Сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 2. Кировск, 1963.
Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Проблемы советской геологии, т. VI, 1936, № 1.
Елисеев Н. А. Хибинские апатитовые месторождения. Зап. ВМО, ч. 66, вып. 3, 1937.
Елисеев Э. Н., М. И. Волкова, А. П. Денисов. Влияние изоморфных замещений на размеры элементарной ячейки апатита. Вестн. ЛГУ, № 6, сер. геолог. и геогр., вып. I, 1960.
Ефимов А. Ф., С. М. Кравченко, З. В. Васильева. Стронций-апатит — новый минерал. ДАН СССР, т. 142, 1962, № 2.
Жиров К. К., С. М. Стишов, Б. Д. Рыжиков. О происхождении окраски амазонитов. Геохимия, 1959, № 8.
Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах. Геохимия, 1957, №3.
Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.
Заварицкий А. Н., В. С. Соболев. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1961.
Иванова Т. Н. Кукисвумчорр-Юкспорское апатито-нефелиновое тело. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1. Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.
Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М., 1963.
Колесников Н. Н. Доклад на Всесоюзном совещании по спектроскопии. Изв. АН СССР, сер. физическ., т. 18, 1954, № 2.
Комлев Л. В., А. Д. Михалевская, С. И. Данилевич. О возрасте щелочных интрузий Хибинских и Ловозерских тундр (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 136, 1961, № 1.
Кононенко А. М. Нефелины Хибинских тундр. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. инст. им. А. И. Герцена, т. IX, вып. 3, 1938.
Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геолог., 1957, № 2.
Кулланда В. Р. Природа железа в нефелиновой части хибинской апатитовой руды. Сб. «Хибинские апатиты», вып. III. ГОНТИ, Л., 1931.
Куплетский Б. М. О количественно-минералогическом составе апатито-нефелиновых пород Хибинских тундр. ДАН СССР, сер. А, 1928.
Куплетский Б. М. Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова, ч. I, вып. 2. Тр. СОПС, сер. Кольская. Изд. АН СССР, Л., 1932.

Курбатов С. С. Минералогия и геохимия Кукисвумчоррского апатитового месторождения. Отчет. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1953.
Курбатов С. С., А. Ф. Михайлова. Минералогия и геохимия Расвумчоррского апатитового месторождения. Отчет. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1954.
Курбатов С. С., А. Ф. Михайлова, Ю. В. Никитин. Либенерит из апатито-нефелиновых месторождений Хибин. Сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд. ЛГУ, 1959.
Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. В кн. «Полевые шпаты», т. 2. Пер с англ. под ред. Д. С. Белянкина. Изд. ИЛ, М., 1956.
Марфунин А. С. Фазовая природа калинатровых полевых шпатов. Зап. ВМО, ч. 89, вып. 6, 1960.
Марфунин А. С. Зависимость оптической ориентировки калинатровых полевых шпатов от различных факторов. Изв. АН СССР, сер. геолог., 1961а, № 2.
Марфунин А. С. Наблюдения над последовательностью превращений полевых шпатов в твердом состоянии. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 12, 1961б.
Мелентьев Б. Н. Минералогия и геохимия Кукисвумчоррского апатитового месторождения. Отчет. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1953.
Мелентьев Б. Н., Я. И. Ольшанский. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—Ca_3(PO_4)_2$. ДАН СССР, т. 86, 1952, № 6.
Мелентьев Б. Н., П. К. Семенов, П. Н. Чирвинский. Кальцит в разрушенных тектонических зонах Хибинских тундр. ДАН СССР, т. 31, 1941, № 8.
Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Сб. под ред. акад. А. Е. Ферсмана, проф. Н. А. Смолянинова и Э. М. Бонштедт. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
Михайлова А. Ф. Сфен Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения. Отчет. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1952.
Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
Михеев В. И., А. И. Калинин. Применение рентгенометрического метода к исследованию вещественного состава метеоритов. Метеоритика, вып. 15, 1958.
Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титано-магнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. Геология рудных месторождений, 1959, № 2.
Нечаева Е. А., И. Д. Борнеман-Старынкевич. Бритолит в скарнах Западного Забайкалья. Зап. ВМО, ч. 85, вып. 4, 1956.
Никитин Ю. В. Минералогия разрушенных (охристых) зон апатитового месторождения горы Кукисвумчорр. Дисс. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1949.
Овчинников Л. Н. Закономерности распределения элементов-примесей в контактово-метасоматических месторождениях. Тр. Горно-геолог. инст. Уральск. фил. АН СССР, вып. 32, 1959.
Петерсильe И. А. Углеводородные газы и битумы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геолог., 1959, № 1.
Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов. Пер. с англ. под ред. Е. Ф. Комовского. Изд. ИЛ, М., 1959.
Редкие элементы в массивах щелочных пород. Тр. Инст. минералог., геохимии и кристаллографии, вып. 9. Изд. АН СССР, М., 1962.
Ротман Л. Э. Материалы к характеристике амфиболов и пироксенов пегматитовых жил Ильменских гор. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. инст. им. А. И. Герцена, т. 117, 1956.
Сахарова М. С. Экспрессный метод количественного минералогического анализа апатито-нефелиновых руд. Тр. Гос. научно-исслед. инст. горно-хим. сырья, вып. 2. Госхимтехиздат, 1955.
Семенов Е. И. Ульвошпинель в титаномагнетитах Хибинского щелочного массива. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 9, М., 1959.
Семенов П. К. Виллиомит горы Кукисвумчорр в Хибинах. Сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 1. Кировск, 1959.
Слепнев Ю. С. Ловчоррит-ринколитовые пегматиты. Тр. Инст. минералог., геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 13. Изд. АН СССР, М., 1962.
Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского апатитового месторождения. Сб. «К минералогии постмагматических процессов». Изд. ЛГУ, 1959.
Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. Изд. АН СССР, М., 1963.
Тихоненков И. П. О графических структурах замещения в щелочных породах. Зап. ВМО, ч. 90, вып. 2, 1961.

Толмачев Ю. М., А. Н. Филиппов. О нахождении Rb, Be, Ga и Sr в нефелинах. ДАН СССР, нов. сер., т. III, 1934, № 5.
Ферсман А. Е. Геохимические дуги Хибинских тундр. ДАН СССР, сер. А, 1931а, № 14.
Ферсман А. Е. Апатит, его месторождения, геохимия, запасы и экономика Сб. Хибинские апатиты», т. III. ГОНТИ, Л., 1931б.
Фивег М. П. Очерк Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения. Сб. «Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукисвумчорр-Юкспор». Тр. научно-исслед. инст. по удобр., вып. 89, М., 1932.
Цветков А. И. Об изменении окраски у апатитов при нагревании. ДАН СССР, сер. А, 1929, № 17.
Чесноков Б. В. К вопросу о спектральном поглощении веществ, окрашенных трехвалентным титаном. Изв. высш. уч. зав., геология и разведка, 1959, № 7.
Чирвинский П. Н. Палеогидрогеология Хибинских тундр. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 4.
Шибольд Э. Структура силикатов. Сб. «Основные идеи геохимии». Пер. с англ. под ред. А. Е. Ферсмана, вып. III. ОНТИ, Л., 1937.
Шухман Л. Н. Сфеновая минерализация в породах верхней контактной зоны Кукисвумчорр-Юкспорского апатитового месторождения в Хибинах. Отчет. Ф. Кольск. фил. АН СССР, 1959.
Шухман Л. Н. Верхняя контактная зона апатито-нефелиновых месторождений Хибин. Сб. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
Эйтель В. Физическая химия силикатов. Пер. с нем. И. В. Беккера под ред. проф. Д. С. Белянкина. ОНТИ — Химтеорет., Л., 1936.

Ali—Naghi Akhavan—Niaki et Robert Wallays. Preparation des fluorapatites strontique et barytique et solutions solides et fluorapatites alcalino-terreuses par rection dans l'état solide. C. r. Acad. sci. 1556—1559, 1958.
Ames L. L. Some Cation Substitutions During the Formation of Phosphorite from Calcite. Econ. Geology, v. 55, № 2, 1960.
Bannister F. A. u. Hey M. H. A chemical, optical and x-ray study of nepheline and kaliophillite. Min. Mag. 22, 569, 1931.
Barth T. F. W. Polymorphic phenomena and crystal structure. Am. Journ., sci, 27, 1934.
Basta E. Z. Natural and sinthetic Titanomagnetites (the System Fe_3O_4—Fe_2Tio_4—$FeTiO_3$). Neues J. für Miner., Band 94, 2, 1960.
Billings M. The Chemistry, optical, genesis of hastingsite group of amphibols. Am. Min., v. 13, № 7, 1928.
Brögger W. C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Krist., B. 16, 1890.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. I—IV, Dresden, 1912—1931.
Goldschmidt V. Atlas der Kristallformen von Victor Goldschmidt. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 1923.
Hahn T., M. I. Buerger. The Detailed Structure of Nepheline, $KNa_3Al_4Si_4O_{16}$. Zeitschr. Krist., Bd. 106, H. 4—5. 1955.
Hayek E., H. Petter. Mischkristallbildung der Hydroxylapatite von Calcium und Strontium. Monatsh. Chem., 91, № 2, 1960.
Kind A. Der magmatische Apatit, seine chemische Zusammensetzung und seine phisikalischen Eigenschaften. Chemie der Erde, B. 12, H. 1, 1938.
Klement R. Basische Phosphate zweiwertigen Metalle. IV. Strontium-Hydroxylapatite. Zeits. Anorg. Chemie, 242, 1939.
Larsen Esper S., Gr. Mary H. Fletcher and Evelin A. Cisney. Strontian apatite. The Am. Min., № 37, № 7—8, 1952.
Medved D. B. Hackmanite and its tenebrescent properties. The Amer. Min., 39, № 7—8, 1954.
Mogenson F. A ferrotitanate ore from Ulvöen. Geol. Fören. i. Stockholm, Förn. 68, 1946.
Ramdohr P. Ulvospinel and its Significance in Titaniferrous Iron Ores. Ec. Geol., v. 48, № 8, 1953.
Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstattkunde, Bd. 1, Tischer, Jena, 1941.
Schmidt E. R., F. H. Vermaas. Differential thermal analysis and cell dimensions some natural magnetites. The Amer. Miner., 40, № 5, 1955.
Seidell A. Solubilities of inorganic and metallorganic compounds; New York, Van Nostrand. v. I, 1958.
Vincent E. A. Ulvöspinel in Skaergaard Intrusion, Greenland. Neues. J. für Miner., B. 94, 2, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ Стр.

Предисловие 3
Краткий исторический очерк минералого-геохимического изучения апатитовых месторождений 5

Часть I. Геология апатитовых месторождений и характеристика апатитсодержащих пород

Хибинский щелочной массив и расположение апатитовых месторождений 7
Вмещающие породы 8
Краткая характеристика геологического строения отдельных месторождений 10
Обогащенные апатитом породы 14
Мелкие скопления апатита в ийолит-уртитах, рисчорритах и пегматитах 30
Пегматиты, жильные породы и низкотемпературные эндогенные образования в крупных апатитовых телах 34
Трещинные зоны гипергенеза в апатитовых телах 43
Основные типы минеральных ассоциаций в пределах апатитовых месторождений 48

Часть II. Минералы хибинских апатитовых месторождений

Общие сведения 50
Главные минералы 52
Второстепенные минералы 127
Минералы-примеси 154
Основные этапы минералообразования в пределах апатитовых месторождений 209

Часть III. Основные геохимические особенности хибинских апатитовых месторождений и вопросы их генезиса

Сравнительный анализ химического состава апатитовых тел и вмещающих их пород 215
Общие особенности парагенезиса и состава минералов различных генетических групп 221
Роль различных процессов минералообразования в формировании апатитовых месторождений 223
Заключение 230
Литература 232

Олег Борисович Дудкин, Лидия Васильевна Козырева и Наталия Георгиевна Померанцева

МИНЕРАЛОГИЯ АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИБИНСКИХ ТУНДР

Утверждено к печати Геологическим институтом Кольского филиала им. С. М. Кирова Академии наук СССР

Редактор Издательства *Е. А. Семенова*. Художник *М. Н. Свиньина*
Технический редактор *Н. Ф. Виноградова*. Корректоры *Г. А. Мошкина* и *Н. П. Яковлева*

Сдано в набор 11/X 1963 г. Подписано к печати 20/I 1964 г. РИСО АН СССР № 193-72В. Формат бумаги 70×108 1/16. Бум. л. 7 3/8 Печ. л. 14 3/4=10.61 усл. печ. л.+2 вкл. Уч. изд. л. 20.54+2 вкл. (0.34). Изд. № 2016. Тип зак. № 421. М-24012. Тираж 750.

Цена 1 р. 47 к.

Ленинградское отд. издательства «Наука». Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука». Ленинград, В-34, 9 лин., д. 12