З.В.Шлюкова

МИНЕРАЛОГИЯ контактовых образований

ХИБИНСКОГО МАССИВА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

3.В. Шлюкова МИНЕРАЛОГИЯ контактовых образований ХИБИНСКОГО МАССИВА

5

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук О.Б. ДУДКИН



МОСКВА "НАУКА" 1986 Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М.: Наука, 1986.

В монографии впервые обобщаются результаты систематического многолетнего исследования по минералогии и типоморфизму минералов контактовых зон нефелиновых сиенитов, а также мельтейгит-уртитов и карбонатитов, с архейско-протерозойскими породами. Показано, что контактовые зоны многообразны по минеральному составу и условиям происхождения. Типоморфные особенности минералов используются как индикаторы минералообразующих процессов и позволяют по-новому подойти к решению генетических вопросов, касающихся происхождения контактовых зон и всего массива в целом.

Книга рассчитана на минералогов, петрографов, геологов и геохимиков, изучающих щелочные породы.

Ил. 24. Табл. 38. Библиогр. 50 назв.

Зоя Васильевна Шлюкова

МИНЕРАЛОГИЯ КОНТАКТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор Т.А. Касаткина

Художник С.А. Резников. Художественный редактор М.Л. Храмцов Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор Е.Н. Сафронникова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ№ 31267

Подписано к печати 15.08.86. Т — 14875. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1 Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,0 + 1,2 вкл. Усл.кр.-отт. 7,5 Уч.-изд.л. 9,1. Тираж 650 экз. Тип. зак. 637. Цена 1 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

 $\coprod \frac{1904020000-438}{042(02)-86} 186-86 - IV$

© Издательство ''Наука'' 1986 г.

введение

Хибинский массив представляет собой самый крупный в мире многофазный интрузив центрального типа, сложенный нефелиновыми сиенитами, мельтейгит-уртитами и карбонатитами. Он прорывает толщу архейских и протерозойских пород. Предполагается, что образование массива происходило в несколько интрузивных фаз, но высказывались предположения и о его полиформационном происхождении (Перекрест, Смирнов, 1985; Дудкин, Арзамасцева, Балаганская, 1986). Особенностями массива являются: 1) сочетание в одном интрузиве нефелиновых сиенитов, мельтейгитуртитов и карбонатитов; 2) развитие в его недрах уникальных по размерам месторождений апатита, нефелина, сфена; 3) наличие многочисленных редкометальных рудопроявлений; 4) богатство редкими минералами пегматитов и гидротермальных жил; 5) залегание массива в разнообразных по составу вмещающих породах; 6) присутствие большого количества мелких и крупных ксенолитов и реликтов пород вмещающей рамы как на его поверхности, так и на значительной глубине; 7) приуроченность крупных останцов пород вмещающей рамы к контактам между различными интрузиями.

Несмотря на то что Хибинский массив изучается десятки лет, минералогия контактовых образований долгое время практически оставалась в стороне от внимания исследователей. Специальное изучение минералогии контактовых образований Хибинского массива было поставлено в 1959 г. профессором Е.Е. Костылевой-Лабунцовой, соратником академика А.Е. Ферсмана. Оно проводилось автором данной монографии более 25 лет. За этот период удалось собрать и обработать большой и принципиально новый материал по контактовым образованиям в краевых частях массива и в его пределах в местах выхода останцов пород вмещающей рамы.

Перед автором стояли следующие задачи, результаты решения которых изложены в монографии: 1) определить роль вещественного состава вмещающих пород, в том числе их ксенолитов и реликтов, в процессах минералообразования в ходе становления Хибинского массива; 2) выявить особенности жильных образований, развитых в контактовой зоне, и сопоставить их с подобными в самом массиве; 3) найти минералогические критерии выявления переработанных реликтов и ксенолитов вмещающих пород в пределах массива; 4) проанализировать металлогеническое значение ассимиляции вмещающих пород щелочными интрузиями.

Результаты работы нашли частичное отражение в статьях автора и в двухтомной монографии "Минералогия Хибинского массива". Однако изучавшийся вопрос в целом до настоящего времени не рассматривался. Многие новые материалы не были опубликованы. Настоящая работа является первым опытом монографической характеристики минералогии сложных контактовых образований Хибинского массива. В работе освещаются современные представления о геологическом строении массива, химическом и минералогическом составе его пород и контактовых образований. Рассмотрены основные минералообразующие процессы и типоморфизм породообразующих акцессорных минералов контактовых образований. Показано определяющее значение химизма вмещающих пород на формирование минеральных ассоциаций в процессе взаимодействия их с фонолитовой магмой и постмагматическими растворами.

Исследование проведено с использованием арсенала современных методов изучения вещества (электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа, инфракрасной спектроскопии, микрозондового и изотопного анализов).

Неоценимую помощь в исследованиях оказали аналитики Н.И. Забавни-О.Г. Унанова, рентгенохимики кова, Г.Е. Каленчук, Л.П. Некрасова, А.И. Цепин, Т.И. Голованова, спектроскописты Г.Л. Васильева, Е.А. Корина, Н.А. Божевольнова, специалисты в области рентгеноструктурного анализа Н.И. Органова, М.Т. Дмитриева, О.В. Кузьмина, А.С. Анисимова, А.К. Пилюченко, сотрудники лаборатории микроскопии А.И. Сивцов, А.В. Мохов, Н.В. Трубкин, сотрудники лаборатории ИК-спектроскопии Е.В. Власова, Е.С. Рудницкая. В минералографическом изучении сульфидов большое участие приняла М.Г. Добровольская, а также Е.В. Галускин, Е.А. Борисова. Большое содействие в полевых работах оказали геологи СЗТГУ Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков, В.П. Павлов, И.И. Перекрест и др. Постоянный интерес и внимание к работе проявляли доктор геологоминералогических наук Н.В. Петровская и кандидат геолого-минералогических наук Б.Е. Боруцкий. В сборе и обработке материала большую помощь оказали технические работники: инженер В.А. Юдинцева, А.А. Александров.

Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

Автор считает своим долгом отдать дань светлой памяти своего наставника-профессора, доктора геолого-минералогических наук — Екатерине Евтихиевне Костылевой-Лабунцовой, талантливому минералогу и хорошему человеку, под чьим руководством автору посчастливилось проработать более 15 лет во всемирно известной сокровищнице минералов — Хибинском массиве.

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Хибинский массив центрального типа, самый крупный массив в мире нефелиновых синеитов, находится в пределах восточной части Балтийского щита в центре Кольского полуострова. Площадь его составляет 1327 км². Он локализован в трансрегиональной северо-восточной зоне, протягивающейся от центральной части Кольского полуострова через Финляндию и Швецию до грабена Осло в Норвегии. Характерной чертой этой зоны является присутствие в ней систем долгоживущих глубинных разломов, к участкам пересечения которых с разломами других направлений тяготеют интрузии щелочно-ультраосновных пород и нефелиновых сиенитов [27].

Высотными съемками на Балтийском щите установлены крупные кольцевые структуры, что послужило основанием для представлений о размещении щелочных интрузий по радиально-кольцевым разломам. Предполагается, что в эпоху палеозойской тектоно-магматической активизации в сводово-блоковых поднятиях складчатых археид и протерозоид в районе Хибинских тундр существовал крупный магматический очаг, образовавшийся на пересечении древних разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Внутреннее напряжение и высокое давление магматического очага предопределили заложение концентрических и радиальных разломов, на пересечении которых произошло внедрение Хибинской интрузии в толщу метаморфических архейских и протерозойских пород [1]. Контакты с этими породами круто падают под массив, но с глубиной выполаживаются, что позволяет рассматривать интрузию в целом как лополит [18, 41]. Время становления массива 365–390 млн лет [15, 21, 29].

вмещающие массив породы

Архейские метаморфические толщи окружают массив с севера, северовостока и юго-востока в пределах гор Маннепахк, Путиличорр, Северный Лявчорр, Валепахк, Северный Суолуайв, Рестиньюн и Китчепахк. Они в основном представлены биотитовыми гнейсами и мигматитами, относимыми условно к нижней толще кольской серии архея, среди которых в виде маломощных прослоев наблюдаются биотит-амфиболовые, биотитхлоритовые, биотит-гранатовые и другие разности гнейсов. В районе горы Маннепахк биотитовые гнейсы интрудированы кварцевыми диоритами.

Биотитовые гнейсы — коричневато-серая порода, состоящая из плагиоклаза (51—58%), кварца (24—34), биотита (12—14), обыкновенной роговой обманки, мусковита и других минералов (6—7%). Полевой шпат соответствует олигоклаз-андезину (28—35). Магматизированные биотитовые гнейсы (гранито-гнейсы) состоят на 90—98% из кварца и полевого шпата, а также биотита (5—10%) [10].

В районе гор Рестиньюн—Намуайв в гнейсах встречены маломощные секущие жилы пироксенитов, возраст которых не выяснен [33].

По данным Хибиногорской партии пироксениты установлены в массивных и трахитоидных хибинитах в зоне контакта их с архейскими гранодиоритами и гнейсо-гранитами. Так, в долине Вуннемийок и Калиок скважинами пересечены эндоконтактовые зоны массивных хибинитов с ксенолитами пироксенитов. Лежащие ниже хибинитов гранодиориты и гнейсограниты пронизаны многочисленными жилами пироксенитов и габброидов. На участке оз. Пайкуньявр скважиной вскрыты многочисленные ксенолиты пироксенитов среди трахитоидных хибинитов.

Протерозойские породы обрамляют Хибинский массив с запада и юга в пределах гор Маннепахк, Хибинпахкчорр, Юмъечорр, Айкуайвентчорр, Ловчорр и Китчепахк (рис. 1, см. вкл.). Они представлены вулканогенноосадочными образованиями трех серий Имандра-Варзугской структурной зоны (по разрезу снизу вверх): стрельниковской (кукшинской и сейдореченской свитами), варзугской (полисарской и умбинскими свитами) и томингской (пять толщ)¹ [17].

Выходы пород стрельниковской серии, срезаемой Хибинским массивом, наблюдаются на западе и юге. В западной части в пределах горы Маннепахк, прослеживаются метадиабазы, туфогенные и актинолитовые сланцы и кварциты кукшинской свиты (ранее эта свита называлась рижгубской) [17].

Метадиабазы состоят из альбитизированного или соссюритизированного плагиоклаза (альбит-олигоклаза 7—15) и актинолита, представленных примерно поровну. Особенностью химического состава метаосадочных пород названной выше свиты является высокое содержание щелочей и низкое — рудогенных элементов [17].

Обнажения пород сейдореченской свиты наблюдаются на западе и юге. Они представлены в основном диабазами, а в основании также горизонтом кварцитов. В западной части эти породы прорываются хромитоносной диорит-габбро-норитовой интрузией (массив Прихибинье) [13], а также пироксенитами и гранофирами [17].

Породы варзугской серии представлены двумя свитами, полисарской и умбинской. Выходы первой серии отмечены на западе — шаровые лавы и на юге — метавулканиты, второй — базальтовые метапорфиры и кварцполевошпат-хлоритовые сланцы, кварциты, серицитовые сланцы, кварцполевошпат-хлоритовые сланцы с карбонатами, туфогенными и терригенными породами встречаются только на юге. В терригенных породах умбинской свиты установлены повышенные собственно осадочные концентрации фосфора (0,25–0,62%, в ряде случаев 1–2%), в карбонатах вулканогенноосадочных концентрации бария и фосфора (0,2–0,3%) [25]. Метавулканиты Умбинской серии часто содержат мелкую сульфидную вкрапленность и самородную медь.

Из пяти толщ томингской серии (ранее их относили к сейдореченской свите [18]) мощностью около 6000 м в экзоконтактовой зоне Хибин в полном объеме развиты только три верхние толщи (названий не имеют). Породы этой серии слагают здесь простую синклинальную складку, осложненную разломами. На западе по краевому разлому они граничат с вулканитами полисарской свиты, на юге — с метавулканитами умбинской свиты.

¹ Ранее [13] они рассматривались как среднепротерозойские.

Для разрезов трех верхних толщ Прихибинья характерна фациальная изменчивость.

На западе на участке р. Малая Белая прослеживаются выходы тонкослоистых биотит-кварц-полевошпатовых микросланцев с прослоями биотит-актинолитовых сланцев и горизонты кварцитов и доломитов. Простирание пород здесь широтное, падение южное под углом 40°. Выходы глинистых, углисто-глинистых сланцев с прослоями кварцево-слюдистых сланцев, сланцеватых кварцитов и известково-доломитовых сланцев описаны у подножья горы Тахтарвумчорр [11]. В южной части наблюдается метаандезит-дацит-риолитовая толща, осадочно-вулканогенная часть которой сложена чередующимися первично-терригенно-осадочными породами и метавулканитами.

Сульфидно-графитовые сланцы встречаются на двух участках: в южной части (Пирротиновое ущелье) и юго-западной (в районе Тахтарйок). Подавляющая часть метаосадочных пород томингской серии отвечает высокожелезистым и высокотитанистым метагравуккам и метапелитами, нередко содержащим значительную примесь углеродистого и сульфидного вещества. Известняки преимущественно распространены в южном Прихибинье.

В. Рамзаем, а затем Б.М. Куплетским в зоне контакта нефелиновых сиенитов с гнейсами в районе гор Валепахк и Лестивара описаны роговики с силлиманитом, андалузитом, гранатом, шпинелью, цоизитом, мусковитом, биотитом, кварцем и олигоклазом. Оба исследователя рассматривали эти образования как результат взаимодействия нефелин-сиенитовой магмы с боковыми метаморфизованными осадочными породами, более молодыми по отношению к гнейсам. По нашему мнению, названные роговики скорее всего являются протерозойскими.

Наряду с метавулканитами основного состава — метадиабазами, метагаббро-диабазами и метапорфиритами в последнее время в южной части Хибин установлены высокощелочные метаэффузивы и их туфы, отвечающие по составу трахитам (трахитовые метапорфиры). Общая сумма щелочей до 11%, натрий и калий содержится примерно в равных количествах.

Согласно В.А. Мележику и Ж.А. Федотову (1978 г.), эти породы являются палеозойскими образованиями, так как они на всем своем протяжении располагаются в зоне мощной карбонатизации и альбитизации и аналогичны известным породам, развитым в карбонатитах Хибинского массива [17].

Как видно из приведенных данных, вмещающие Хибинский массив метаморфические породы имеют различный возраст (архейский, протерозойский, возможно палеозойский) и петрохимический состав (гранитогнейсы, вулканогенно-осадочные породы).

СТРОЕНИЕ ХИБИНСКОГО МАССИВА И ОСТАНЦЫ Вмещающих пород в его пределах

Особенностью геологического строения Хибинского массива является дугообразное (в плане) расположение слагающих его пород, среди которых преобладают нефелиновые сиениты (хибиниты, трахитоидные хибиниты, лявочорриты и фойяиты) — 83,8% его площади. Центральная дуга массива сложена своеобразными пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами (рисчорритами и ювитами) — 10,5% и мельтейгит-уртитами — 5,7% (см. рис. 1).

Кроме того, в строении массива участвуют карбонатиты, различные дайковые породы (оливиниты, пироксениты, пикриты, диабазы, щелочные лампрофиры, щелочные габброиды, тингуаиты, мончикиты, щелочные

Возраст	Тип пород	Местоположение	Размеры, глубина залегания	Литера- турный источник
1	2	3	4	5
Архей	Гранито-гнейсы	Эндоконтактовая зона в массивных хибинитах, горы Валепахк, Северный Лявочорр, низовье р. Вуоннемиок	Интервал 189,35—203,15 м	[10]
Про- теро- зой (?)	Роговики глино- земистые (биотит- полевошпатовые, кордиерит-андалу- зитовые с корун- дом и без него, кор-	Контакт хибинитов с рисчорритами и мельтейгит-уртита- ми, район озер Ма- лый Вудъявр—Боль- шой Вудъявр	600×3000× ×6000 м	[18]
	диерит-плагиокла- зовые и др.)	Контакт фойяитов с перекристаллизо- ванными нефелино- выми сиенитами, низовье р. Тулья	Протяженность около 25 км	[24, 26 15]
Глинистые и угли то-глинистые сланцы		Контакт фойяитов с рисчорритами, район Саамского перевала и р. Тулья	Протяженность 7 км, мощность 250 м	[18]
		Фойяиты	Протяженность от десятков сантиметров до десятков метров	[9]
		Трахитоидные хи- биниты, вершина горы Китчепахк	15×60 м	
e	Пикрит-порфириты	Хибиниты эндокон- тактной зоны на за- падном и южном склонах гор Юмъе- чорр, Китчепах к	Пласт 4×15 м	[10]
	Филлитовидные сланцы	Эндоконтактовая зона гор Юмъечорр, Китчепахк	Прослои, мощно- стью 50—100 м	[10]
	Тонкополосчатые сланцы	Западная часть горы Юмъечорр	1,5×5 м	[10]
	Зеленокаменные породы	Трахитоидные хибини- ты вблизи контакта с грубозернистыми хибинитами	Два ксенолита до 30 см	[10, 18]
	Кварциты	Хибинит, южный склон горы Китче- пахк	2000×300 м	[10]
	Песчаниковидные породы	Междурисчоррита- миифойяитамина перевалеПартом- чорр—Кукисвум- чорр	Коренные выходы	[29]
	Фениты (нефелино- вые и щелочные мелкозернистые сиениты)	Контакт рисчорритов (снизу) с ийолит-ур- титами и лявочорри- тами (сверху) от горы Валепахк до горы Лартомчорр	Протяженность 13 км, мощность 400—600 м	[30]

Таблица 1. Описание пород останцов и ксенолитов, распространенных в пределах Хибинского массива

1	2	3	4	5
	Пирротинсодержа- щие роговики	Контакт рисчорри- тов с фойяитами, горы Рисчорр, Ку- кисвумчорр	і Выходы на про- тяжении 8,5 км от 1 до 20 м	[40]
		Мелкозернистые нефелиновые сиени- ты, южные склоны гор Тахтервумчорр, Айкуайвентчорр	Протяженность 0,5 км	[11]
		Трахитоидные хиби- ниты, гора Ловчорр-	Мощность 1—1,5 м	
	Роговик черный	Трахитоидные хибини- ты, второй цирк горы Айкуайвентчорр	Площадь 100 м ²	[11]
	Гнейсовидные фе- ниты, мелкозернис- тые нефелиновые сиениты по основным и ультраосновным породам	Трахитоидные хибини- ты, северо-восточный склон горы Коашкар и	Глубина 750 м	[30]
Девон	Щелочные трахиты, туффитовые сланцы, туфы пикрит-порфи- ров, авгит-порфири- ты Пироксениты	Контакт хибинитов с трахитоидными хибинитами, горы Часночорр, Юмъечорр, Юдыч вумчорр	Протяженность 10 км, мощность от 150 до 750 м	[18, 29]
		Массивные хибиниты, низовьер.Вуоннеми- ок; трахитоидные хибиниты, участок оз.Пайкуньявр	Глубина 961,4— 1102,0 м	[30]

трахитовые порфиры), эруптивно-эксплозивные брекчии (трубки взрыва), останцы раннекаледонских щелочно-ультраосновных пород [8, 9, 14, 29, 32].

Специфической особенностью рассматриваемого массива является присутствие в его пределах большого количества крупных и мелких ксенолитов и останцов вмещающих пород рамы как на поверхности, так и на значительной глубине. По приблизительным подсчетам площадь занимаемая этими породами составляет 14 км² (более 1% от всей площади массива). По геологическому возрасту породы останцов и ксенолитов разделяются на три группы: ксенолиты архейских гнейсов и кварцевых диоритов, протерозойские осадочно-вулканогенные и палеозойские осадочно-вулканогенные (табл. 1). Как показывают наблюдения, останцы архейских гранитогнейсов распространены среди нефелиновых сиенитов, а также карбонатитов на севере, северо-востоке и востоке, а протерозойские вулканогенноосадочные образования — на северо-западе, западе и юге, т.е. в пределах палеоконтура развития этих пород в раме интрузии [31].

Характерной чертой является отчетливая структурная позиция крупных останцов на контактах между разными слагающими массив субинтрузиями.

На контакте грубозернистых хибинитов с трахитоидными хибинитами (см. рис. 1) в пределах гор Часночорр, Юмъечорр, Юдычвумчорр залегают



(в виде дуги протяженностью 10 км при ширине от 150 до 750 м) ромбенпорфиры, перемещающиеся на отдельных участках с полосчатыми туффитовыми сланцами и туфами пикрит-порфиритов. Локально среди них в виде ксенолитов встречаются авгит-порфиры. Возраст этих пород условно принимается за девонский по аналогии с ксенолитами ромбен-порфиров Ловозерского массива [29].

На протяжении двух последних десятилетий проходка глубоких структурно-поисковых скважин в пределах Хибинского массива с целью поиска и разведки глубоко залегающих апатитовых руд дала интересные и неожиданные данные по его внутреннему строению. Оказалось, что в недрах описываемого массива на относительных глубинах от 300 до 1200 м встречаются крупные останцы вмещающих пород рамы. Самый крупный вскрыт в юго-западной части массива от оз. Большой Вудъявр до устья р. Поачвумчорр (рис. 2). Мощность останца около 600 м, протяженность 6 км (см. табл. 1). Ороговикованные метаморфические образования залегают на контакте трахитоидных хибинитов (лежачий бок), мельтейгит-уртитов с рисчорритами (висячий бок). Они сложены кордиерит-андалузитовыми, биотит-полевошпатовыми, кордиерит-плагиоклазовыми, кордиерит-андалузитовыми с корундом, кордиерит-силлиманит-плагиоклазовыми, амфиболплагиоклазовыми и фенитизированными роговиками. Преобладают биотитполевошпатовые роговики. Особенности состава и структуры описываемых образований, присутствие в них корунда, андалузита, силлиманита, наличие тонкой слоистости позволяют предположить, что они образовались в результате термального метаморфизма осадочных глинистых пород. Локальное обогащение этих пород сульфидами указывает на возможное преобразование сульфидно-углистых сланцев. Большие размеры описываемого тела, приуроченность его к контакту трахитоидных хибинитов с рисчорритами и мельтейгит-уртитами, положение в палеоконтуре протерозойских пород позволяют рассматривать его как огромный останец глубоко измененных осадочно-вулканогенных образований имандра-варзугской толщи, прорванных Хибинской интрузией [18, 42].

Выходы останцов ороговикованных вулканогенно-осадочных пород (кордиерит, силлиманит-кордиерит-андалузитовый, шпинель-корунд-андалузит-мусковитовый, корунд-мусковитовый, корунд-кварц-мусковитовый, сиенит с кварцем, порфировидный биотитовый сиенит, углистые и глинистые сланцы, сульфидсодержащие роговики) прослеживаются на протяжении 20 км в зоне контакта рисчорритов с фойяитами в пределах гор Рисчорр, Кукисвумчорр, Юкспор, Эвеслогчорр [18, 22, 24, 26]. В фойяитах на расстоянии 1–2 км от контакта их с рисчорритами встречаются многочисленные останцы роговиков с корундом. Форма их овоидная или линзовидная, размеры от первых метров до сотен. В одних случаях они имеют резкий контакт с окружающими фойяитами, в других – они фенитизированы, переход постепенный через тонко- и мелкозернистый сиенит к нефелиновому сиениту. Согласно С.И.Заку с соавт. [18], возраст исходных пород протерозойский. Обнажения ороговикованных глинистых сланцев

Рис. 2. Схематический разрез через останец вмещающих пород рамы, по Ф.В. Минакову [30].

^{1 —} четвертичные отложения; 2 — мончикит; 3 — уртит сфен-апатитовый трахитоидный; 4 — апатитовая минерализация; 5 — уртит массивный; 6 — малиньит трахитоидный; 7 — ийолит полевошпатовый трахитоидный (а), ийолит трахитоидный (б); 8 — уртит полевошпатовый трахитоидный (а), уртит трахитоидный (б); 9 — рисчоррит массивный; 10 — хибинит трахитоидный; 11 — роговик.

пластообразной формы (15 \times 60 м) встречено среди трахитоидных хибинитов на вершине горы Китчепахк. Два ксенолита ороговикованных зеленокаменных пород размером около 30 см каждый были обнаружены в трахитоидных хибинитах на удалении 30–50 см от контакта их с грубозернистыми хибинитами [11].

По данным поискового бурения останцы вмещающих пород установлены на северном и северо-западном участках апатитоносной толщи мельтейгитуртитов [30]. Здесь эти породы встречены на контакте с ийолит-уртитами, в ийолит-уртитах (линзовидное тело шириной от 9 до 28 м, протяженностью до 400 м), в рудной зоне в виде угловатых обломков, сцементированных апатитовым уртитом, на контакте массивных уртитов с среднезернистым хибинитом, на контакте лявочорритов с массивными уртитами, в виде ксенолитов среди лявочорритов и массивных уртитов. Роговики этого района представлены меланократовыми тонкозернистыми породами темного цвета по минеральному составу амфибол-биотит-полевошпатовыми, локально обогащенными сульфидами (пирротином). Особенностью этого участка является присутствие большого количества метасоматитов [30].

В карбонатитовом комплексе Хибинского массива наблюдаются роговики на относительных глубинах от 200 до 1500 метров в виде небольших участков (до 5 см по оси керна). Они состоят из альбита, олигоклаза, кварца, кальцита с мелкими вкраплениями диопсида и биотита. В карбонатитовой брекчии присутствуют фениты по гнейсам. Они состоят из кальцита (40%), деформированных крупных кристаллов олигоклаза, призм альбита, ксеноморфных зерен ортоклаза, эгирина и биотита (5–10%), из небольших количеств канкринита, пирита, пирротина, отдельных зерен кварца [15].

В эндоконтактовой зоне Хибинского массива, наряду с ксенолитами непосредственно вмещающих породы рамы — архейских гранито-гнейсов и протерозойских, перечисленных выше пород, встречаются многочисленные ксенолиты филлитовых сланцев, полосчатых диопсид-кварцевых пород, глинистых сланцев, перидотитов, пироксенитов, авгитовых порфиритов. Ввиду отсутствия видимого сходства с окружающими архейскопротерозойскими образованиями их обычно сопоставляют либо с породами девонской, так называемой ловозерской свиты, присутствующей в Ловозерском массиве, либо с гипотетической раннекаледонской шелочноультраосновной интрузией [8, 10]. Останцы этих пород испытывают перекристаллизацик, фенитизацию и магматическое замещение. Диопсид-кварцевые и близкие к ним филлитовые сланцы содержат диопсид или гиперстен в сочетании с биотитом либо с тетрафлогопитом или амфиболом. а в более крупнозернистых полосчатых разностях наблюдается калиевый полевой шпат. Подобные образования широко развиты в западной части экзоконтактной зоны в пределах гор Юмъечорр и Хибинпахкчорр [10, 31]. Перидотитовые и пироксенитовые ксенолиты, обнаруженные в разных местах в массиве, имеют оторочки обогащенные флогопитом, лепидомеланом, калишпатом, в отдельных случаях — гранатом, нефелином, перовскитом, мелинитом [8]. Согласно Р.П.Тихоненковой [33], по этим образованиям развиваются фениты состава якупирангит-мельтейгитов, малиньитов. Охарактеризованные выше разновидности ксенолитов очень часто сопоставляют с породами Ловозерской свиты. Однако Тихоненкова [34] доказала, что часть пород, относимых ранее к Ловозерской свите в Ловозерском массиве, в частности филлитизированные осадочные породы (биотитовые кварцито-песчаники и кристаллические сланцы с андалузитом, дистеном и силлиманитом), имеет протерозойский возраст. В то же время в окрестностях Хибинского массива в значительном количестве развиты докембрий-12

ские перидотиты и пироксениты, пространственно связанные вулканогенноосадочными толщами комплекса Имандра—Варзуга. Мы полагаем, что тонкослоистые кварц-диопсидовые породы следует рассматривать как продукт контактового метаморфизма различных кварцитовых, хлориткварцевых и других сланцев сейдореченской свиты, которые распространены к западу от массива и далее на Мончеполуострове оз. Имандра [31].

Сказанное выше показывает, что в сложении Хибинского массива ксенолиты и реликты вмещающих пород занимают значительное место (см. табл. 1). Анализ их положения свидетельствует, что Хибинский плутон является внутриформационным по отношению к архейско-протерозойским метаморфическим образованиям, породы которых он содержит в виде крупных реликтов и ксенолитов и, очевидно, отчасти ассимилирует их. Последнее необходимо учитывать при рассмотрении в нем процессов петропогической эволюции и минералообразования [31].

Глава II. КОНТАКТОВЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ ХИБИНСКОГО МАССИВА

В контактовой зоне Хибинского массива с окружающими архейско-протерозойскими толщами и в пределах его в останцах этих пород установлены многообразные по минеральному составу и условиям происхождения новообразования: фениты, пегматиты линии скрещения, бербанкит-эгириновые, герцинит-полевошпатовые и другие гидротермальные прожилки, сульфидные обособления. В них наблюдаются, с одной стороны, минеральные ассоциации, характерные для миаскитового и для агпаитового типов, имеющие много общих черт с подобными ассоциациями, развитыми в породах и пегматитах в пределах самого массива (что указывает на единый источник их образования), а с другой стороны, своеобразные минеральные ассоциации, отличные как от миаскитового, так и агпаитового типов. Формирование здесь специфических парагенезисов минералов обусловлено многими факторами, из которых главными являются геологическое положение и неоднородный состав вмещающих пород [42, 45].

Как показали наши исследования, первостепенную роль при этом играют кислотно-основные свойства вмещающих пород. Используя метод вычисления величин основности ΔZ^0_{600K} и ΔZ^0_{1200K} , предложенный А.А. Маракушевым, были выполнены расчеты этих характеристик для разнообразных по составу и генезису окружающих массив пород, фенитов и роговиков, а также для пород останцов и ксенолитов. В табл. 2, 3 приведены результаты пересчета химических анализов указанных пород, заимствованных как из литературных источников, так и выполненных на оригинальном материале автора (расчеты выполнены Н.И. Забавниковой). По данным. представленным в таблицах, построен график (рис. 3), в котором для сопоставления помещены средние значения кислотно-основных свойств нефелиновых сиенитов, рисчорритов и мельтейгит-уртитов. Сравнение полученных характеристик выявляет их существенное (в некоторой части контрастное) различие. Все вмещающие породы являются более кислыми, чем породы, слагающие массив. Наиболее кислые архейские гранито-гнейсы (см. табл. 2) и роговики, вскрытые скв. 619 на глубине 990-1971 м, пробуренной в долине р. Саамской. На графике четко специфичны особенности химического состава протерозойских сланцев Имандра-Варзугского комп-

Таблица 2. Основность вмещающих Хибинский массив породи фенитов

Возраст	Тип	Δ Ζ ⁰ 600 K	ΔZ ⁰ _{1200K}
	Гнейс	1,53	2,45*
	Биотитовый гнейс	2,02	2,93*
	Биотитовый гнейс мезократовый	2,04	3,15 ² *
	Полевошпатовый фенит по гранито-гнейсам	3,13	4,48 ^{2*}
	То же	2,54	3,63 ^{2*}
	Нефелин-полевошпатовый фенит по гранито-гнейсам	4,19	5,82 ^{2*}
	То же	3,50	4,93 ² *
	Фенит по биотитовым гнейсам	2,62	3,82*
	То же	3,04	4,31*
	Щелочной сиенит из контактас биотитовы- ми гнейсами	2,90	4,26*
	Нефелиновый сиенит из контактас гранито-гней сами	3,67	5,24 ² *
	Мелкозернистый хибинит из контактас биотитовыми гнейсами	4,09	5,74*
	Нефелиновый твейтозит, скв. 1046	4,04	5,644*
Протерозой	Сланцы (южные контакты)	3,02	4,004*
	Актинолит-альбитовый сланец	3,19	4,13*
	Сланцы (ю́жные контакты)	3,35	4,21 ^{3*}
	Зеленый сланец	3,42	4,412*
	Сланец	3,47	4,37 ^{3*}
	Актинолит-альбитовый сланец	3,46	4,47*
	Фенитизированный пироксен-плагиоклазо- вый роговик	3,09	3,992*
	Роговик	3,15	4,12*
		3.32	4,30*
	Пироксен-плагиоклазовый роговик	3,44	4,49 ^{2*}
	Мельтей гит-фенит	4.98	6.77^{2*}
	Малиныит-фенит	4.48	6.032*
	Тералит-фенит	4.46	5.812*
	Нефелин-биотитовый, полевошпатовый фенит	3,33	4,72*
	Нефелин-полевошпатовый фенит	3.55	4.92^{2*}
	Полосчатый полевошпатовый фенит	3.21	4.68 ^{2*}
	Нефелинсодержащий, биотит-шелочной	3.38	4 72*
	сиенит из контакта с зелено-каменными породами	-,	·,· _
	Нефелиновый сиенит из эндоконтакта	4.00	5.53 ^{2*}
	То же	4 76	652^{2*}
	Горнблендит	3 20	4 18 ^{3*}
	Диабаз	2,34	3,342*
* Химические ^{2*} Из [33]. ^{3*} Из [29, 20]	анализы взяты из работы [10].		
4* Ланные зети			

лекса, обусловленные преобладанием в них Са, Mg, тогда как в других больше Na и K. Основность роговиков, вскрытых на контакте трахитоидных хибинитов с рисчорритами и мельтейгит-уртитами (см. рис. 2), в среднем близка к установленной для протерозойских образований внешней зоны. Однако, в разных участках показатели основности пород значитель-

Таблица З. Основность породостанцов, вскрытых скважинами внутри массива, в районе озер Малый Вудьявр—Большой Вудьявр

Порода	∆ <i>Z</i> ⁰ _{600K}	ΔZ ⁰ _{1200 K}
Роговик кордиерит-андалузитовый полосчатый	2,72	3,82
Роговик кордиерит-андалузитовый с обильной вкрап-	2,13	3,11
ленностью сульфидов	- ,	·
Роговик биотит-полевошпатовый полосчатый	2,93	4,08
Роговик кордиерит-плагиоклазовый	3,36	4,66
То же	3,13	4,41
Роговик вблизи контакта с жилой кварцевого сиенита	3.09	4,96
Роговик биотит-полевошпатовый с жилами нефелиновых	3,55	4.95
сиенитов		,
Роговик биотит-полевошпатовый с пегматитовыми жилами	3,70	5,18
Роговик тонкозернистый биотит-полевошратовый с	2 74	4 02
	2,14	4,02
пенниками альбита		
Роговик биотит-полевошпатовый фенитизи пованный	3 18	4 54
с жилами нефериновых сиенитов	0,10	4,54
Роговик биотит-полевошпатовый фенитизированный	3.67	5 12
Роговик биотит-полевошпатовый фенитизированный	3.58	4 97
Роговик силлиманит-полевошпатовый	2,35	3.26
Роговик биотит-полевошпатовый	3.21	4 51
Сиенит пегматои дный шепочной	3 31	4.63
Роговик биотит-полевошпатовый	317	4,00
То же	3.30	4 64
	3.81	5.31
Роговик биотит-пироксеновый сиенитизи пованный	3.85	5 10
Роговик биотит-пироксеновый сиени изированный	3 75	5.24
	3.61	3.05
Рогових нафалин-сиенитовый массивный	4 0 4	5,60
Роговик пефелип-сиенитовый массивный	1.05	2,01
ГОГОВИК.	1,00	2,70
11	2,00	3,70
11	2,13	3,84
	2,42	3,40

но варьируют (см. табл. 3). Это объясняется как неоднородностью исходного состава пород, так и разным влиянием щелочных магм. Последнее четко заметно со стороны трахитоидных хибинитов.

Фениты по величине основности, что вполне закономерно, находятся между вмещающими породами и породами Хибинского массива. Такая же основность и у фенитов, возникших по останцам вмещающих пород рамы.

Анализ полученных результатов показывает, что общая основность вмещающих пород и своеобразие их состава (содержание кремнезема, железа, титана, ниобия, ванадия, хрома, марганца, кальция, магния, глинозема) в каждом конкретном случае сказались на появлении минералов и минеральных ассоциаций, не свойственных интрузивным породам, пегматитам и другим выделениям Хибинского массива.

Унаследованность химизма вмещающих пород проявилась и в некоторых минералах (эвдиалите, ильмените, апатите, лопарите), характерных для пород массива (нефеллиновых сиенитов и мельтейгит-уртитов), которые в рассматриваемых новообразованиях приобрели свои типоморфные признаки (высокие содержания Са, Mn, Nb, Fe, Cr, V и др.).



Рис. 3. Основность пород, вмещающих Хибинский массив, и останцов, вскрытых скважинами в пределах массива, по данным табл. 2, 3.

1 — архейские гнейсы; 2 — фениты по архейским гнейсам; 3 — нефелиновый сиенит из эндоконтактов с гнейсами; 4 — протерозойские сланцы; 5 — протерозойские вулканогенные породы (горнблендит, диабаз); 6 — фениты по протерозойским породам; 7 — пироксен-плагиоклазовый роговик; 8 — нефелиновые сиениты из эндоконтакта с протерозойскими зеленокаменными породами; 9—11 — роговики из останца, "зажатого" между трахитоидными хибинитами и рисчорритами — мельтейгитуртитами (район озер Малый и Большой Вудъявр); 12—13 — роговики из апатитового Партомчоррского месторождения

Влияние состава вмещающих пород на состав новообразованных минеральных ассоциаций сказывается не только в магматическую стадию, но и в последующих постмагматических преобразованиях, столь широко проявленных в ходе становления Хибинского массива [29].

НОВООБРАЗОВАНИЯ НА КОНТАКТАХ С АРХЕЙСКИМИ ГРАНИТО-ГНЕЙСАМИ

При взаимодействии гранито-гнейсов с нефелин-сиенитовой магмой возникают фениты (мощность 15—20 см, иногда 70—100 м, иногда 0,8 км). Фенитизация их выражается в замещении плагиоклаза (андезин 28—35) щелочным полевым шпатом, биотита — щелочным пироксеном (эгирин 60, геденбергит 25, диопсид 15) при полном исчезновении кварца. Комплекс акцессорных минералов в рассматриваемых фенитах представлен сфеном, апатитом, ильменитом (миаскитовая ассоциация).

В эндоконтактовой зоне массива при взаимодействии щелочной магмы с гранито-гнейсами образовались существенно полевошпатовые щелочные сиениты [29, 42].

Щелочные пегматиты, развитые в гранито-гнейсах и генетически связанные с Хибинской интрузией, как правило, характеризуются безнефелиновым парагенезисом минералов [42]. Наблюдаемые в этой части экзоконтактовой зоны щелочные пегматиты, локализованные в тектонических трещинах в гранито-гнейсах, имеют существенно полевошпатовый состав. Темноцветные минералы в них представлены арфведсонитом или биотитом, а акцессорные — миаскитовым комплексом: апатитом, сфеном, ильменитом. Как и в пегматитах в пределах Хибинского массива, экзоконтактовые пегматиты претерпели автометасоматические и метасоматические изменения, в результате которых образовались акцессорные минералы агпаитового типа (ринкит, астрофиллит и др.). Наиболее широко подобные пегматиты распространены в северной части массива в районе гор Валепахк, Северный Лявочорр [29, 42].

Гидротермальные выделения представлены в основном эгирин-альбитовыми жилами и альбитовыми прожилками с акцессорным пирохлором, молибденитом, ринкитом (ловчорритом), астрофиллитом, торитом, флюоритом, эпидотом [29, 42, 43].

НОВООБРАЗОВАНИЯ НА КОНТАКТАХ С ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫМИ ПРОТЕРОЗОЙСКИМИ ПОРОДАМИ

Гетерогенность исходного состава протерозойских пород, окружающих Хибинскую интрузию, сказалась на развитии в контактной зоне разнообразных минеральных ассоциаций в фенитах, пегматитах, гидротермальных жилах и прожилках. По распространенности главной является нефелин-полевошпатовая: она присутствует и в фенитах и в пегматитах.

Как отмечалось выше, среди протерозойских пород в контакте с нефелиновыми сиенитами преобладают основные и ультраосновные породы с величиной основности $\Delta Z^0_{600\,\mathrm{K}}$ и $\Delta Z^0_{1200\,\mathrm{K}}$ от 3,02 — 4,00 до 3,47 — 4,37 (см. рис. 3). Фенитизация их выражена слабее, чем в гранито-гнейсах. Согласно С.И. Заку и др. [18] и В.Н. Горстке [10], это обусловлено небольшой разницей в содержании кремнезема как в щелочной магме, так и в реагировавших с ней породах.

Породы в основном подверглись ороговикованию. Мощность роговиков обычно 150–200 м, иногда 300–400 м. Как показала Р.П. Тихоненкова [33], при ороговиковании зеленокаменных пород происходило постепенное замещение низкотемпературной ассоциации минералов (тремолит + актинолит + альбит + цоизит + эпидот) более высокотемпературными ассоциациями (роговая обманка + олигоклаз + пироксен + андезин).

В экзоконтактовой зоне с основными породами образуются нефелиновые сиениты, существенно обогащенные нефелином и биотитом, а с ультраосновными породами (пироксенитами, перидотитами) — мельтейгит-малиньиты. Ширина зон развития этих пород от 0—5 до 200—300 м [18, 33].

Акцессорные минералы в новообразованных породах представлены миаскитовым комплексом: апатит, сфен, ильменит. В приконтактовых мелкозернистых нефелиновых сиенитах в южной части массива в районе оз. Длинное наряду с названными минералами установлен ловенит [42].

Большинство изученных пегматитов в экзоконтактовой зоне локализовано в тектонических трещинах. Распространены они в удалении до 1 км от видимого контакта с нефелиновыми сиенитами. Это довольно крупные

2. Зак. 637

3

жилы, протяженностью от 150 до 300 м при мощности 0,2--0,5 м [42, 43]. Строение их, как правило, усложнено процессами гидротермально-метасоматической деятельности. Главными минералами в них являются нефелин, щелочной полевой шпат, щелочной амфибол (рибекит или арфведсонит), щелочной пироксен, второстепенными — эвдиалит, энигматит, астрофиллит, лопарит. Как по структуре, так и по составу они близки пегматитам нефелиновых сиенитов. Однако они содержат специфические акцессорные минералы: ловенит, чевкинит, бритолит, виллемит и др. [29, 42, 43].

Неоднородный состав вмещающих пород (локальное обогащение их марганцем, железом и др.) не только сказался на появлении собственно редкоземельных минералов типоморфных для этих пегматитов (чевкинит, бритолит), но и обусловил увеличение концентрации этих элементов в обычных минералах нефелиновых сиенитов, предрасположенных к изоморфным замещениям: в ильмените, эвдиалите, астрофиллите, лопарите. Установлены их разновидности (соответственно): пирофанит, марганцеворедкоземельный эвдиалит, куплетскит, ниоболопарит. Апатит из этих пегматитов заметно обогащен редкоземельными элементами.

Специфические условия минералообразования в контактовой зоне обусловили появление в пределах одних и тех же пегматитовых тел антагонистичных минералов, например циркона, ловенита и эвдиалита, лопарита и пирохлора. Возникновение их можно объяснить последующими преобразованиями пород в условиях меняющейся щелочности позднемагматических и постмагматических растворов.

В случае проникновения щелочного пегматитового расплав-раствора в породы с высоким содержанием кремнезема (кварциты, песчаники и др.) формируются образования, по составу сходные с гранитными пегматитами. Этот тип выделений в экзоконтактовой зоне Хибин описан А.Е. Ферсманом в 1922 году в районе горы Маннепахк. Они приурочены к системе трещин во вмещающих кремнистых роговиках, местами разбивающихся в мелкие миаролитовые пустоты до 2 см шириной, и сложены биотитом, кристаллами полевого шпата и альбита, кристаллами дымчатого кварца и горного хрусталя, эпидота в виде отдельных игл в горном хрустале или радиально-лучистых скоплений, актинолита, десмина, редкой вкрапленности пирита и некоторых других минералов [28].

Гидротермальные образования в контакте с протерозойскими породами представлены альбитовыми, эгирин-альбитовыми, пектолитовыми, кальцитовыми и другими прожилками, на минеральном составе которых также сказался химизм вмещающих пород [29, 42, 43].

В южной части массива, в пределах гор Тахтарвумчорр, Айкуайвентчорр, Ловчорр, в зоне контакта нефелиновых сиенитов с глинистыми и углистоглинистыми сланцами, а также интрузивными основными породами локализованы значительные скопления сульфидов, главным образом пирротина [28]. Обычно эти скопления наблюдаются в форме либо пласта, совпадающего с простиранием пород или секущего их, либо линз, либо неправильных тел. Мощность их от 1 до 5 м, протяженность до 900 м. Кроме пирротина, в их сложении участвуют в небольших количествах пирит, халькопирит, сфалерит и другие сульфиды. Наряду с пирротиновыми обособлениями здесь наблюдаются магнетитовые и ильменитовые выделения [28].

В породах эндоконтактовой зоны, в щелочных сиенитах, мелкозернистых нефелиновых сиенитах и приконтактовых хибинитах, крупные пегматитовые тела встречаются редко. Здесь распространены мелкие пегматоидные выделения разнообразной формы, гнездообразные, шлировидные, неправильные линзочки, иногда переходящие в прожилки. Размеры выделений 3 × 4 см, 5 × 5, 3 × 6 см. Чаще рассматриваемые выделения наблю-18 даются со стороны протерозойских пород комплекса Имандра—Варзуга в пределах гор Маннепахк, Хибинпахкчорр, Юмъечорр, Тахтарвумчорр. Обычно контакты их с вмещающими породами нерезкие, по существу, эти образования представляют собой более крупнокристаллические участки вмещающих их пород. Пегматоиды сложены преимущественно полевым шпатом (микроклин), нефелином (размер сечений 1 × 1, 0,5 × 0,5 см), энигматитом (1 × 2, 1,5 × 2 см), редкими зернами звдиалита (0,5 × 0,5 см), иногда радиально-лучистыми агрегатами лампрофиллита (до 0,5–0,7 см). Локально наблюдается обогащение тем или иным минералом.

Для описываемой зоны типичны гнездо- и линзообразные рамзаит-эгириновые обособления с лопаритом (размер в поперечнике 30-40 см). Ранее этот тип рассматривался как контактовый [28]. Широко распространены в эндоконтактовой зоне эвдиалито-энигматитовые выделения часночоррского типа [28].

Здесь типичны эгирин-микроклиновые обособления с эвдиалитом и лопаритом. Лопарит характерен и для окружающих их пород. Автором найдены кристаллы лопарита до 1,5 см в диаметре. Первые исследователи Хибинского массива этот тип выделений считали типоморфным для контактовой зоны [28].

В немногих известных пегматитах развита арфведсонит-нефелин-микроклинная ассоциация с эвдиалитом, сфеном, апатитом, ильменитом, пирохлором. В качестве примера можно привести описание жилы. обнаруженной нами в приконтактовых мелкозернистых нефелиновых сиенитах на северном берегу оз. Длинное, в южной части массива. Мощность жилы 15-20 см, видимая длина 12-15 м. Она имеет зональное строение. В лежачем боку проходит зона (3 см), сложенная мелкозернистой массой полевого шпата и нефелина, за которой следует мелкозернистый агрегат арфведсонита с ильменитом (0,8-1 см), затем - среднезернистый агрегат лейкократовых минералов, постепенно переходящий в крупнозернистый агрегат из длиннопризматических кристаллов арфведсонита и микроклина (10-12 см). За ней расположена микроклиновая зона, размеры кристаллов в которой достигают 5-7 см.

Полевой шпат является микроклином с характерными для него бавенскими двойниками. Наблюдаемая альбитизация происходит независимо от системы двойникования. Нефелин встречается вместе с арфведсонитом; эвдиалит, представленный темно-коричневыми кристаллами ассоциируется с нефелином, арфведсонитом и пирохлором. Коротко призматические кристаллы апатита встречаются во всех зонах. Спорадически в жиле отмечается сфен.

Две пегматитовые жилы в пироконтактовых породах эгирин-полевошпатового состава установлены в контактовой зоне Маннепахка в 1926 г. А.Н. Лабунцовым [28]. Примечательностью этих жил является присутствие в них анальцима, натролита, марганцевого нептунита, лабунцовита (описан им как титано-эльпидит), прозрачным медово-желтым сфалеритом и др. Жилы такого же состава обнаружены автором в 4–6 км от контакта в хибинитах в апикальных частях на склоне горы Хибинпахкчорр [42].

НОВООБРАЗОВАНИЯ В ОСТАНЦАХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД, Локализованных в пределах массива

Изменчивый состав пород ксенолита и останцов предопределял в местах их распространения появление разнообразных минеральных ассоциаций.

Породы названных образований фенитизированы. Интенсивность фенитизации зависит как от их состава, так и от геологической позиции. Породы останцов, зажатые между различными интрузивными породами Хибин, частично испытали ороговикование.

Останцы пород и ксенолитов обычно окаймляются породами (фенитами), которые развиты в эндоконтактовой зоне массива, либо мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами, либо щелочными сиенитами, либо твейтозит-фенитами состава якупирангит-мельтейгит-малиньитов, сходными по составу с мельтейгит-уртитами Хибинского [33]. массива Характер акцессорной минерализации также аналогичен краевым зонам. Так, мелкозернистые нефелиновые сиениты южной эндоконтактной зоны в качестве акцессорных содержат ловенит, сфен и апатит [43]. Подобные же акцессорные минералы отмечаются и в мелкозернистых нефелиновых сиенитах, локализованных на контакте фойяитов с рисчорритами [24].

Пегматитовые образования, развитые в выходах останцов, имеют полевошпатовый, нефелин-полевошпатовый, кварц-полевошпатовый составы. Выходы кварц-полевошпатовых пегматитов наблюдались в песчаниковидных породах на перевале между горами Кукисмунчорр и Партомчорр. Контакты с вмещающими породами четкие, вдоль линии контакта прослеживается узкая полоска уплотненных (ороговикованных) пород, образовавшихся, очевидно, в результате воздействия жильной массы на эти породы. Главный минерал жил, полевой шпат, представлен ортоклазом. Кристаллы его таблитчатые, размер их 1,5–2 см. Величина кристаллов полевого шпата постепенно увеличивается от контакта к центру (табл. I, 1, см. вкл.). Они образуют каркасообразную структуру, промежутки которой выполнены кварцем и светлой слюдой. [29].

Кварц-полевошпатовый пегматит с кавернами размером 1 × 0,5 см вскрыт скв. 545 в интервале 979,3 м. Кварц серый, полевой шпат белый. В контакте с роговиками проходит биотитовая зона шириной около 2 мм. В кавернах наблюдаются мелкие кристаллы пирита.

Пегматитовые жилы полевошпатового состава вскрыты буровыми скважинами в роговиках, локализованных на контакте между трахитоидными хибинитами с рисчорритами и мельтейгит-уртитами. Так, в интервале 205—207 м (скв. 557) наблюдается полевошпатовый пегматит, сложенный пертитом с полисинтетически сдвойникованными вростками альбита. Пертиты локально имеют прожилковый характер. Цвет полевого шпата серый; в нем много пустот выщелачивания, в которых встречаются натролит, флюорит, пирит, мельчайшие кристаллы пирохлора.

Полевошпатовый пегматит в роговиках в интервале 597—598 м, в 20 м ниже контакта их с рисчорритами (скв. 558) имеет более сложный состав. Полевой шпат, слагающий основную массу, — калиевый. На отдельных участках он свободен от пертитовых вростков, в других – количество их значительно. Именно в последних и наблюдаются полисинтетические двойники. Пертиты местами укрупнены, особенно по периферии зерен. Наряду с полевым шпатом в значительном количестве присутствует биотит; акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном, цирконом, апатитом, пирротином и пиритом.

В роговиках этой скважины обнаружены полевошпатовые прожилки с корундом. Главный минерал, полевой шпат, представлен плагиоклазом 20

и микроклином, в разной степени пертитизированном. Размеры кристаллов корунда (сапфира) варьируют от 1 мм до 1 см. Кроме того, здесь присутствуют биотит, кальцит, герцинит, ильменит, пирротин, пирит, магнетит.

Герцинито-полевошпатовые пегматитоподобные выделения встречены в керне скважин 558, 545. Они наблюдаются в виде прожилков, секущих роговики (мощность их 1,5–2 см, реже 20–25 см). Около прожилков наблюдается зональное изменение вмещающих пород: неизменные плагиоклазовые роговики — плагиоклаз + ортоклаз + биотит + — ортоклаз + + мусковит — ортоклаз (собственно прожилок) (см. табл. I, 2). Ортоклаз в этих жилах частично замещается новообразованным альбитом и мусковитом.

Герцинит — черный со смоляным блеском, четко выделяется на фоне светлого ортоклаза. Распределение его по прожилку неравномерное: то наблюдается вкрапленность отдельных зерен размером 0,1—0,3 см, реже 0,5—0,6 см, то небольшие скопления площадью 1,5 \times 3 см². Вокруг герцинита образуются каемки биотита. Кроме названных минералов, здесь установлены: корунд, кальцит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, магнетит, ильменит [42].

Чрезвычайно интересны сапфироносные пегматиты, впервые описанные Б.М. Куплетским [22], а затем Ю.П. Меньшиковым [26], В.В. Букановым и Ю.О. Липовским [6].

Эти пегматиты локализуются в зонах контакта нефелиновых сиенитов с высокоглиноземистыми породами, слагающими останцы древних пород (скорее всего протерозойских) [18, 31]. Они встречаются как на поверхности в пределах гор Рисчорр, Кукисвумчорр, Юкспор, Эвеслогчорр [6, 22, 26], так и на значительной глубине (керны скважин, пройденных через останцы древних пород в районе оз. Малый Вудъявр и на Апатитовом Партомчоррском месторождении) [29, 48] (см. рис. 1).

Как правило, они имеют неправильную форму, часто разветвляются на несколько апофиз. Размеры жил от первых метров до 200 м по простиранию, мощность 0,2—0,5—1,5 м. Минералы в описываемых пегматитах распределяются неравномерно. Главными являются арфведсонит-эгирин, нефелин, полевой шпат либо биотит, нефелин, полевой шпат, наблюдаются среди них и существенно полевошпатовые [6]. Чрезвычайно интересно, что в апофизах нефелин-полевошпатовых пегматитов в роговиках присутствуют голубой корунд (сапфир), кристаллы герцинита и каймы его вокруг корунда, лепидомелан, ильменит, шерломит, монацит, графит, эсколоит, кобальсодержащий лёллингит и другие редкие минералы.

Большая часть рассматриваемых пегматитов подвержена содалитизации. В участках развития содалита, по наблюдениям автора, встречаются апатит, гадолинит, графит, циркон и другие ближе не определенные титано-ниобаты.

Наряду с пегматитами в останцах вмещающих пород встречаются многочисленные гидротермальные прожилки: бербанкит-эгириновые, содалитполевошпатовые, анальцим-анкеритовые, кальцитовые, натролитовые.

Ильменито-герцинитовое шлировидное выделение в афанитовых нефелиновых сиенитах обнаружено в керне скв. 558 в интервале 698 м (см. табл. І, З). Наряду с ильменитом и герцинитом в его строении участвуют биотит, кальцит, магнетит, корунд, титаномагнетит, монацит, пирротин, пирит, минералы типа циркелита и др. [42].

Своеобразный по составу содалит-ортоклазовый прожилок вскрыт одной из скважин в районе Партомчоррского апатитового месторождения. Здесь в роговиках наблюдаются небольшие прожилки и гнездообразные выделения нежно-голубого прозрачного стронцийсодержащего существенно калиевого ортоклаза с розовым содалитом. Среди акцессорных минералов в нем присутствуют пластинчатый синий корунд (по спайности полевого шпата), призматические кристаллы V, Zr, Nb-рутила, герцинит, ильменит, апатит, троилит, сфалерит, самородное железо и битуминозное вещество.

Карбонатные прожилки с кальцитом, бербанкитом, анкеритом характерны для роговиков останца, зажатого между трахитоидными хибинитами и рисчорритами, мельтейгит-уртитами. Так, кальцит-эгириновый прожилок шириной около 1 см рассекает роговики в интервале 782 м (скв. 558). Он сложен в основном эгирином, образующим радиально-лучистые и шестоватые скопления, локально перпендикулярно ориентированные к линии контакта (см. табл. I, 4). В небольших количествах в нем присутствуют бербанкит, ильменит, шпинель, пирит.

Анальцим-анкеритовые прожилки 1—2 мм мощностью установлены в интервале 670 м (скв. 558). Кальцитовые прожилки характерны для зоны контакта роговиков с рисчорритами, мощность их 1—3 см, иногда до 5 см.

Гранат-полевошпатовые выделения обнаружены в роговиках в керне скв. 554, в интервале 893—893,50 м (в конце). Они сложены плагиоклазом и альмандином от буровато-красного до темно-красного цвета. Распределение граната по прожилку неравномерное — то в виде отдельных кристаллов, то их скоплений площадью 2 × 2 см и 1,5 × 2,5 см. Внешне они очень похожи на эвдиалит [42].

Как уже отмечалось выше, роговики, приуроченные к контактам различных интрузивных пород, локально обогащены сульфидами (пирротином, пиритом, молибденитом и др.). Сульфидные обособления в зоне контакта фойяитов с рисчорритами описывались А.Н. Лабунцовым и другими авторами в тридцатые годы.

К настоящему времени сульфидная вкрапленность обнаружена в керне многих скважин, пройденных по роговикам. Так, в останце (см. рис. 2) между трахитоидными хибинитами с рисчорритами и мельтейгит-уртитами выявлены обособления сульфидов разнообразной формы: гнездообразные, линзовидные, лапчатые, шлироподобные и прожилковатые. В разрезе по этим скважинам наблюдается три типа сульфидной минерализации: 1) пирротин, халькопирит, пирит — в роговиках, 2) щелочные джерфишерит и расвумит — в зоне контакта с рисчорритами и мельтейгит-уртитами и 3) троилит, молибденит, сфалерит, галенит — в гидротермальных прожилках.

Останцы палеозойских пород, ромбен-порфиры и ассоциирующиеся с ними туфовые сланцы и туфы пикрит-порфиров с ксенолитами авгитпорфиров в той или иной степени перекристаллизованы и фенитизированы. Б.Е. Боруцкий [29] и Р.П. Тихоненкова [33] считают, что изменения их были глубокими, поэтому очень часто восстановить природу исходных пород фактически невозможно.

Локально фениты и фенитизированные породы рассматриваемых останцов секутся маломощными пегматитовыми жилами, сложенными светлосерыми калиевыми полевым шпатом, нефелином, эгирином, энигматитом. В контактах этих жил с вмещающими породами наблюдается обогащение сфеном. Иногда в прилегающих породах наблюдаются апофизы, состоящие из цепочек нефелина.

Интересные пегматитовые образования встречаются в обнажениях плотных туффитов в верховьях р. Гольцовка. Здесь среди диопсид-плагиоклазовых роговиков обнажается небольшое (0,5 × 1,5 м) пегматитовое обособление, сложенное амфиболом, щелочным полевым шпатом и нефелином [42]. Полевой шпат представлен ортоклазом, амфибол — эденитом (кальциевый амфибол), который образует хорошо выраженные кристаллы 22 коричневого цвета размером 2–3 см короткопризматического габитуса с гранями (110), (010) и (101) [29].

Минеральные ассоциации в контактовых образованиях (фенитах, пегматитах и пр. варьируют в зависимости от химизма вмещающих пород как в экзоконтактовой зоне, так и в останцах этих пород в пределах самого массива. Так, в процессе взаимодействия щелочной магмы с архейскими гранито-гнейсами они имеют сиенитовый состав, а с основными осадочновулканогенными протерозойскими и палеозойскими породами — нефелинсиенитовый, в отдельных случаях — существенно нефелиновый. В ходе последующих постмагматических преобразований, столь характерных для Хибинского массива (Боруцкий и др., 1985), возникающие минеральные ассоциации также отражают соотношения между петрогенными и редкометалльными элементами на каждом конкретном участке.

При всем своеобразии минеральных ассоциаций, развитых в пегматитовых жилах в экзоконтактовых зонах, они представляют собой щелочные пегматиты нередко с агпаитовой минерализацией. Это обстоятельство свидетельствует в пользу существования остаточных магматических расплав-растворов и их активной миграции по тектоническим зонам.

Глава III. ТИПОМОРФИЗМ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В КОНТАКТОВЫХ НОВООБРАЗОВАНИЯХ

Специфика минералообразования в контактовой зоне Хибинскогс массива, где активно развивались процессы взаимодействия внедренной щелочной магмы и отщепленных от нее растворов с веществом вмещающих пород, сказалась в образовании специфических комплексов минералов, среди которых установлены: ловенит и титаноловенит, чевкинит, тундрит, виллемит, корунд, герцинит, гранат и др. [42, 43, 44]. Некоторые минералы пород Хибинского массива приобрели в контактовых новообразованиях известное своеобразие, признаки которого характеризуются ниже. Четко проявлена зависимость состава минералов и их ассоциаций от химизма вмещающих пород. В изученных контактовых образованиях (фенитах, пегматитах, гидротермальных проявлениях, сульфидных обособлениях) установлены следующие минералы — представители практически всех классов:

Силикаты	Слюды: флогопит, биотит, лепидо-
Щелочные полевые шпаты: калий-	мелан, мусоквит, парагонит.
натриевые полевые шпаты, калие-	Хлорит.
вые полевые шпаты, альбит.	Цеолиты: анальцим, натролит.
Плагиоклазы.	Пектолит, волластонит, денисовит.
Нефелин, содалит, канкринит, оли-	Гранаты: альмандин, шерломит,
вин.	эпидот.
Кордиерит.	Титаносиликаты.
Силлиманит.	Сфен, энигматит, рамзаит.
Топаз, андалузит.	Ринкит, кальциевый ринкит (гет-
Пироксены: эгирин-диопсид, эги-	ценит).
рин-салит, эгирин.	Розенбушит.
Амфиболы: арфведсонит, рибекит,	Астрофиллит, куплетскит.
эденит.	Нептунит, чевкинит, тундрит.

Галогениды. Гадолинит. Цирконосиликаты. Флюорит Циркон. Фосфаты Ловенит, титаноловенит. Минералы группы апатита: апатит, Эвдиалит, редкоземельный марганбритолит. цевый эвдиалит. Монацит Катаплеит. Сульфаты Гипс Силикаты цинка. Виллемит. Карбонаты Самородные минералы. Кальцит, церуссит, бербанкит, анки-Графит, железо. лит. Сульфиды. Окислы Сульфиды железа: троилит, маки-Кварц, корунд, бромеллит, бадденовит, пирротин, пентландит, марлеит, гематит, гетит, рутил, V, казит, пирит. Zr, Nb-рутил, ильменорутил, эско-Сульфиды меди: халькозин. лоит. Сульфиды меди и железа: халько-Хризоберилл. пирит, борнит, кубанит. Сложные окислы. сфалерит, молибденит, Галенит, Герцинит, магнетит, титаномагнеульманит. тит, ильменит, пирофанит, перов-Арсениды скит, лопарит, ниоболопарит, пиро-Кобальтсодержащий леллингит. хлор, бетафит, фергюсонит, эшинит, минерал типа циркелита.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

В контактовых образованиях (фенитах, пегматитах, гидротермальных проявлениях) породообразующие минералы представлены полевыми шпатами, нефелином, в меньшей степени кварцем, кордиеритом и темноцветными щелочными пироксенами, амфиболами и слюдами (подгруппами биотита и мусковита).

Полевые шпаты

Среди полевых шпатов в рассматриваемых образованиях доминируют щелочные калий-натриевые. Локально встречаются анортоклазы и ортоклазы. Плагиоклазы характерны для вмещающих пород.

Как уже отмечалось, наибольшим распространением в экзо- и эндоконтактовой зонах пользуются щелочные калий-натриевые полевые шпаты, распавшиеся на альбитовую и калишпатовую фазы (пертиты). Содержание натриевого компонента варьирует в них от 20 до 60 мол. % (NaAlSi₃O₈). В целом щелочные полевые шпаты контактовых образований (фенитов, пегматитов) по составу и характеру превращений сходны с щелочными полевыми шпатами массивных и грубозернистых трахитоидных хибинитов. По структурному состоянию калиевой фазы они варьируют от ортоклаза до минимального микроклина [29]. Наряду с этим среди щелочных полевых шпатов наблюдались образцы с небольшим содержанием альбитовой молекулы, более калиевые чем полевые шпаты нефелиновых сиенитов.

Анортоклазы с содержанием альбитовой составляющей около 65% описаны в эндоконтактовых разностях хибинита [29]. Они представляют собой крипто- или микропертиты с характерными двойниками превращения типа *T*, свидетельствующими об образовании полевого шпата в триклинной форме. Кристаллизация анортоклаза связана либо с резко повышенной активностью натрия в первых порциях внедренной щелочной магмы, либо с магматическим замещением кислого плагиоклаза в окружающих массив гранито-гнейсах.

Изучение полевых шпатов в фенитизированных роговиках производилось в прозрачно-полированных шлифах с помощью микрозонда MS = 46 "Cameca" (табл. 4). Анализ полученных данных показывает, что со стороны рисчорритов содержание калиевой фазы возрастает KAISi₃O₈ до 98,37 мол.%.

Необычный стронцийсодержащий существенно калиевый ортоклаз слагает гидротермальные прожилки и небольшие гнездообразные обособления в фенитизированных роговиках останцов вмещающих пород. Последние фазы были вскрыты в интервале относительных глубин 1434,8— 1442,0 м скв. 980 среди уртит-ювитов на Партомчоррском апатитовом месторождении. Вместе с ним встречаются пластинчатый корунд, V, Zr, Nb-рутил, троилит, халькопирит, самородное железо, сфалерит, апатит (SrO – 3,62%), битуминозное вещество.

Рентгеновское изучение этого образца показало, что он принадлежит к высоко неупорядоченной модификации ортоклаза с параметрами элементарной ячейки: $a_0 = 8,532 \text{ Å} \pm 0,002$, $b_0 = 13,000$, $c_0 = 7,176 \text{ Å}$, $\beta = 115,92^0$, V = 715,912 Å (аналитик В.П. Иванов). Плотность стронцийсодержащего ортоклаза 2,67 (аналитик В.С. Амелина).

Изучение химического состава, выполненное обычным химическим анализом и на микроанализаторе MS = 46 "Cameca" (табл. 5) выявило аномальное содержание стронция (SrO от 0,78 до 0,99%), ранее не отмечавшееся для калиевых полевых шпатов [29].

Стронцийсодержащий ортоклаз характеризуется следующими полосами поглощения в ИК-спектре: 545 см⁻¹, 585, 634, 720–740, 780, 1020– 1140 см⁻¹. Общая конфигурация спектра соответствует ортоклазу, но по сравнению с ИК-спектром стандартного ортоклаза показывает ряд существенных отличий. Прежде всего это касается полуширины и степени разрешенности основной полосы валентных колебаний Si–O. В стандартном спектре ортоклаза эта полоса имеет до 4-х компонентов, в то время как в голубом ортоклазе она уширена и крайне диффузна, что связано, скорее всего, с неупорядоченностью его структуры. Практически отсутствует и разрешение полос 730–738 см⁻¹. Характерен также сдвиг полос в области 500–600 см⁻¹. Если полоса 585 см⁻¹ остается неизменной по частоте, то высоко- и низкочастотные компоненты испытывают сдвиг соответственно в сторону больших и меньших длин волн, что свидетельствует об изменении длины связей T–O при изоморфном вхождении стронция.

А льбит NaAlSi₃O₈ является характерным минералом фенитов, пегматитов и гидротермальных образований. Он встречается в нескольких морфологических разностях: натриевая фаза пертитов; лейстовые включения в пертитах; пертиты замещения, развитые в альбитизированных пегматитах; сахаровидный мелко- и крупнопризматический и пластинчатый альбит, слагающий отдельные жилы и крупные отдельные кристаллы (до 1 см) в виде веерообразных сростков или каркасообразных агрегатов

Изучен химический состав альбита из небольших шлировидных полевошпатовых с лампрофиллитом обособлений в приконтактовых мелкозернистых сиенитах (умпекитах), развитых в западной части контактовой зоны (гора Маннепахк). Особенностью химического состава данного образца, изученного с помощью микрозонда, является высокое содержание стронция (SrO₂ – 1,52), подобных количеств этого элемента в альбите до сих пор не отмечалось. Химический состав образца, мас.%: SiO₂ – 68,41; TiO₂ – 0,14; Nb₂O₅ – 0,03; Al₂O₃ – 19,21, Fe₂O₃ – 0,19; BaO – 0,08; SrO – 1,52; Na₂O – 11,29; K₂O – 0,20; Σ 101,07 (аналитик А.И. Цепин).

	№ сква- жины	Интер- вал, м	SiO2	TiO₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO
1	618	1025	65.11	0.02	18 47	0.59	0.00
2	618	1025	65.39	0.02	18.64	0.66	0.01
3	618	1030	64,30	0,03	18,52	0.82	0.04
4	618	1043	61,80	0.08	18.16	0.64	0.01
5	618	1053	63,46	0,03	18,31	0,60	0,03
6	618	1053	68,64	0,02	20,20	0,08	0,01
7	619	1067	62,37	Не опр.	18,19	0,04	0,00
8	619	1067	63,23		18,25	0,08	0,01
9	659A	1087	57,45		27,15	0,10	Не обн.
10	659 A	1184	65,38	0,04	21,20	0,03	
11	659 A	1184	65,76	Не обн	20,87	0,03	.,
12	659A	1230,2	63,57	0,06	19,51	0.04	"
13	659A	1230,2	64,24	0,04	19,78	0,05	
14	659A	1230,2	65,03	Не обн	18,94	Необн	

Таблица 4. Химический состав (в мас.%) полевых шлатов из фенитизированных роговиков

Таблица 4 (окончание)

№ n/⊓	Составляющие, мол %							
Γ	KAISi ₃ O ₈	NaAlSi ₃ O ₈	BaAl ₂ Si ₂ O ₈	SrAl ₂ Si ₂ O ₈	CaAl ₂ Si ₂ O ₈			
1	51.93	48.01	_	-	0.05			
2	54,04	45,96	_	-	_			
3	59,16	40,78	-	_	0,05			
4	92,88	7,14	-	_	_			
5	98,29	1,70	-	_	_			
6	1,45	98,37	_	-	0,17			
7	83,70	13,43	0,10	0,63	2,14			
. 8	81,91	17,27	0,22	0,27	0,37			
9	1,64	55,33	_		43,02			
10	33,89	58,05	_	_	8,05			
11	30,00	62,07	-	-	7,92			
12	28,38	65,29	-	-	6,32			
13	33,54	60,39	-	_	6,06			
14	43,29	54,75	-	_	1,95			

Плагиоклазы

Плагиоклазы — главные породообразующие минералы вмещающих пород. В архейских гнейсах и развивающихся по ним фенитах они представлены олигоклаз-андезином An_{28-40} . Плагиоклазы присутствуют также в неизмененных ороговикованных разнообразных породах протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса Имандра—Варзуга. Для неизмененных зеленых сланцев характерен альбит-олигоклаз, для роговообманковых диабазов — андезин-лабрадор An_{43-60} , для метаморфизированных габбродиабазов — лабрадор An_{50-57} . В результате термального метаморфизма, обусловленного влиянием Хибинской интрузии, вулканогенно-осадочные **26**

MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
0,00	0,01	_		5,93	9,75	99,88
0,03	0,00	-		5,42	9,66	99,83
0,03	0,01	_	_	4,80	10,57	99,12
0,00	0,00	_	-	0,74	15,92	97,35
0,00	0,00		_	0,20	17,34	99,97
0,00	0,04	-	_	12,11	0,28	101 <u>,</u> 38
0,00	0,23	0,23	0,10	2,46	13,61	97,23
0,02	0,08	0,13	0,16	2,01	14,43	98,40
	8,80	Необн.	Не опр.	6,25	0,33	100,08
_	1,71	<i>,,</i>	,,	6,80	6,03	101,19
_	1,71	**		7,34	5,39	101,10
_	1,24	<i></i>		7,09	4,67	96,18
_	1,26	"	"	6,94	5,90	98,21
-	0,40	<i>.,</i>		4,79	9,23	98,39

Таблица 5. Химический состав (в мас.%) стронций содержащего ортоклаза

Компо- ненты	1	2	3	Компо- ненты	1	2	3
SiO ₂	61,20	64,56	63,74	Na ₂ O	2,02*	0,52	1,16
TiO ₂	0,04	Нет	Нет	K ₂ O	13, 3 0*	16,81	15,60
Al ₂ O ₃	19,60	18,28	19,72	Li ₂ O	0,0001 * *	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	0,00	0,12*	Нет	Rb ₂ O	0,0244**	"	
MnO	0,00	Необн.	-	Cs ₂ O	0,0003**	"	
MgO	0,06	"	Не обн.	H ₂ O	0,20		
CaO	0,37	"	.,	П.п.п.	0,60	_	"
SrO	0,99	0,92	0,78	Сумма	99, 9 3	101,32	101,68
BaO	1,53	0,11	0,68		-		

Аналитики Л.П. Некрасова (1), А.И. Цепин (2,3), *Е.П. Фролова, **С.И. Вронская. Примечание. 2,3 — зондовый анализ.

породы были превращены в диопсид-плагиоклазовые роговики, содержащие в качестве главного компонента андезин An_{41-43} . Роговики такого же состава наблюдаются в виде ксенолитов в пределах нефелиновых сиенитов внутри массива. Химический состав плагиоклаза кварц-биотит-полевошпатового роговика из скв. 659А (глубина 1087,5 м) (см. табл. 4) соответствует $Ab_{55,33} An_{43,02} Or_{1,64}$.

Нефелин Na₃ K/Al₄ Si₄ O₁₆

Нефелин встречается практически во всех контактовых образованиях, но особенно часто и в значительных количествах в контакте с основными и ультраосновными породами.

Сравнение химических анализов этого минерала показывает, что в контакте с основными породами по составу он близок нефелиновым

Фениты								
Глубина, м	1	025	1	1043		тактовый пегматит		
Компонен- ты	1	2	3	4	5	6		
SiO ₂	44,83	43,81	43,89	44,36	41,37	44,30		
TiO	0,03	0,03	0,02	0,02	_	0,00		
Al ₂ O ₃	31,28	32,53	31,83	31,79	33,80	33,14		
FeO .	2, 5 5	1,54	1,70	1,34	Не обн.	0,56*		
MnO	0,00	0,01	0,00	0,04		Необн.		
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00				
Na ₂ O	17,48	17,55	17,54	17,96	1 6 ,52	16,90		
K ₂ O	5,04	5,86	5,62	5,63	6,74	5,42		
Сумма	101,21	101,34	100,60	101,14	98,43	100,32		

Таблица 6. Химический состав (в мас. %) нефелина

Аналитики Т.И. Голованова (1—4), А.И. Цепин (5), Л.П. Некрасова (6). * Fe₂O₃.

Примечание. Состав фаз 1—5 изучен в прозрачно-полированных шлифах на микрозонде MS-46 "Сатеса".

сиенитам. Согласно Р.П. Тихоненковой [33], в фенитах по гнейсам отмечается появление нефелина с повышенным содержанием нормативного анортоклаза и кварца.

При сиенитизации роговиков в останцах вмещающих пород в случае взаимодействия с хибинитовой магмой кристаллизуется также нефелин, по составу отвечающий нефелиновым сиенитам. В случае мельтейгит-уртитовой магмой он ближе к нефелину этих пород (табл. 6).

Пироксены

Пироксены в контактовых образованиях представлены в основном рядом эгирин-диопсид. Они являются главными темноцветными минералами фенитов, щелочных пегматитов и поздних гидротермальных образований. Ромбические пироксены встречаются во вмещающих породах или в их реликтах в пределах массива: гиперстен — совместно с эгирином в фенитах, развивающихся на контакте хибинитов с гранито-гнейсами [29]; клиноэнстатит обнаружен микроскопически в одном из образцов контактово-измененных роговиков с пирротином горы Кукисвумчорр [24].

Пироксены фенитов имеют сложный состав и, как правило, характеризуются высоким содержанием магния.

Согласно Р.П. Тихоненковой [33], на конечных этапах фенитизации гранито-гнейсов развивается пироксен состава эгирин-жадеит-диопсид, который близок пироксену из фенитов по основным породам. Однако в последних содержание салитовой, кальцитовой и жадеитовой молекул несколько выше. Химическое изучение пироксенов из фенитизированных роговиков, вскрытых скважиной на контакте рисчорритов с трахитоидными хибинитами, показало, что они представлены эгирином, эгирин-диопсидом, эгирин-салитом и авгитом (табл. 7).

Промежуточный по составу между диопсидом и геденбергитом пироксен (ферросалит по У. Диру) встречен в кварц-кальцит-пектолитовом прожилке в южной части контактов зоны в районе Пирротинового

Интервал слубины, м	1025	1025	1030	1030	1043	1053	1053
Компо- ненты						a a a a a a a a a a a a a a a a a a a	
SiO2	49,68	49,99	53,58	53,69	50,88	51,42	53,22
TiO,	1,37	1,38	1,47	1,74	1,35	1,04	1,37
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,04	0,07	0,00	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	1,63	1,50	1,18	1,20	1,27	0,99	1,40
Fe_2O_3	24,88	22,14	4,81	10,12	16,75	26,33	22,88
FeO	0,00	-	17,22	16,19	2,53	0,00	0,00
MnO	0,78	0,75	0,69	0,44	0,48	0,92	1,58
MgO	3,60	4,99	3,79	2,16	5,89	3,57	4,62
CaO	7,50	10,42	11,62	6,38	14,29	2,64	1,68
Na ₂ O	10,45	8,87	5,49	7,99	6,48	12,97	12,18
H ₂ O	0,07	0,07	0,12	0,01	0,07	0,10	1,05
H₂O⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻							
Сумма	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00
		Pa	счет на ми	налы, мол	ı. %		
Миналы							
Диопсид	20,29	28,12	21,83	12,42	33,38	10,47	6,60
Геденбергит	0,00	0,00	23,91	12,56	8,00	0,00	0,00
Джонсенит	2,51	2,40	2,27	1,44	1,56	0,00	0,00
Эгирин	70,77	62,93	13,98	29,42	97,68	73,76	63,69
NaTiAlSiO ₆	3,91	2,08	4,28	5,06	0,00	2,92	3,82
Жадеит	1,90	0,00	1,05	0,43	0,00	1,46	2,30
Уреит	0,00	0,00	0,14	0,23	0,00	0,08	0,16
Сумма	99,41	95,54	67,49	61,59	90,00	88,70	76,59
	Эгирин	Эгирин-	Авгит	Авгит	Эгирин-	Эгирин	Эгирин-
		диопсид			салит		диопсид

Таблица 7. Химический состав (в мас.%) пироксена из фенитов скважины, пройденной на контакте рисчорритов с трахитоидными хибинитами

Аналитик Т.И. Голованова.

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на микрозонде MS-46 "Cameca" в прозрачно-полированных шлифах. Расчет на миналы выполнен по программе РХ-18, составленной А.И. Цепиным и Б.Е. Боруцким.

Таблица	8.	Химический состав	(в ма	c . %)	пироксена
---------	----	-------------------	-------	---------------	-----------

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1 2	50,07 50,86	0,05 0,55	Не обн. 1,67	1,67 30,57	17,32 0,65	0,65 0,17
№анализа	MgO	СвО	Na ₂ O	K ₂ O	H₂O⁺	Сумма
1 2	5,20 0,72	23,86 0,72	0,27 13,50	0,04 0,039	' 0,35 Не обн.	99,48 99,44

Аналитики Л.С. Абрамова (1,2), Р.П. Телешова (1).

Примечание. 1 — из кварц-кальцит-пектолитового прожилка (район Пирротинового ущелья); 2 — из эгиринового прожилка с бербанкитом (интервал 782 м, скв. 558) [42]

ущелья. Химический состав его хорошо рассчитывается на формулу Ca ($Fe_{0,59}^{2+}Mg_{0,32}Fe_{0,05}^{3+}Mn_{0,02}$) _{0,98} · /Si₂O₆ (табл. 8., ан. 1). Пироксен, близкий к теоретическому составу эгирина, слагает про-

Пироксен, близкий к теоретическому составу эгирина, слагает прожилок, секущий фенитизированные роговики в интервале 782 м в скв. 558 (см. табл. 8, ан. 2). Химический состав его отвечает формуле $Na_{0,097}$ ($Fe_{0,87}^{3+}Fe_{0,2}^{2+}MnO_{0,04}Ti_{0,01}$) ($Si_{1,97}Al_{0,07}$) 2 O_6 .

Щелочные амфиболы

Щелочные амфиболы представлены в контактовых образованиях арфведсонитом, высоконатриевым амфиболом и эденитом.

В процессе фенитизации ороговикованных пород основного состава развиваются амфиболы ряда арфведсонит-катафорит. По мере возрастания этого процесса последовательно возрастают степени их агпаитности (Na/AI), общей щелочности (Na/Ca) и снижается коэффициент железистости [33]. В составе амфибола от внешней зоны к внутренней последовательно возрастает содержание магния. Он характеризуется преобладанием суммарного содержания двухвалентного железа над магнием.

В фенитах, развивающихся по габбро-диабазам, образовывался высокощелочной амфибол с близким содержанием двухвалентного железа и магния.

В полевошпатовых фенитах амфибол представлен катафоритом, переходящим к ферриэкерманиту, в составе которого содержание магния уже превышает количество двухвалентного железа.

В пегматитах, развитых в зоне контакта, преобладает арфведсонит. В эндоконтактовых пегматитах по составу он отвечает арфведсониту из нефелиновых сиенитов (табл. 9, ан. 1).

Высокощелочной амфибол типа рибекита наблюдается в альбитизированных пегматитах экзоконтактовой зоны (см. табл. 9, ан. 2) и в пределах массива в участках, где сохранились останцы древних пород. Такие амфиболы описаны из контактов других щелочных массивов: Ловозерском, Туркестано-Алайской провинции.

Компонен- ты	1	2	3	Компонен- ты	1	2	3
SiQ ₂	45,52	51,00	48,60	" К ₂ О	1,63	1,06	2,50
TIO,	4,00	2,65	1,82	H, O	1,10	-	_
AL, O,	4,45	1,94	4,64	H ₂ O⁺	_	0,70	0,70
Fe ₂ O ₃	10,70	19,00	8,44	F	_	_	1,60
FeO	15,35	5,50	13,12	Сумма	100,00	100,17	101,01
MnO	2,10	1,75	0,93	$-0 = F_{2}$		_	0,67
MgO	4,95	3,75	5,76	Сумма	_	_	100,34
CaO	2,00	0,80	2,96	Плотность	3,16	3,18	3,01
Na. O	8.10	12.02	9,80				

Таблица 9. Химический состав (в мас. %) и плотность амфиболов

Аналитики Л.П. Некрасова (1,2), В.А. Архангельская (3).

Примечание. 1 — из пегматита в приконтактных мелкозернистых нефелиновых сиенитах (кроме того, 0,02% SrO), район оз. Длинное; 2 — высокощелочной амфибол из нефелин-сиенитового пегматита в сланцах (кроме того, 0,103% Li₂O), вблизи железнодорожной станции Хибины; 3 — из фенитов по основным породам (кроме того, 0,14% P₂O₃) (33). Эденит обнаружен Б.Е. Боруцким [29] в реликтах метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород основного состава, ассоциирующих с ромбен-порфирами, на контакте между массивными и трахитоидными хибинитами. Он установлен в небольшом пегматитовом обособлении (0,5 × 1,5 м), локализованном в диопсид-плагиоклазовых роговиках. Вместе с эденитом встречаются щелочной полевой шпат и нефелин. Эденит образует хорошо выраженные кристаллы темно-коричневого цвета размером до 2–3 см, короткопризматического габитуса с гранями (110), (010) и (101). В шлифах слабо окрашен в светло-коричневый цвет, не плеохроирует, $cNp = 57^{\circ}$, плоскость оптических осей (010); $2V = +84^{\circ}$; дисперсия оптических осей отсутствует, $n_g = 1,638$, $n_m = 1,628$, $n_p = 1,618$, $n_g - n_p = 0,020$.

Химический состав рассматриваемого минерала (см. табл. 9, ан. 3) характеризуется избытком щелочей в позиции А и наиболее высокими среди хибинских амфиболов содержаниями магния и фтора.

Образование эденита оказалось возможным в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, благодаря чрезвычайно высокой локальной концентрации магния и кальция в реликтах осадочно-вулканогенных пород среди нефелиновых сиенитов. Возникновение в этих условиях кальциевого, а не натриево-кальциевого или щелочного амфибола, по-видимому, указывает на относительно невысокую щелочность магматического расплава.

Кордиерит (Mg, Fe)₂ (Al₄Si₅O₁₈) \cdot nH₂O.

Кордиерит характерен для роговиков, возникших на контакте между трахитоидными хибинитами и рисчорритами, локально и с мельтейгит-уртитами (скв. 618, 619, 557, 558, 545, 659А) (см. рис. 2) и между фойяитами и рисчорритами.

Изучен кордиерит в роговиках из двух скв. 619 (глубина 1069,7 м) и 659А (глубина 1087,5 м). В первом случае он наблюдается в ассоциации с калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, монацитом (табл. 11, 3, 4, см. вкл.), во втором — с кварцем, плагиоклазом и биотитом. В качестве второстепенного минерала кордиерит иногда встречается в корундоносных пегматитах "линии скрещения".

Химический состав кордиеритов из указанных роговиков изучен в прозрачно-полированных шлифах на микроанализаторе MS-46 "Cameca" (табл. 10).

№анализа	SiO2	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO
1	46,96	Не обн.	31,70	9,71	2,03
2	47,43	0,04	32,14	9,04	1,97
№ анализа	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1 2	6,00	0,01	0,18	0,16	96,76
	6,69	0,08	0,10	0,05	97,54

Таблица 10. Химический состав (в мас.%) кордиеритов

Аналитик А.И. Цепин.

Примечание. 1 — роговики, интервал 1069,7 м, скв. 619; 2 — роговики, интервал 1087,5 м, скв. 619.

Слюды

Из минералов группы слюд в контактовых образованиях встречаются подгруппы биотита и мусковита.

Наблюдается четкая зависимость состава минералов от химизма вмещающих пород, которая выражается в повышенных содержаниях в слюдах железа, магния, алюминия, титана там, где они развивались в породах, обогащенных указанными элементами. Это четко проявляется в вариации состава слюд из роговиков, локализованных между трахитоидными хибинитами и рисчорритами (см. рис. 2). Особенно заметна контрастность различий в содержании SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO и F в образцах слюд, отобранных с разных уровней глубин в скв. 558 и 659А (табл. 11).

Проведенное методом ИК-спектроскопии исследование образцов слюд, отобранных из биотит-полевошпатовых роговиков, их фенитизированных разностей, пегматитов и гидротермальных прожилков по разрезу скв. 545 (см. рис. 2), показало, что общая железистость биотитов варьирует от 40—50% до 90% (аналитик Е.В. Власова).

Лепидомелан является главным темноцветным минералом сапфироносных пегматитов.

Тетраферрифлогопит является породообразующим минералом фенитов, развитых по филлитовым сланцам в западной части контактовой зоны (район железнодорожной ст. Нефелиновые Пески).

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	39 ,56	34,24	31,80	37,54	35,30
TiO	1,78	5,15	5,50	1,95	6,19
Al ₂ O ₃	12,01	20,36	19,02	17,46	17,49
FeO	11,85	15,61	17,67	14,59	18,22
Fe ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	_	-	_
MgO	18,77	10,69	10,75	12,81	9,48
MnO	1,09	1,22	1,48	0,48	1,37
CaO	0,10	Не обн.	Не обн.	0,09	0,03
Na ₂ O	0,54	0,5 3		0,12	0,70
κ ₂ Ο	10,05	9,78	10, 0 9	10,27	9,96
Rb ₂ O	0,09	0,16	Не опр.	He onp.	He onp.
Li2O	0,08	0,056		.,	.,
Ca ₂ O	0,003	0,002	.,	<i>``</i>	**
H ₂ O ⁻	0,20	Не обн.		<i>,,</i>	
H₂O⁺	2,48	1,61		,,	**
F	2,88	1,00	,,	<i>''</i>	.,
Сумма	101,49	100,41	96,31	95,22	98,74
$-0 = F_{2}$	1,42	0,42	_	_	_
-	100,06	99,99			
Плотность	3,03	3,09	He onp.	Не опр.	Heonp.

Таблица 11. Химический состав (в мас.%) и плотность слюд

Аналитики Н.И. Забавникова (1, 2), А.И. Цепин (3—5).

Примечание. 1—2—изскв. 558 (обычный химический анализ [29]), 1—интервал 593—598 м; 2, 3—из каймы вокруг герцинита, интервал 800 м; 4, 5—изскв. 659 из фенитизированных роговиков, 4—интервал 1087,5 м, 5—1184 м (3—5— зондовый анализ).

Мусковит характерен для пегматитов и гидротермальных прожилков, секущих глиноземистые роговики. Электроннографическое изучение образца мусковита из полевошпатового прожилка с корундом и герцинитом показало, что он относится к модификации 2М, параметры элементарной ячейки: *a*₀ = 5,19 Å, *b*₀ = 8,98, *c*₀ = 19Å, β = 95°30′ (аналитик С.В. Соболева).

Парагонит NaAl₂ (OH, F)₂/AlSi₃O₁₀/ обнаружен Ю.П. Меньшиковым [14] в сапфироносных пегматитах; определен по рентгенограмме.

ТИПОМОРФИЗМ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Типоморфные свойства редких и акцессорных минералов были основными объектами исследования автора, поскольку они являются чуткими индикаторами процессов минералообразования в рассматриваемой зоне. Появление тех или иных акцессорных минералов отражает влияние химизма вмещающих пород на всех стадиях становления массива (магматическую и постмагматическую).

Ниже приводятся характеристика типоморфных минералов контактовых образований и типоморфные особенности акцессорных минералов. Описание ведется по типам соединений.

Самородные элементы

В зоне контакта встречаются графит и самородное железо. Минералы установлены в сапфироносных пегматитах "линии скрещения" и в роговиках, вскрытых скважиной в районе Партомчоррского апатитового месторождения.

Г р а ф и т С в заметных количествах установлен в сапфироносных пегматитах в пределах гор Кукисвумчорр и Эвеслогчорр. Детально изучен минерал из пегматита с горы Кукисвумчорр (Шлюкова и др., 1985). Важной особенностью нахождения этого пегматита является локализация его в интенсивно фенитизированных гранат-биотит-полевошпатовых роговиках на контакте их с фойяитами в зоне тектонического разлома [32]. Здесь графит наблюдается в виде шариков (капель) и обособлений неправильной формы. Размеры шариков от долей миллиметра до 1 мм в диаметре (табл. III, *1*, *2*, см. вкл.). Обычно графит ассоциирует с содалитом и содалитизированным полевым шпатом, а также биотитом, сапфиром, герцинитом, ильменитом, никель-железом, эсколоитом, монацитом, кобальтсодержащим леллингитом, пирротином, халькопиритом, кубанитом, борнитом.

Шарики имеют блестящую гладкую поверхность, они очень похожи на свинцовую дробь. Внешняя оболочка их твердая (с трудом разрезается стальным ножом), внутри они сложены рыхлой массой. Подобные образования графита принято называть соматоидами. Микроскопическое изучение рассматриваемых шариков в полированных шлифах выявило их концентрически-зональное строение, такое же имеют и агрегаты графита неправильной формы. Судя по взаимоотношениям графита с ассоциирующим с ним полевым шпатом, кристаллизация его происходила путем метасоматического замещения последнего (см. табл. 111, 4–7).

Изучение шариков на аналитическом электронном микрозонде "TEMSCAN-100C" показало, что оболочка состоит из хорошо раскристаллизованных гексагональных индивидов графита (см. табл. III, *3*) (аналитик А.В. Мохов).

При электронно-микроскопическом изучении шарика в суспензион-3. Зак. 637 33 ном препарате установлено, что графит имеет форму удлиненных пластинок протяженностью до нескольких микрон (табл. IV, 1-3, см. вкл.) (аналитик А.И. Сивцов). Степень их кристаллизации высокая. От загибов чешуек зафиксированы рефлексы (001), (101), а также (011). Модификация графита 2H, $c_0 = 6,8$ Å. Однако в некоторых случаях появляются рефлексы, соответствующие $8 \cdot 2H$ при $c_0 = 54$ Å. Вместе с графитом в суспензионном препарате обнаружены анальцим и гетит. Анальцим представлен монокристаллами до 2–3 мкм, $a_0 = 13,7$ Å. На "Кеvex" были зафиксированы характерные для анальцима элементы: Na, AI, Si. Гетит образует агрегаты из мелких частиц (сотые доли микрона), которые представляют собой поликристаллы с кольцевой картиной микродифракции. Расчет и контроль состава позволили однозначно диагностировать данную фазу.

Метод электронной дифракции приводит к выводу о совершенстве структуры графита. Данные рентгеновского исследования свидетельствуют о наличии ромбоэдрических ошибок упаковки и о значительно меньшем количестве турбостатных смещений. Низкое значение $I_{0.0.6}/I_{1.1.0}$ показывает, что поглощение блоков когерентного рассеяния мало. Микродифракционные данные не противоречат рентгеновским, так как они доставляют информацию о значительно меньших объемах. Малый размер блоков когерентного рассеяния характеризует обычно низкие температуры образования графита (аналитик Н.И. Органова).

Исследование концентрических зональных агрегатов графита в характеристических рентгеновских лучах показывает, что краевая часть их состоит из углерода (см. табл. III, 4—7), в центральной части помимо углерода отмечаются кремний, натрий, алюминий, железо, титан и марганец. Хром, ванадий, магний, золото, никель, сера, фосфор в пределах чувствительности прибора (0,02—0,05%) не обнаружены (аналитик Т.И. Голованова).

По данным ИК-спектроскопии органических примесей и воды в этом образце не установлено (аналитик Е.В. Власова).

Изотопный состав углерода в данном образце $\delta^{13}C = -7^{\circ}/_{00}$, а в образце с горы Эвеслогчорр $\delta^{13}C = -25^{\circ}/_{00}$ (аналитик Л.П. Носик). На ИК-спектре последнего фиксируется присутствие органического вещества.

Геологическое положение пегматита в зоне тектонического разлома (гора Кукисвумчорр) и наблюдающаяся в нем ассоциация минералов в совокупности с полученными аналитическими результатами свидетельствуют, что кристаллизация графита происходила метасоматическим путем в процессе содалитизации при участии восстановительных углеродо-углекислых флюидов.

С а м о р о д н о е железо Fe обнаружено при оптическом изучении рудных минералов из фенитизированных роговиков и секущих их содалит-ортоклазовых прожилков (г. Партомчорр). Оно образует мелкие зерна размером от 0,01 до 1,5 мм, которые имеют неправильную форму часто амёбовидную и тесно ассоциирует с троилитом, герцинитом, ильменитом, V, Zr, Nb-рутилом, магнетитом и органическим веществом типа битумов. Цвет минерала черный, в отраженном свете белый с желтоватым оттенком. Порошкограммы и параметры элементарной ячейки ($a_0 = 2,865 \pm \pm 0,005$ Å) идентичны кубической модификации α -Fe (аналитик М.Т. Дмитриева). Микротвердость 105 кгс/мм² (измерена Е.А. Борисовой на приборе ПМТ-3, нагрузке 50 г). Исследованием состава с помощью микрозонда MS-46 "Сатеса" Т.И. Головановой установлено, что минерал является практически чистым железом с незначительной примесью никеля, хрома,

кобальта и титана (в мас.%): Fe — 99,51; и 98,71; Ni — 0,18 и 0,45; Co — 0,02 Cr — 0,15 и 0,12; сумма 99,87 и 99,30. Присутствие самородного железа отмечается Ю.П. Меньшиковым [14] и З.В. Шлюковой с соавторами (1985) в корундоносных пегматитах, локализованных в пределах гор Кукисвумчорр, Эвеслогчорр.

Сульфиды

В контактовых образованиях установлены разнообразные сульфиды: троилит, пирротин, пирит, марказит, пентландит, халькопирит, борнит, ульманнит, молибденит, галенит.

Ранними исследованиями [28, 40] и нашими работами четко установлено, что наибольшие скопления сульфидов приурочены к южным экзоконтактам массива, а в пределах массива — к роговикам, локализованным между различными интрузиями нефелиновых сиенитов.

С у льфиды железа. *Троилит* FeS. Минерал обнаружен в содалитортоглазовом прожилке, секущем фенитизированные роговики в керне скв. 980, в интервале 1437,2—1442 м. Он ассоциирует с самородным железом, магнетитом, халькопиритом, кубанитом, сфалеритом, V, Zr, Nb-рутилом, герцинитом и битуминозным веществом. Характерно замещение органики троилитом (см. табл. V, 1). Плотность минерала 4,56. Диагностирован по рентгенограмме. Микрозондовый анализ троилита из этой ассоциации показал следующий состав (в мас.%): Fe — 62,89; Co — 0,02; V — 0,01; S — 36,72; сумма 99,64 (аналитик Т.И. Голованова).

Макиновит FeS очень редок. Установлен в полевошпатовом прожилке в роговике (скв. 545, глубина 1002 м). В самом роговике наблюдались включения макиновита в магнетите, образующем кайму вокруг пирита.

Пирротин Fe_{1-x} S наиболее широко распространен в роговиках южной, юго-западной контактных зон и центральных частях массива, где содержание пирротина достигает 20%, иногда 60–70% [28, 40]. Большинство пирротиновых месторождений южной контактовой полосы (гор Ловчорр, Айкуа вентчорр, Вудъяврчорр, Тахтарвумчорр) представлено крутопадающими жилами ороговикованных пород мощностью 0,5–5 м с мелкими (до 2 мм) включениями пирротина, располагающимися параллельно слоистости пород. Пирротинсодержащие жилы залегают в метаморфических породах на расстоянии 100–500 м от контакта с хибинитами. Рудные тела Пирротинового ущелья, расположенные в непосредственной близости от контакта с хибинитами, имеют пластообразную, линзовидную или неправильную форму.

Ниже приведены результаты изучения пирротина из роговиков скважин (см. рис. 2), а также частично из южных контактов и внутренней пирротиновой дуги. В рассматриваемых породах, в полевошпатовых и ильменитгерцинитовых образованиях пирротин наблюдается в виде вкрапленности. В пегматитовых жилах, локализованных в нефелиновых сиенитах вблизи их контакта с роговиками, пирротин замещает темноцветные породообразующие минералы. В биотит-полевошпатовых пегматитах, наблюдающихся в роговиках, пирротин образует относительно крупные выделения размером до нескольких сантиметров.

Интересные срастания пирротина с ильменитом прослежены в полевошпатовой жиле, секущей роговики в интервале 713 м, в скв. 558. Здесь в одних участках отчетливо наблюдается корродирование зерен ильменита сульфидом железа, в других — обрастание его, при этом в контакте между ними возникает реакционный минерал биотит. Подобные взаимоотношения
между этими минералами свидетельствуют о более позднем отложении пирротина по отношению к ильмениту.

Почти всюду наблюдается замещение пирротина по трещинкам пиритом и пирит-марказитовыми агрегатами. Реже отмечаются метакристаллы пирита среди пирротина, изобилующие включениями последнего, а также нерудных минералов.

Вокруг пирротина нередко развиваются характерные каймы расвумита и джерфишерита [29]. Намечается приуроченность подобных соотношений пирротина с калийсодержащими сульфидами к контакту роговиков с рисчорритами.

Полуколичественным спектральным анализом в пирротинах, кроме железа, определены следующие элементы-примеси (в долях процента) : десятые — P, Cu, Zn, Co, Si, Ca, Mn; сотые — Ti, Ni, Zr, Mg, Ba; тысячные — Pb, Mo, Sr, Ga; десятитысячные — Be, Ag. Наличие элементов-примесей P, Si, Zr, Cu и прочих свидетельствует о присутствии в пирротине включений апатита, циркона, халькопирита, молибденита и, возможно, других минералов. Под микроскопом в полированных шлифах все перечисленные минералы часто наблюдаются в зернах пирротина.

Пирротин обнаружен автором в сапфироносном пегматите (гора Кукисвумчорр). Здесь он встречается в очень мелких зернах (менее 1 мм) в полевом шпате и корунде (см. табл. V, 1 на вкл.).

Химический состав, определенный на микрозонде MS-46 "Cameca" (в мас.%): Fe — 62,35 и 62,75, S — 38,11 и 37,49. Сумма 100,46 и 100,24 соответствует пирротину. Никаких элементов-примесей в пределах чувствительности прибора не установлено (аналитик Т.И. Голованова).

Пирит FeS₂ встречается часто и почти всегда совместно с пирротином. Наши наблюдения взаимоотношений этих двух минералов позволяют допустить, что значительная часть пирита возникла за счет пирротина.

Отдельные выделения пирита, ассоциирующиеся с ильменитом и пирротином, характеризуются признаками колломорфного строения (скв. 558, интервал 730 м). При травлении этих микроскопически однородных образований пирита HNO₃ + CaF₂ обнаружено, что они состоят из округлых зерен; выявляется также зонально-концентрическое строение агрегата. В некоторых участках пирротина сохранилось глобулярное зонально-концентрическое строение пирита, позволяющее предположить, что образование его происходило из высококонцентрированных растворов.

Интересное замещение агрегатов ильменита пиритом наблюдалось в полевошпатовых жилах, залегающих в роговиках (скв. 558, интервал 730— 738 м). Здесь пирит замещает ильменит и титаномагнетит. При этом возникают своеобразные структуры, напоминающие структуры субграфических срастаний двух минералов. При замещении титаномагнетита такие структуры проявляются только с краев зерна. Возможно, что при замещении ильменита сульфидом железа происходит разложение его с образованием пирит-рутилового агрегата.

В продуктах гипергенного изменения пирита встречается гематит.

Марказит FeS₂ развивается обычно по пирротину, замещая его. Он образует неправильные, мелкие выделения, иногда в срастаниях с пирротином.

Заслуживает внимания тот факт, что среди сульфидов железа в тесной ассоциации с ними были обнаружены редкие в природе минералы — калийсодержащие сульфиды: джерфишерит (сульфид калия, железа и меди) и расвумит (сульфид калия и железа). В частности, в полевошпатовой жиле, развитой в роговиках (скв. 545, интервал 1080,70 м), наблюдаются каймы расвумита и джерфишерита вокруг пирротина. Единичные зерна Таблица 12. Химический состав (в мас.%) халькопирита и борнита из салфироносного пегматита (гора Кукисвумчорр)

№ анализа	Cu	Fe	S	Сумма
1	58,71	11,40	24,38	94,49
2	59,35	18,57	24,32	102,24
3	38,19	28,37	30,22	96,78

Аналитик Т.И. Голованова

.

Примечание. Анализ выполнен на микрозонде MS-46 "Cameca".

джерфишерита отмечаются в сплошных сульфидных обособлениях, часто встречающихся в роговиках скважины (см. рис. 2).

Сульфиды меди. Халькопирит CuFeS₂ широко распространен но почти всегда встречается в очень малых количествах. Как правило, это мелкие выделения, чаще всего совместно с пирротином и другими сульфидами.

В сапфироносном пегматите горы Куксивумчорр халькопирит ассоциирует с борнитом (см. табл. VI на вкл.).

Борнит Cu_{s} FeS₄ — редкий минерал в Хибинском массиве — найден в сапфироносном пегматите (гора Кукисвумчорр). В полированных шлифах под микроскопом хорошо видно распределение фаз халькопирита и борнита (см. табл. VI).

Из-за небольших размеров выделений удалось сделать только полуколичественный анализ отдельных фаз (табл. 12).

 $Ky {\it Gamur}$ CuFe₂S₃ прослежен в роговиках (см. рис. 2) совместно с пирротином и расвумитом. Среди кубанита встречаются иногда мелкие зерна халькопирита, реже сфалерита.

Халькозин Сu₂ S обнаружен в виде единичных зерен совместно с халькопиритом и молибденитом в полевошпатовой жиле в интервале 360 м, скв. 557. В полированных шлифах видно, что халькозин замещает халькопирит. На порошкограмме халькопирита, отобранного из этой жилы, отчетливо выделяются линии халькозина: 2–3,70; 5–3,37; 5–2,53; (аналитик Г.В. Басова).

Сульфиды молибдена, цинка и свинца. Молибденит MoS₂ часто наблюдается в пегматитах зоны контакта, но, как правило, больших скоплений не образует. Единичные розетковидные выделения или отдельные листочки его обнаружены во многих пегматитовых жилах как в экзо-, так и в эндоконтактовых зонах. Замечено, что молибденит в них встречается либо в эвдиалите, либо среди эгирина [28, 29]. Под микроскопом видны редкие, тонкие, изогнутые чешуйки среди лучисто-шестоватых агрегатов эгирина, который, по-видимому, замещает его. Электронографическое изучение молибденита из этой ассоциации показало, что он представлен гексагональной и ромбической модификациями с каолинитоподобной примесью.

Крупные розочки молибденита до 0,5 см в диаметре найдены в плотном альбите, развитом в фенитах на северном склоне горы Валепахи. По данным электронографии он является плохой гексагональной модификацией 2*H* (аналитик С.В. Соболева).

Широко распространен данный сульфид в роговиках, расположенных на контактах между трахитоидными хибинитами с рисчорритами и рисчорритами с фойяитами. В частности, он найден в виде розетковидных обособлений (до 0,5—1,00 см в диаметре) в биотит-полевошпатовых пегматитах, залегающих в роговиках (скважин 557, 558, 545). В одной из них он обнаружен в ассоциации с графитом (скв. 557, интервал 360 м). Формы выделения здесь другие, в шлифах видны изогнутые пластинчатые нитевидные кристаллы молибденита в измененном полевом шпате. Вместе с ним установлены ильменит, мелкие зерна халькопирита, единичные зерна халькозина и шпинели. Микроспектральным лазерным анализом в молибдените, кроме молибдена, установлены следы марганца (аналитик Г.Л. Васильева).

Относительно большие концентрации этого минерала обнаружены в альбитизированных пегматитах, в гнездах и жилках альбита, распространенных среди реликтов контактово-метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, расположенных на контакте между рисчорритами с фойяитами. Нередко сульфид молибдена отмечается в виде вкрапленности в этих породах [24, 28, 40].

Сфалерит ZnS. Сульфид цинка встречается довольно часто в пегматитовых и других минеральных образованиях зоны контакта, но больших скоплений не образует. Он представлен железосодержащей разновидностью: марматитом, которая присутствует в микроскопических количествах среди сульфидных выделений в пирротинсодержащих роговиках центральной части массива, а также в южных контактах (Пирротиновое ущелье).

В полевошпатовых жилах, распространенных в роговиках (см. рис. 2), железосодержащий сфалерит в шлифах наблюдается в виде мономинеральных агрегатов, обособленных от других сульфидов, чаще всего в контакте с ильменитом. Формы выделения его самые разнообразные; наиболее характерная — изометричные зерна неправильной формы.

Галенит PbS. Сульфид свинца очень редок в зоне контакта. Отмечаются единичные находки его в пегматитовых жилах, главным образом в эндоконтактовой зоне, а также в сульфидных прожилках, встреченных в роговиках. Микроскопическое изучение галенита свидетельствует о чистоте этого минерала, практически не содержащего никаких включений. В гипергенных условиях он замещается церусситом.

Подытоживая все вышеизложенное о сульфидах, можно сделать следующие основные выводы.

Сульфидная ассоциация, представленная пирротином, халькопиритом, а также калийсодержащими сульфидами (джерфишеритом и расвумитом) является более ранней, и, по-видимому, образование ее связано, с одной стороны, с контактовым метаморфизмом, а с другой — с калиевым метасоматозом. Из перечисленных минералов пирротин наиболее ранний, подтверждением чего являются соотношения с другими сульфидами и замещение его пирит-марказитовыми агрегатами. Характер замещения пирротина дисульфидами железа различный — от частичного замещения вдоль плоскостей спайности и двойниковых швов до почти полного замещения с сохранением лишь незначительных реликтов в массе пирит-марказита.

Поздняя сульфидная ассоциация, представленная молибденитом, сфалеритом и галенитом, наблюдающаяся в гидротермально измененных участках пегматитов и в альбитовых жилах, связана с проявлениями гидротермальных процессов минералообразования.

Арсениды

Кобальтсодержащий леллингит (Fe, Co) As₂. Редко встречающийся в пегматитах минерал установлен в сапфироносном пегматите (гора Кукисвумчорр) (Шлюкова и др., 1985). Он наблюдается в необычной для лёллингита ассоциации рудных минералов с ильменитом и герцинитом. По морфологии выделения отмечаются два типа: изометричные кристаллы в герцините и полевом шпате на границе зерен этих мине-38

№ анализа	Fe	Co	Ni	S	As	Сумма		
1	27,00	1,08	0,27	0,46	70,29	99,10		
2	25,72	1,17	0,29	0,16	71,34	98,68		
3	25,69	1,14	0,36	0,43	71,21	98,85		
Аналитик Т.И. Голованова.								

Таблица	13. Химический состав	(в мас.%)	леллингита
---------	-----------------------	-----------	------------

ралов (см. табл. V) и в виде круглых и овальных зерен в массивном ильмените (см. табл. VII, 1 на вкл.). При травлении азотной кислотой (1:1) в течение 1,3 и 6 мин зональность не обнаружена, наблюдается лишь незначительное растворение граней кристаллов, а выделения в ильмените сохраняются без изменения. Микротвердость изученного образца 877–893 кгс/мм² (измерена на ПМТ-3, нагрузка 50 г).

Состав описываемого минерала, изученный на микроанализаторе MS-46 "Сатеса", характеризуется повышенным содержанием кобальта и наличием никеля (табл. 13). Сканирование округлых выделений в ильмените показывает, что они имеют тот же состав (см. табл. VII, 2–4). По однообразию свойств наблюдаемые выделения леллингита являются одновременными. Исходя из взаимоотношений леллингита с другими минералами можно предположить следующую последовательность кристаллизации леллингитильменит-герцинит-ильменит II. По-видимому, время кристаллизации леллингита перекрывается со временем кристаллизации ильменита, который захватывал леллингит, и дальнейший рост последнего прекращался.

Галогениды

Ф л ю о р и т CaF₂ часто встречается в контактовых образованиях в незначительных количествах. Как правило, он характерен для альбитизированных и эгиринизированных участков пегматитов. Окраска флюорита разнообразная: от светло-фиолетовой до темной, почти черной, иногда светло-зеленая. Плотность 3,1–3,14.

Характерной примесью, изученных образцов флюоритов, отобранных из пегматитов, залегающих в сланцах вблизи железнодорожной ст. Хибины, является иттрий и редкоземельные элементы. Суммарное содержание этих элементов низкое: от 0,004 до 0,79%. Последнее присуще светло-зеленому флюориту, образовавшемуся по эвдиалиту (табл. 14).

Флюорит является типичным позднегидротермальным минералом, образуется в условиях понижения щелочности постмагматических растворов.

№ № анали- за	TR ₂ O ₃ B Mac.%			Атомные	% οτ ΣTR		
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd
1	0,004	27,3	51,6	5,2	15,9	н — н Сл.	Сл.
2	0,005	34,8	55,6	Сл.	. 9,6		_
3	0,79	5,7	23,2	4,1	34,4	15,5	16,5
4	0,01	32,4	40,3	4,9	7,6	2,5	2,3

Таблица 14. Содержание и состав редких земель во флюоритах

Габлица 14 (окончание)

№№ анализа		Атомные % от ΣТВ					
	Dy	Но	Er	Yb	YkΣTR	$\Sigma TR_{Ce}*$	
1	Сл.	-	-	- -	7,9	100,0	
2		_	-	-	30,4	100,0	
3	2*	0,1	0,3	0,1	31,7	67,4	
4	_	-	_	_	37,3	95,2	

Аналитики Г.М. Варшал, В.И. Павлуцкая [5]. *ΣTR_{Ce} = La + Ce + Pr + Nd.

² * Dy не удалось отделить от Yb и Tb.

Примечание. Место взятия и характеристика образцов: 1—3 вблизи железнодорожной ст. Хибины, из альбитизированных нефелин-сиенитовых пегматитов в сланцах; 4— гора Валепахк, из альбитизированного фенита. Определены методом хроматографии на бумаге.

Окислы

Э с к о л о и т Сг ₂O₃. В нефелин-сиенитовом сапфироносном пегматите (гора Кукисвумчорр), локализованном в останцах древних пород, в зоне тектонического разлома обнаружен редкий в природе минерал – эсколоит. Эта первая находка собственно хромового минерала в Хибинском массиве (Шлюкова и др., 1985). Он установлен при электронно-микроскопическом изучении герцинита. В суспензионном электронно-микроскопическом препарате, состоящем в основном из тонких частичек нефелина – изометричных кристаллов герцинита, были обнаружены мелкие овальной формы частицы размером от 0,2 до 0,3[•] мкм (см. табл. VIII, 1–4 на вкл.). С помощью энергодисперсионного рентгеновского анализа в их составе установлен только хром. Полученные электронограммы с указанных частиц оказались несимметричными (неэквивалентными) из-за относительно большой их толщины. Это не позволило однозначно определить параметры элементарной ячейки. Однако картины микродифракции хорошо индицируются в тригональной ячейке эсколоита.

Методом сканирования на микрозонде MS-46 "Сатеса" (аналитик Т.И. Голованова) доказано присутствие чрезвычайно мелкой фазы округлой формы в нефелине, содержащей лишь хром (см. табл. VIII, 5, 6).

Анализируя геологическую позицию пегматитовой жилы и особенности состава слагающих ее минералов, можно предположить, что эсколоит кристаллизовался из остаточного расплав-раствора. Согласно Л.Н. Когарко с соавт. [20], при образовании щелочных пород хром накапливается в остаточном расплаве, обогащенном щелочами, титаном и летучими.

К о р у н д Al₂O₃ — характерный минерал контактовых образований, возникших при взаимодействии щелочной магмы и постмагматических растворов с высокоглиноземистыми вмещающими породами рамы, как в краевых частях, так и в пределах массива в местах выхода останцов этих пород. Ранними работами Б.М. Куплетского [22] и Э.М. Бонштедт [28] выявлено наличие корунда в роговиках на контакте фойяитов с рисчорритами и в полевошпатовом пегматите на горе Рисчорр.

О.Б. Дудкиным и З.В. Шлюковой [29] корунд установлен в роговиках вскрытых на контакте трахитоидных хибинитов с рисчорритами (см. рис. 2). В керне скважин он обнаружен как в роговиках биотит-плагиоклазового (Ал₁₀₋₃₀) и кордиерит-андалузитового составов, так и в много-40

Таблица 15. Химический состав (в мас.%) хибинского корунда

№ скважи- ны	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO2	TiO2	MgO	H₂O⁺	Сумма
558	95,70	3,08	1,00	0,18	Сл.	0,32	100,28
980	100,03	Не обн.	0,12	0,68	Не обн.	Не обн.	100,83

Аналитики В.А. Молева (скв. 558), А.И. Цепин (скв. 980).

Примечание. 1 — обычный химический анализ [29]; 2 — микрозондовый. Условия измерения: рабочее напряжение 20 кВ, размер зонда 1—2 мкм, ток поглощенных электронов 21 нА. Эталонами сравнения служили Al_2O_3 (AlK_{α}), TiO_2 (TiK_{α}).

численных секущих их полевошпатовых прожилках с плагиоклазом и микроклин-пертитом. В последних корунд (см. табл. IX, 1 на вкл.) наблюдается в виде кристаллов (размером от долей миллиметра до 1 см) сероватоголубой, голубой или винно-розовой окраски, с характерными гексагональными сечениями и двойниками. Часто встречаются неравномерно окрашенные индивиды. Вместе с корундом в прожилках найдены биотит, мусковит, пирит, пирротин, магнетит, герцинит, кальцит, в одном случае — мелкочешуйчатый гипс. Плотность этого корунда 3,97 (табл. 15, ан. 1).

Пластинчатый корунд обнаружен в содалит-ортоклазовом прожилке, секущем фенитизированные роговики на Партомчоррском апатитовом месторождении (скв. 980, интервал 1437,2—1442 м) в ассоциации с существенно калиевым стронцийсодержащим ортоклазом, нефелином, содалитом, самородным железом, герцинитом, V, Zr, Nb-рутилом, троилитом, халькопиритом, кубанитом, флюоритом и битуминозным веществом. Размер кристаллов 1 х 1 мм при толщине доли миллиметра. Плотность 3,92 (см. табл. 15, ан. 2).

Ю.П. Меньшиковым [26], а затем Ю.О. Липовским [6] установлено широкое распространение сапфироносных пегматитов линии скрещения в глиноземистых роговиках, приуроченных к контаминированным арфведсонитовым фойяитам на расстоянии до 1—2 км от их контакта с рисчорритами. Корунд в указанных пегматитах ассоциирует с ортоклазом, нефелином, герцинитом, андалузитом и другими минералами [29, 43]. Он встречен в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с нефелином, полевым шпатом. Габитус их пинакоидально-призматический с относительно хорошим развитием граней основного ромбоэдра и дипирамиды, облик приближается к таблитчатому. Коэффициент удлинения около 0,5. Окраска обычно неоднородная, неяснозональная с переходами от интенсивно синей до бледно-голубой, фиолетово-серой, розовато-серой до бесцветной. Наблюдается закономерность полярного распределения ок-

В ассоциации с нефелином облик кристаллов в большей степени кривогранный, линзовидный или бочковидный, короткостолбчатый. Из габитусных граней хорошо развиты только пинакоид и призма с ярко выраженными слоями роста от центра грани к ребру. Этой особенностью роста и обязаны кристаллы своей кривогранной формой. Окраска корунда чаще всего интенсивная васильксво-синяя и темно-синяя, вокруг кристаллов наблюдаются каймы герцинита. В густо-синем сапфире из пегматита с горы Кукисвумчорр нами обнаружены стекловатые, кристалло-флюидные и существенно газовые включения размером до 0,2—0,4 мм. Температура гомогенизации близка к 1000°С (Грошенко, Шлюкова, 1985).

Методом сканирования на микрозонде MS-46 "Сатеса" (аналитик Т.И. Голованова) установлено равномерное распределение хрома в кристаллах голубого корунда из пегматитов горы Кукисвумчорр (см. табл. іХ, 2-5). Шлифы полировались на алмазной пасте.

Порошкограммы корунда из скв. 558 и 980 идентичны эталонной. Значительные скопления корунда отмечаются в альбит-мусковитовых жилах, прослеженных в пределах перевала Лопарского. Образование корунда, вероятно, связано с десиликацией пород, бедных кремнеземом, но обогащенных глиноземом, при контактовом взаимодействии их с щелочной магмой, пегматитовым расплав-раствором и гидротермальными растворами.

Бромелит ВеО обнаружен Ю.П. Меньшиковым в сапфироносных пегматитах. Диагностирован по рентгенограмме [15]. 26

Хризоберилл $Al_2 BeO_4$ впервые установлен Ю.П. Меньшиковым [26] в корундоносных пегматитах в ассоциации с бромеллитом, эшинитом, рутилом, апатитом и другими минералами [6]. Он встречен также на контакте биотитовых сиенит-фенитов со шлировидными меланократовыми выделениями в местах их рассланцевания и развития поздних биотит-полевошпатовых жил [35]. Единичные мельчайшие зерна хризоберилла наблюдаются здесь вокруг герцинита и рудного минерала вместе с биотитом, флюоритом, кордиеритом, апатитом. В протолочках проб сиенит-фенитов он представлен мельчайшими обломками толстотаблитчатых кристаллов и тройников прорастания псевдогексагонального облика со штриховкой на грани (100). Спайность совершенная по (011) и несовершенная по (010). Цвет желтовато-зеленый до светлого зеленовато-желтого. Показатели преломления: $n_g = 1,753$, $n_p = 1,744$; $2V = +58^\circ$; плотность 3,63.

Химический состав минерала следующий (в мас. %): SiO₂ — 0,80; TiO₂ — следы; AI₂O₃ — 75,90; Fe₂O₃ — 3,10; BeO — 19,50; CaO 1,50, сумма 100,80 (аналитик М.Е. Казакова). Хризоберилл кристаллизовался в высокощелочной среде, обогащенной хлором, при контактовом взаимодействыи щелочной магмы с туфогенно-осадочными породами, богатыми глиноземом. Бериллий, по-видимому, заимствовался из исходных пород [35].

Р у т и л TiO₂ является типоморфным минералом фенитов, возникших, главным образом, в результате флюидно-магматического замещения останцов разнообразных вмещающих пород рамы, локализованных в пределах массива как на поверхности, так и на глубине. Минерал, выделенный автором из протолочки контактово-метаморфизованных пирротинсодержащих пород, отобранных в районе Саамского перевала, представлен черными мелкими (менее 1 мм) кристаллами призматического облика с характерной штриховкой вдоль удлинения, полуметаллическим блеском. Рентгенограмма его идентична эталонной, плозность 4.21. Спектральным микролазерным анализом в нем, кроме титана, выявлены обычные для рутила примеси: Nb, V, Mg, Al. В полированных шлифах роговиков из скв. 557, 558, 545 наблюдается замещение ильменита рутилом [29].

Детально изучена новая V, Zr, Nb-разновидность рутила из содалитортоклазовых прожилков мощностью от 1 до 3–5 см, секущих фенитизированные роговики (Шлюкова и др., 1986). Последние вскрыты структурно-поисковой скв. 980 в лежачем боку рудной залежи среди уртит-ювитов, в интервале глубин 1437,2–1442 м, на апатитовом месторождении Партомчорр. Рассматриваемый рутил находится в тесной ассоциации с новой разновидностью существенно калиевого неупорядоченного ортоклаза нежноголубого цвета с аномальным содержанием стронция (SrO – 0,92%), пластинчатым корундом (TiO₂ – 0,62), флюоритом, апатитом (SrO₂ – 3,62%), содалитом, самородным железом, троилитом, кубанитом, сфалеритом и дендритовидными выделениями битуминозного вещества. Рутил

Символы	φ	ρ	Символы	φ	ρ
a(010)	0°00	90°00	e(011)	0 00 45 00	32 47
m(110)	45 00	90 00	s(111)		42 19

Т а б л и ц а 16. Символы и координаты граней кристаллов U , Zr, Nb-содержащего рутила

Таблица	17. Химический состав	(в вес.%)	и плотность V, Zr, Nb-рутила
---------	-----------------------	-----------	------------------------------

Окислы	1	2	3	4	Среднее
FeO	0,10	0.44	0,10	0.10	0.19
AL O	0,49	0.38	0.55	0.30	0.43
SiÔ	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
TiO	89,87	88,75	88,12	87,14	88,49
ZrO,	1,34	1,49	1,36	1,46	1,41
Nb, O,	5,77	6,34	7,17	8,00	6,81
Ta, O,	0,42	0,54	0,46	0,65	0,51
V₂Õ₅ [°]	1,98	2,00	2,18	2,30	2,12
Сумма	100,03	100,00	100.00	100.01	100.02
Плотность	4,42		_	_	_ *
	- · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		~		00 0

Примечание. Условные измерения: рабочее напряжение — 20 кВ, размер зонда 1—2 мкм, ток поглощенных электронов — 21 нА. Эталонами сравнения служили Fe₃O₄ (FeK_Q), TiO₂ (TiK_Q), SiO₂(SiK_Q), Al₂O₃ (AIK_Q), Nb (NbL_Q), ZrAl₃ (ZrL_Q), Ta (TaL_Q), V(VK_B). Относительные интенсивности пересчитывались в концентрации по программе "ПУМА" [3].

наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов черного цвета с металловидным блеском, имеющих призматический габитус, размером от долей миллиметра до 5—7 мм в длину, с характерной штриховкой вдоль удлинения (см. табл. Х, 1 на вкл.). Главные формы кристаллов определены на двукружном гониометре Гольдшмидта Е.А. Борисовой (табл. 16). Наибольшим развитием пользуются грани а и е, в меньшей степени — m и s (рис. 4). Наблюдались коленчатые двойники по плоскости (011).

Изучение химического состава рассматриваемого минерала на микроанализаторе MS-46 "Сатеса" выявило его однородный и относительно постоянный состав как в пределах одного зерна, так и в разных зернах (табл. 17). Особенностью состава является присутствие в нем высоких содержаний ниобия (4,76 мас. %), циркония (1,04 мас. %) и ванадия (1,19 мас. %). Кроме того, спектральным микролазерным анализом определены примеси Ni (десятые доли %), Cr и Mg (сотые доли %) (аналитик Г.Л. Васильева).

Результаты анализа хорошо рассчитываются на формулу (среднее из 4-х анализов) : (T $i_{0,909}$ Nb_{0,042}Ta_{0,002}V_{0,019}Fe_{0,002}Al_{0,007}Si_{0,001})_{0,99} X X O_{2,008}.

Судя по тесной ассоциации описываемого рутила с самородным железом и троилитом, которые характерны для восстановительной среды, и согласно Л.Ф. Борисенко [2], ванадий присутствует в нем в трехвалентном состоянии. По данным ЭПР в изученном рутиле отсутствуют четырехвалентные ниобий и ванадий (аналитик Н.Б. Каличенко, ГЕОХИ АН СССР).

В полированных шлифах в отраженном свете рассматриваемый рутил серый, обладает сильной анизотропией с цветным эффектом в розово-бу-

Рис. 4. Кристалл U, Zr, Nb-рутила.



рых тонах, двуотражение практически не заметно. Спектральные кривые отражения (СКО), полученные на микроскоп-фотометре 01 фирмы "Opton" почти параллельны (рис. 5). В отличие от СКО обычного рутила [50] на СКО новой разновидности наблюдается широкий максимум в области 440—540 нм, в обе стороны от которого отражение снижается, причем более резко в голубой части спектра и полого — в красной. Кривые отражения R₁ и R₂ для промежуточного сечения кристалла в длинноволновой области немно-

го сближаются, а для сечения вдоль удлинения кристалла они пересекаются при 660 нм, так как снижение кривой R₁ происходит быстрее, чем R₂.

Микротвердость изученного рутила, измеренная на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г, равна 701 кгс/мм², что существенно ниже, чем микротвердость обычного рутила, составляющая 1000 кгс/мм² (Справочник "Минералы", т. 2, 1965), 1074 кгс/мм² [19]. Отпечаток во всех случаях имел форму правильного квадрата. Для разных сечений (см. табл. Х, 2) значения микротвердости (в кгс/мм²) различны: для изотропного (поперек удлинения) — 604—722, среднее 654; для сечения вдоль удлинения — 706—808, среднее 772. Коэффициент анизотропии второго рода равен 1,18.

Определение параметров элементарной ячейки описываемого рутила проведено по рентгенограмме образца в смеси с внутренним стандартом (кремнием $a_0 = 5,430$ Å (табл. 18). Значения a_0 и c_0 рассчитаны с применением комплекса программ для уточнения параметров элементарной ячейки методом наименьших квадратов. Размеры ячейки данного рутила $a_0 = 4,604\pm0,001$ Å, $c_0 = 2,966\pm0,001$ Å несколько выше эталонного рутила $a_0 = 4,594$ Å, $c_0 = 2,958$ Å в ASTM 4-0551. Сравнение ионных радиусов катионов, входящих в состав изученного минерала показывает, что изоморфное замещение титана ($R_{Ti}^{4+} = 0,64$) в решетке минерала ванадием ($R_V^{3+} = 0,67$), ниобием ($R_{Nb}^{5+} = 0,66$) и особенно цирконием ($R_{Zr}^{4+} = 0,82$) ведет к увеличению параметров элементарной ячейки. Плотность V, Zr, Nb-рутила 4,42 (измерена микрогидростатическим методом В.С. Амелиной).

ИК-спектры исследованного образца рутила, снятые на приборе "Перкин-Эльмер" в диапазоне 300-700 см-1 (методом запрессовки в Csl) были сравнены с ИК-спектрами обычного рутила с целью выяснения роли ниобия в его стрктуре. ИК-спектр рутила содержит три основные полосы поглощения, положение которых может изменяться в пределах 10-20 см⁻¹ в зависимости от состава минерала. В данном случае эталонный образец рутила из месторождения Косой Брод (Урал)*, почти не содержащий изоморфных примесей, имеет полосы поглощения 312, 391 и 516 см⁻¹. В хибинском рутиле те же полосы занимают позиции 314, 385 и 520 см⁻¹. Вполне очевиден сдвиг двух полос поглощения 391—385 см⁻¹ и 516— 520 см⁻¹. Следует отметить также, что полоса 516 см⁻¹ меняет свою конфигурацию, становясь более диффузной в изученном рутиле, с плечом около 460 см⁻¹. Отнесение этой полосы к антисимметричным валентным колебаниям Ti-O октаэдров, в полосе 391 и 312 см⁻¹ к деформационным колебаниям тех же связей позволяет предположить изменение длины связи Ti-O при вхождении в решетку рутила ниобия. По-видимому, изомор-

^{*} Образец из коллекции Минералогического музея АН СССР им. А.Е. Ферсмана.

Рис.5. Спектральные кривые отражения U, Zr, Nb-рутила.



физм Ti—Nb несколько укорачивает связь Ti—O вследствие взаимного отталкивания атомов Nb и Ti при сочленении их октаэдров и вместе с тем понижает частоту ее деформационных колебаний. Плечо около 460 см⁻¹ можно предположительно отнести к валентным колебаниям связи Nb—O. Оценивая влияние ионов V и Zr = входящих в решетку данного рутила, следует заметить, что строение их электронных оболочек предполагает образование связей, мало отличающихся от связей Ti—O, а близость приведенных масс этих элементов оказывает слабое влияние на ИК-спектр.

Анализ геологической позиции содалит-ортоклазовых выделений и развитой в них ассоциации минералов и особенностей их химического состава показывает, что исследованный рутил кристаллизовался в восстановительных условиях из гидротермальных растворов богатых калием, фосфором, фтором, серой. Этот процесс сопровождался мобилизацией и перераспределением вещества останцов вмещающих пород, на что указывает присутствие в рутиле таких необычных для щелочной магмы элементов, как ванадий, никель, хром, типоморфных для основных пород.

И льменорутил Fe_xTi_{3-3x} типичен для сильно фенитизированных пород предполагаемой кровли массива [37]. Он наблюдается в виде мелких столбчатых темно-коричневых кристаллов с четкими гранями. Химический состав его по сравнению с образцами ильменорутила из карбонатитов Хибинского массива [15] и из ожелезненных альбитизированных пород (гора Рестиньюн) характеризуется более высоким содержанием ниобия и железа (табл. 19, ан. 1). Согласно Р.П. Тихоненковой [37], кристаллизация ильменорутила происходила на конечных этапах процесса фенитизации в высокощелочной среде.

Бадделе и т ZrO₂. В Хибинском массиве балделеит встречен как акцессорный минерал в фенитах, возникших по сланцам комплекса Имандра—Варзуга в западной части массива [29, 33]. Автором он обнаружен в единичных зернах в пегматитовой жиле среди сланцев вблизи железнодорожной ст. Хибины в ассоциации с ловенитом, бритолитом, чевкинитом, куплетскитом. В фенитах рассматриваемый минерал представлен правильными кристаллами (размером менее мм) темно-коричневого цвета с алмазным блеском, с хорошо развитой гранью (100). Характеризуется четким плеохроизмом (желтовато-бурый по Ng, светло-желтый по Np), высокими показателями преломления и двупреломления.

И льменит FeTiO₃. В зоне контакта с вмещающими массив породами ильменит распространен повсеместно. Редкие, некрупные, хорошо образованные таблитчатые кристаллы отмечаются в эгирин-полевошпатовых пегматитах, залегающих среди приконтактовых нефелиновых сиенитов, а также в линзообразных и неправильной формы эвдиалитовых выделениях с игольчатым эгирином (в пределах гор Маннепахк, Хибинпахкчорр, Юмъе-

dA	1	hkl	dA	1	hki	dÅ	1	ħkl
3,59	6	(110)	1,802	1	202	1,221	1	·
3,26	10	110	1,693	9	211	1,208	1	212
2,749	3	(101)	1,629	4	220	1,174	2	321
2,497	8	101	1,484	2	002	1,152	2	4 00
2,305	2	200	1,457	3	310	1,0967	2	222
2,192	7	111	1,364	4	301	1,0862	1	330
2,062	2	210	1,351	3	112	1,0396	3	312
1,868	4	211						

Примечание. Условия съемки: FeK_α-излучение, 2R = 114,6 мм (камера РКУ).

Таблица 18. Межплоскостные расстояния V, Zr, Nb-рутила

Таблица 19. Химический состав (в мас.%) ильменорутила

№ анализа	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	Сумма
1	69,60	16,31	2,10	11,50	99,51
2	87,2	8,6	3,7*	_	99,5
3	91,2	5,2	3,0*	-	99,4
4	83,2	12,3	5,2*	_	100,8
5	83,94	9,03	4,01	0,77	99,98

*Рассчитано на Fe₂O₃

Примечание. 1 — из протолочки фенитизированных пород кровли массива, аналитик М.Е. Казакова [35]; 2—4 — вариации состава внутри зерна акцессорного ильменорутила из карбонатитов (зондовый анализ) [15]; 5 — из ожелезненных альбитизированных пород (гора Рестиньюн); в сумму входят еще SiO₂ — 0,67, Al₂O₃ — 0,69, CaO — 0,17, MgO — 0,24, H₂O⁺ — 0,10, H₂O⁺ — 0,19, аналитик И.С. Разина [29].]

чорр, Тахтарвумчорр) [29]. В качестве акцессорного минерала он присутствует в фенитах по гнейсам и по породам комплекса Имандра—Варзуга.

Изучение рудной минерализации в роговиках, развитых на контакте между трахитоидными хибинитами и рисчорритами, показало, что наряду с сульфидами в них широко представлен ильменит в виде вкрапленности в породах, полевошпатовых жилах и ильменит-герцинитовых обособлениях. Ильменит отлагался в виде хорошо образованных кристаллов, идиоморфных по отношению к сульфидам. Очень часто наблюдается замещение минерала пирит-марказит-гематитовыми и рутил-пирит-марказитовыми агрегатами, при этом его кристаллы сохраняют свою форму. По отношению к сульфидам ильменит — минерал более ранней генерации [12, 42].

Ильменит — характерный минерал сапфироносных пегматитов (гора Кукисвумчорр). Он наблюдается здесь в виде мелких кристаллов в тесной ассоциации с герцинитом, кобальтистым леллингитом (см. табл. XI, 5 на Вкл). Особенностью его химического состава является наличие ниобия ($Nb_2O_5 - 1,62-3,36\%$) (табл. 20, ан. 1, 2). Из сопоставления микрозондовых анализов ильменита из пегматитов с таковыми из ильменит-герцинитового обособления (скв. 558) видно, что ильменит из скважины заметно обогащен марганцем (MnO 5,62 против 3,11%) (см. табл. 20, ан. 3–5). Особенно обогащены марганцем ильмениты из фенитов, скв. 659А. Кроме того, минерал в виде продуктов распада встречается в титано-магнетитах.

№ анализа TiO, Nb, O, AI, 0, Cr., O., FeO MnO MqO Сумма 0,00 1 46.74 3.36 0.55 46.00 3,11 0,00 99,76 2 48.71 0.51 0.01 45.95 1.62 2.43 0.05 99.28 3 46,04 0,18 He 5,62 48,19 0,28 100,31 обн. 4 48.69 34.75 0.98 13.57 He 97.99 обн 5 48.33 35.11 0.63 13,45 97,52 ..

Таблица 20. Химический состав (в мас. %) и́льменитов, исследованных на микрозонде

Аналитики Т.И. Голованова (1, 2), А.И. Цепин (3-5).

Примечание. 1-2 — из сапфироносного пегматита, г. Кукисвумчорр; 3 — из герцинит-ильменитового прожилка, скв. 558; 4-5 — из фенитизированных роговиков, скв. 659А.

П и р о ф а н и т MnTiO₃ обнаружен в экзоконтактовой зоне в пегматитовом образовании эгирин-полевошпатового состава [42]. Он встречается здесь в незначительном количестве в альбитизированных участках жилы в ассоциации с куплетскитом, марганцево-редкоземельным эвдиалитом и другими минералами. Представлен зернами пластинчатой формы. Цвет черный, в тонких сколах — темно-красный.

Судя по минеральной ассоциации, в которой наблюдается пирофанит, можно предположить, что он образовался в гидротермальную стадию.

Герцинит FeAl₂O₄, железистая шпинель, является типоморфным минералом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, сохранившихся в пределах Хибинского массива и приуроченных к контактам между трахитоидными хибинитами и расчорритами в районе оз. Малый Вудьявр (см. рис. 2) и вблизи контакта между рисчорритами и фойяитами в пределах гор Рисчорр, Кукисвумчорр, Юкспор, Эвеслогчорр. Особенно он типичен для сапфироносных пегматитов.

Впервые в Хибинах герцинит найден в скв. 558 в интервале 698—800 м. В интервале 698 м он обнаружен среди обособлений ильменита в роговиках нефелин-сиенитового состава вблизи их контакта с рисчорритами. Ниже (713—800 м) железистая шпинель наблюдается в виде вкрапленности в биотит-полевошпатовых роговиках, иногда в интервале 748—750 м вместе с полевым шпатом слагает прожилки, секущие эти породы [12, 48].

Зерна описываемой шпинели при небольших увеличениях кажутся однородными. Однако при больших увеличениях видно, что она состоит из двух фаз, из которых основной является герцинит и подчиненной — магнетит, образующий включения размером от 0,5 м и более до долей мкм. Распределение их обычно закономерное. Более крупные включения магнетита прожилковидной и вытянутой формы часто ориентированы в определенных направлениях, мельчайшие — иногда так же ориентированы (см. табл. Х, *З*. *6*).

Выделяются несколько типов структур распада твердого раствора в виде прерывистых цепочек, кольцевой, линейный, решетчатый и смешанный. При наличии крупных и мелких включений магнетита в герцините выявляются определенные закономерности в их соотношениях. Распределение мельчайших вкраплений подчинено формам выделения относительно крупных зерен магнетита. Кольцеобразное расположение мелких включений наблюдается вокруг более крупных, обычно скелетной формы. Линейноориентированное размещение мелких включений магнетита подчинено выделениям прожилковидных обособлений того же состава [12].

№ ана- лиза	Al ² O ³	FeO	MgO	MnO	ZnO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Сумма
1	56,47	37,60	5,35	2,29	Не обн.	0,01	0.03	101,75
2	56,84	34,13	2,18	4,58	Не обн.	0,01	Не обн.	97,73
3	56,81	33,48	4,05	4,94	1,20	Необн.	0,12	100,60
4	58,61	42,21	0,50	1,06	-	0,00	0,20	102,58
5	52,98	45,74	0,15	1,10	_	0,01	0,30	100,28
6	53,47	45,17	0,15	1,11		0,00	0,30	100,50
7	52,98	44,58	0,15	1,06	_	0,01	0,22	99,00

Таблица 21. Химический состав герцинитов (в мас. %), исследованных на микрозонде

Аналитики А.И. Цепин (1-3), Т.И. Голованова (4-7).

П р и м е ч а н и е. 1–3 из скв. 558; 1 – из герцинит-ильменитового обособления, интервал 698 м, 2 – из полевошлатового прожилка, интервал 750 м, 3 – то же, интервал 800 м; 4–7 – из сапфироносного пегматита (гора Кукисвумчорр). Условия измерения: рабочее напряжение 20 кВ, размер зонда 6 мкм (1–3) и 2 мкм (4–7) ток по-гощенных электронов ~10 A (1–3) и 35 нА (4–7). Эталоны сравнения Fe₃O₄ (FeK_α) пикроильменит, природный хромит (CrK_α), TiO₂ (TiK_α), MnCO₃ (MnK_α) и Mn-гранат Статистическая обработка измеренных абсолютных интенсивностей и пересчет относитальных интенсивностей в концентрации проводился на ЭКВМ "Hewlett-Packard 9830 А" по оригинальной программе, разработанной в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР [39].

Главная особенность их соотношений заключается в том, что в большинстве случаев крупные включения отделены от участков, насыщенных мельчайшими, зоной чистого герцинита, не содержащего каких-либо видимых под микроскопом включений. Величина зоны очищенного герцинита измеряется сотыми долями миллиметра, иногда до 0,2 мм. В ряде случаев относительно крупные вкрапления в герцините представлены силикатными минералами, вокруг которых наблюдаются каймы магнетита. По границе магнетитовых кайм с участками, насыщенными продуктами распада, также наблюдаются зоны чистого герцинита.

В сапфироносном пегматите "линии скрещения" герцинит представлен изометричными кристаллами (табл. 21, ан. 4—7) и каймами вокруг корунда. Под микроскопом герцинит из пегматитов однороден даже при больших увеличениях. Минерал оптически изотропен, обладает высоким рельефом. В проходящем свете он имеет густо-зеленую до черной окраску и практически непрозрачен. В отраженном свете минерал серый. Коэффициенты отражения (для герцинита из скважины): 9,2 (для 580 нм), 8,9 (для 700 нм) аналитик Л.Н. Вяльсов). Вычисленный показатель преломления *n* = 1,820 для 580 нм.

Неоднородность герцинита из скважины даже в пределах одного образца сказывается на некоторых его физических свойствах. Измерение микротвердости герцинита на различно ориентированных зернах (прибор ПМТ-3, при нагрузке 100 г) выявило большой разброс ее значений от 1290 до 1362 кгс/мм². По сравнению с известными литературными данными микротвердости герцинита — 1378—1547 кгс/мм² для плоскости (110) (по Ф. Наклу, 1968), полученные значения более низкие, по-видимому, за счет субмикроскопических включений магнетита, микротвердость которого 535—695 кгс/мм² (по С.И. Лебедевой, 1963). Микротвердость герцинита из пегматитов дает меньший разброс: изометричные кристаллы 1482— 1506 кгс/мм², а в кайме вокруг сапфира 1290 кгс/мм².

Электронно-микроскопическое изучение кристаллов герцинита проводилось на просвечивающем микроскопе "JEM"-1000С, качественный химический анализ каждой отдельной частицы определялся непосредственно в колонке микроскопа с помощью энергодисперсионного рентгеновского спектрометра "Кеvex-Ray", одновременно фиксировались серии микродифракционных картин, отвечающих различным сечениям обратной решетки герцинита. В суспензионном препарате герцинит наблюдался в виде толстых изометрических кристаллов, в состав которых входит AI и Fe с примесью Mg. Полученные микродифракционные картины индицировались в кубической решетке герцинита с параметром элементарной ячейки $a_0 = 8,15$. Параметры элементарной ячейки преобладающей фазы герцинита с глубины 698 м, рассчитанные по порошкограмме, $a_0 = 8,14$ Å, а магнетита $a_0 = 8,40$ Å. (аналитик О.В. Кузьмина).

Сопоставление химических микрозондовых анализов герцинита из различных образований в роговиках с таковыми из пегматитов показывает, что первые образцы содержат больше марганца и магния (фиксируются колебания в содержаниях главных компонентов FeO, MgO, MnO, ZnO (см. табл. 21, ан. 1–3). Количества TiO₂ и Cr₂O₃ невелики и могут быть отнесены либо к примесям за счет минералов и включений, либо к изоморфным примесям хрома и титана.

Убедительные данные по составу минералов – включений и продуктов распада твердого раствора были получены в результате изучения герцинита в характеристических рентгеновских лучах. В образце с интервала 750 м (см. табл. XII на вкл.), характеризующем герцинит со структурами распада, видно, что включения, представляющие собой червеобразные вростки или ориентированные выделения в виде цепочек, относятся к магнетиту. При этом относительные концентрации железа во вростках заметно выше. чем в герцините. Ему присущи также марганец, магний и цинк, последние два элемента по площади изученного участка распределены более равномерно. Заметно отсутствие алюминия и марганца в продуктах распада. Титан же фиксируется только в отдельных точках и обусловлен включениями титансодержащего минерала. Цинк присутствует только в герцините, а магний как в герцините, так и во включениях, причем в последних в заметно больших концентрациях. Содержание хрома обычно фоновое, редко наблюдается едва заметное увеличение его в участках крупных включений. Результаты исследования показали, что состав герцинита меняется в связи с непостоянным содержанием в нем главных компонентов FeO, MnO, MgO. Следует заметить, что колебания в содержании FeO зависят от глубины взятия образца. Выше по разрезу отмечаются разности герцинита с большим содержанием FeO (37,60 вес.%), ниже — содержание FeO уменьшается до 33,5 вес.%. Существенная примесь MgO (до 5 вес.%) также типична для герцинита высоких горизонтов. Содержание марганца и цинка несколько увеличивается с глубиной. Наличие в герцините Mn, Mg, Zn, реже Cr обусловлено изоморфным вхождением этих элементов. Титан, циркон, кремний присутствуют в герцините непостоянно и связаны с нахождением в нем минералов-включений, содержащих эти элементы.

Причиной изменения химического состава герцинита могут быть его геологические условия нахождения, состав минеральной ассоциации, а также неоднородность, вызванная образованием продуктов распада. Как правило, на более высоких уровнях разреза герцинит более неоднороден, содержит многочисленные включения магнетита в виде продуктов твердого раствора, а также более сложные по составу включения.

Наличие в герцините двух типов включений магнетита, мелких и относительно крупных, указывает на то, что вслед за распадом твердого раствора герцинит + магнетит произошло перераспределение вещества, обособление магнетита по трещинам и другим деформациям и укрупнение его зерен 4. Зак. 637 49

№ ана- лиза	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	ZnO	MgO	MnO	Сумма
1	0,36	1,13	0,01	98,99*	0,04	0,06	0,58	101,18
2	3,17	2,28	Heonp.	91,79*	Неопр	Неопр.	1,32	99,28
3	1,53		_	96,40**	_	-	0,68	98,80

Таблица 22. Химический состав (в мас.%) магнетита

Аналитик А.И. Цепин.

* Fe₃O₄.

** Fe₂O₃.

Примечание. Изучен на микрозонде MS-46 "Сатеса"; 1 — магнетит из скв.558, интервал 800 м; 2 — из фенитизированных роговиков скв. 659А, интервал 1230,2 м (кроме того в сумму входит 0,71 SiO₂); 3 — из фенитизированных сланцев, (скв. 659А), интервал 1184 м.

вследствие его сегрегации. Об этом свидетельствует возникновение чистых зон герцинита вблизи относительно крупных включений, образование кайм магнетита вокруг Ті, Mg, Fe-содержащего силиката.

При метаморфизме в составе зерен герцинита меняется количественное распределение железа, а иногда алюминия, марганца; содержание магния в нем и в магнетитовых вростках выравнивается. Не исключено также, что в процессе образования роговиков, содержащих герцинит, происходил многоступенчатый распад твердого раствора, вследствие чего образовались сначала более крупные включения магнетита, а возможно, и других минералов (корунда, ульвошпинели), а затем более мелкие. В том и в другом случае образование структур распада в герцините свидетельствует о постепенном снижении температур при его кристаллизации, а также о сложном составе первичного вещества.

Магнетит $FeFe_2O_4$ встречается как составная часть герцинита (табл. 22, ан. 1) и титаномагнетита (см. табл. 22, ан. 2–3), а также в виде самостоятельных выделений в фенитизированных роговиках.

Минералы группы перовксита. В контактовых образованиях Хибинского массива минералы этой группы представлены перовскитом, лопаритом и ниоболопаритом.

Перовскит CaTiO₂ типичен для фенитов основного состава, возникших при замещении основных пород из осадочно-вулканогенного комплекса Имандра—Варзуга в краевой части массива, а в пределах массива — в преобразованных основных породах кровли [29, 33].

Попарит (Na, Ca) (Ti, Nb) О₃ характерный акцессорный минерал в контактовых образованиях Хибин, развитых в пределах зоны с протерозойскими осадочно-вулканогенными породами, главным образом в западной ее части [29, 35]. По данным Р.П. Тихоненковой [37], в пределах массива он типичен и для пород, возникших при магматическом замещении вулканитов кровли Хибинской интрузии.

Состав лопарита из различных типов контактовых образований зависит как от химизма вмещающих пород, так и от процессов, в ходе которых шло его образование. Так, образцы этого минерала, отобранные из гибридных пород, образовавшихся при магматическом замещении вулканитов кровли (такситовых гнейсовидно-полосчатых нефелиновых сиенитов и мелкозернистых линзовидных ийолит-уртитов) (табл. 23, ан. 6–9), характеризуются высокими содержаниями кальция и титана [37]: Такие же высокие содержания этих элементов и в лопарите из фенитов скв. 618, в интервале 1030 м (район оз. Малый Вудьявр). Содержание TiO₂ варьирует от 30,44 до 44,84%; Nb₂O₅ от 6 до 19,46%. Состав редких земель существенно 50

цериевый (табл. 24). Наиболее высокие содержание Nb₂O₅ характерно для лопарита из полевошпатовых уртитов месторождения Ньорпахк, а также из пегматитов (см. табл. 23, ан. 1, 8).

В стадию альбитизации наблюдается замещение лопарита пирохлором в пегматитовой жиле, локализованной в сланцах, вблизи железнодорожной ст. Хибины.

Ниоболопарит (Na, Ca) (Ti, Nb) (O, OH) 3 обнаружен в рибекит-нефелинполевошпатовом пегматите, залегающем в зеленых сланцах (вблизи железнодорожной ст. Хибины) в ассоциации с пластинчатым измененным ринкитом, тундритом, апатитом и виллемитом. Он наблюдается здесь в виде кубооктаэдрических кристаллов (0,2–0,5 см), сдвойникованных по флюоритовому закону.

Химический состав (см. табл. 23, ан. 11) по сравнению с лопаритом характеризуется более высоким содержанием ниобия. Состав редких земель, как и в лопарите, существенно цериевый (см. табл. 24).

Образование ниоболопарита происходило, очевидно, в условиях высокой щелочности (высокое отношение Nb/Ti).

П и р о х л о р (Na, Ca) Nb₂O₆F — характерный акцессорный минерал фенитов и пегматитов экзоконтактовой зоны [42]. Обычно он наблюдается в микроскопически мелких кристаллах и очень редко в более крупных. Все известные находки этого минерала в Хибинском массиве не представляют практического интереса. Пирохлор типичен для эгирин-альбитовых и эги» риновых жил, залегающих в фенитизированных гнейсах на северном склоне горы Валепахк. Оранжево-красные кристаллы пирохлора октаэдрического облика (размером доли мм) найдены в альбитизированных участках пегматита нефелин-полевошпатового состава. Они нарастают на лопарит (западная экзоконтактовая зона, вблизи железнодорожной ст. Хибины).

Мелкие, до 1 мм в поперечнике, кристаллы пирохлора распылены в сахаровидном альбите в энигматит-нефелин-полевошпатовом пегматите (в районе Пирротинового ущелья) (табл. 25, ан. 7, 8). Окраска их неоднородная — от темно-коричневой, почти черной до светло-коричневой. Иногда наблюдается зональность окраски: центральная часть кристалла темно-коричневая, краевая — светло-коричневая, иногда наблюдается обратная картина. Большая часть выделенных пирохлоров покрыта "рубашками" серовато-зеленого цвета, некоторые кристаллы — тончайшей перламутровой пленкой. Плотность темной разности 3,92, светлой — 3,90.

Пирохлор в ассоциации с ильменитом, апатитом, цирконом обнаружен в полевошпатовой жиле, локализованной в сланцах (над штольней бывшего Пирротинового рудника). Окраска его оливково-коричневая (см. табл. 25, ан. 3—4).

Неоднородные по окраске кристаллы найдены в зональной пегматитовой жиле арфведсонит-нефелин-полевошпатового состава, секущей приконтактовые мелкозернистые нефелиновые сиениты (северный берег оз. Длинное) (см. табл. 25, ан. 1–2).

Пирохлор здесь наблюдается в виде пойкилитовых вростков в арфведсоните и на стыках выделений между минералами, чаще с нефелином. Кристаллы его имеют кубооктаэдрический облик с разным развитием граней куба, несовершенны, размер отдельных индивидов 1—2 мм. Окраска их неоднородная: темно-коричневая, красно-бурая, янтарно- и лимонно-желтая, в некоторых образцах наблюдается зональная окраска: ядро темно-коричневое или красновато-бурое (см. табл. 25, ан. 1), кайма светло-желтая разных оттенков (см. табл. 25, ан. 2). Наблюдаемые различия в морфологии кристаллов обусловлены видимо особенностями минералообразующей среды.

	SiO ₂	TiO ₂	ThO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta₂O₅	Al ₂ O ₃	TR ₂ O ₃	
							-	
1	0,36	37,22	0,23	15,14	0,60	0,35	32,49	
2	~	37,32	1,13		13,19	_	33,97	
3	0,83	38,10	0,30	14,29	0,69	0,53	24,58	
4	1,00	38,50	_	12,00	0,99	_	32,50	
5	2,00	38,45	1,00		11,40	2,25	28,80	
6		41,60	_	6,00	_		25,00	
7	-	40,00	_	13,16	_	_	24,17	
8	0,38	30,44	1,42	19,46	0,48	0,52	24,11	
9	0,89	41,52	0,81	6,82	0,08	2,80	23,40	
10	_	44,84	_	7,91	_	0,19	25,63	
11	0,35	36,14	0,26	21,40	0,36	0,30	27,73	

Таблица 23. Химический состав (в мас.%) лопарита и ниоболопарита

Аналитики О.Г. Унанова (1,11), М.Е. Казакова (2, 3, 6), А.В. Быкова (4, 7) В.А. Молева (5), Г.Е. Черепиевская (8), **3.**Т. Катаева (9), Т.И. Голованова (10).

Примечание. Лопариты: 1 — пегматитовая жила в сланцах, вблизи железнодорожной ст. Хибины, плотность 4,79, а. (А), =3,897 [29]; 2 — фениты [33]; 3 и 4 подножье горы Юмьечорр; 3 — фенит по базитам; 4 — то же альбитизированный [37]; 5 — Полиминеральная жила горы Юкспор [29]; 6—9 — из пород, образовавшихся при магматическом замещении ксенолитов кровли; 6 — полевошпатовый мельтей-

Таблица	24.	Состав	редких	земель в	лопарите	и нио	болопарите
---------	-----	--------	--------	----------	----------	-------	------------

№№ анали-	TR ₂ O ₃		Атом	иные % от	суммы TR		
38	мас.%	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd
1	32,49	29,1	55,7	3,5	11,4	0,3	· _ I
2	26,67	34,0	50,1	4,8	10,9	0,2	_
3	26,12	29,3	59,6	4,0	6,2	0,3	0,1
4	33,37	31,1	54,5	5,3	8,7	0,3	0,1

* $\Sigma TR_{Ce} = La + Pr + Nd$

Аналитики Г.М. Варшал, В.И. Павлуцкая [5].

П и м е ч а н и е. Лопариты: 1—3 — из пегматитов нефелин-сиенитового состава

В роговиках вмещающих пород в пределах массива пирохлор отмечается в крупном останце, зажатом между трахитоидными хибинитами и рисчорритами. Здесь он установлен в виде мельчайшей вкрапленности в полевошпатовой жиле (интервале 201—206 м, скв. 557) и в апатит-эгириновом прожилке (интервал 1107 м, скв. 659А).

Проведено изучение состава акцессорного пирохлора, отобранного из пегматитов в южной части экзо- и эндоконтактовой зоны. Обнаружены вариации в содержании Na₂O, CaO, UO₃, Nb₂O₅, Ta₂O₅ в зависимости как от условий образования, так и последующих изменений минерала (см. табл. 25, ан. 1–10). По отношению к двум известным анализам этого минерала в Хибинах: из пегматитов в лявочоррите (см. табл. 25, ан. 11) и рисчорритах (см. табл. 25, ан. 12) [29], он характеризуется наличием TR₂O₃ (от 4,52 до 5,27 мас.%), высокими содержаниями UO₃ (11,88 против 4,03 мас.%) и TiO₂ (12,89 против 7,48–8,52%).

Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
0,14	-	2,20	، 0,88	10,00	0,14	-	99,75
0,97	0,15	4,18	_	9,11	Сл.	0,30	100,32
2,61	0,60	5,87		10,29	0,84	0,26	99,79
0,31	-	4,97	0,30	8 ,18	-	1,10	99,85
	0,16	4,00	2,25	9,40	0,06	0,12	99,89
2,40	_	13,00	-	12,35	_	_	100,35
1,31	-	12,35	0,95	6,81		0,85	99,60
0,77	0,17	11,24	2,34	8,49	0,26	0,28	100,36
0,34	0,50	6,46	10,36	6,68	0,27	—	100,93
0,86	_	9,23	2,57	8,38	0,06	_	99,67
0,13	-	1,95	0,42	10,57	0,09	_	99,70

гит — среди фенитов (месторождение Партомчорр); 7— гнейсовидные мельтейгит-ийолиты (месторождение Расвумчорр); 8 — полевошпатовые ийолиты (месторождение Ньоркпахк); 9 — гнейсовидные астрофиллитовые рисчорриты (гора Чиврньюп) [37]; 10 — фениты скв. 618, интервал 1030 м, зондовый анализ (данные автора). Ниоболопариты; 11 — рибекит-полевошпатовая жила в сланцах, вблизи железнодорожной ст. Хибины [29].

		ΣTR^*_{Ce}	Ce/La				
Dy	Ho	Er	Ti	Yb	Lu		
-				_	- -	99.7	1,9
—	_	-	_	-	_	99,8	1,5
-	-	-	_	_	-	99,1	2,0
-		_	_		-	99,6	1,8

в сланцах, вблизи железнодрожной ст. Хибины (1—ан.1, табл.23); ниоболопариты: 4 из рибекит-нефелин-полевошпатового пегматита, там же (ан. 11, в табл. 23), определены методом хроматографии на бумаге.

Получены ИК-спектры проанализированных образцов (см. табл. 25, ан. 1–10) (аналитик Е.С. Рудницкая). Согласно Л.С. Солнцевой (1978 г.), ИК-спектры малоизмененных образцов пирохлора характеризуются полосами (в см⁻¹): 1100–1070; 910–870; 700; 600; 425. Из исследованных хибинских образцов к ним наиболее близок ИК-спектр соответствующий ядру кристалла (см. табл. 25, ан. 1). В области валентных колебаний гидроксилов фиксируется широкая полоса с максимумом 3400 см⁻¹, а в области деформационных колебаний гидроксилов — полоса 1630 см⁻¹. Наличие этих полос свидетельствует о том, что образец содержит молекулярную воду.

На ИК-спектре каймы (см. табл. 25, ан. 2) наблюдается, по существу одна широкая размытая полоса со слабо намеченными максимумами в области 1100 и 860 см⁻¹ и на 700 см⁻¹, максимум 425 см⁻¹ исчезает полностью. Полосы молекулярной воды проявлены четко. Размытая форма по-

№№ ана- лиза	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	BaO	MnO	Fe ₂ O* ₃
1	6.66	7 0.3	0.03	12.95	/ Не обн.	0.03	0.06
2	_	0.36	Не обн.	2,95	0,86	0,30	1,07
3	7,65	Не обн.	0,07	17,27	Не обн.	Не обн.	0,01
4	2,05	0,04	0,09	10,55	0,75	0,07	1,21
5	1,48	0,11	0,10	9,04	0,86	0,05	1,21
6	1,74	0,11	0,16	8,30	0,98	0,08	1,33
7	6,52	0,03	0,06	12,57	Не обн.	Не обн.	0,03
8	6,46	Не обн.	Не обн.	13,61	Не обн.	Не обн.	Не обн.
9	0,51	Не обн.	Не обн.	13,00	Не обн.	Не обн.	Необн.
10	0.05	0,08	Не обн.	5,75	Необн.	1,83	Не обн.
11	6,34	0.73	0,53	14,90	0,74	Не обн.	0,20
12	6,83	0,97	Не обн.	13,17	_	Не обн.	1,79

Таблица 25. Химический состав (в мас.%) пирохлора

№№ анализа	Ta₂O₅	H ₂ O ⁺	H _s O⁻	F	-O=F ₂	Сумма
1	3,60	-	-	-	-	97,94
2	3,85	6,51**	_	_	_	100,00
3	1,10	4,61**	_	_	_	100,00
4	3,86	_	-	_	_	99,68
5	3,98	_	_	_	_	101,25
6	3,98	_	_	-	-	101,28
7	2,69	_	_	_	_	100,15
8	1,94	_	—	_	_	99,66
9	1,73	7,54**	_	_	_	100,00
10	1,06	11,20**	_	_	_	100,00
11	2,04	0,98	0,16	2,50	1,05	99,45
12	1,96	1,65	0,52	4,80	1,60	100,25

Аналитики А.И. Цепин (1–10), М.Е. Казакова (11), Т.А. Бурова (12)

* Рассчитано как Fe₂O₃.

** Рассчетная.

П р и м е ч а н и е: 1–10 — зондовые анализы: 1 — из пегматитов в мелкозернистых эндоконтактовых нефелиновых сиенитах, ядро; 2 — то же, кайма; 3 — из полевошпатового пегматита (район Пирротинового ущелья); 7–10 — из альбитизированных пегматитов (район Пирротинового ущелья); 11 — из пегматита в лявочоррите; 12 — из пегматитов в рисчоррите; в сумму входят также $Al_2O_3 = 0.48\%$, SrO -2.93, PbO = 0.85%

лосы этого образца говорит о глубоком изменении его структуры, соответствующем метамиктному состоянию.

ИК-спектр образца из полевошпатового пегматита (см. табл. 25, ан. 3–6) значительно отличается от описанного выше ИК-спектра ядра. По-видимому, в этом образце структура сильно нарушена или совсем не сохранилась, полосы молекулярной воды отсутствуют.

Картины ИК-спектров пирохлора из альбитизированного пегматита напоминают характер изменений, наблюдаемых при метамиктном изменении этого минерала. Анализ полученных ИК-спектров показывает, что по мере увеличения воды в минерале отдельные максимумы размываются и исчезают совсем, т.е. все изученные образцы находятся в полуметамиктном или метамиктном состоянии.

Геологическая позиция и аналитические данные позволяют предполо-

Ce ₂ O ₃	La, O,	Nd ₂ O ₃	SiO ₂	TiO,	UO,	Nb ₂ O,
			-	-		
-	1.00	0.77	1	10.12	10.05	+
2,62	1,23	0,77	-	10,12	10,65	49,22
3,07	1,17	0,77	-	11,22	11,88	56,01
1,22	0,83	0,46	0,12	10,10		55,96
3,55	1,41	1,24	1,90	12,09	10,39	50,42
3,21	1, 3 6	0,88	1,93	12,89	11,62	52,53
3,17	1,34	1,03	2,24	12,89	11,48	52,45
2,58	1,09	0,80	Не обн.	11,31	13,34	49,03
2,71	1,20	0,70	Не обн.	11,26	9,06	52,72
2,60	1,15	0,68	Не обн.	10,41	9,05	53,33
3,09	1,44	0,74	0,38	10,74	6,46	57,18
1,09	1,09	1,0 9	0,74	8,52	-	61,05
-	-	-	1,76	7,48	4,03	52,63

жить, что образование пирохлора происходит как в конце процесса пегматитообразования, так и в процессе альбитизации и эгиринизации. В гипергенном процессе минерал легко изменяется: из него выносятся натрий и кальций (см. табл. 25, ан. 2, 9, 10).

Бетафит (U, Ca) (Nb, Ta, Ti)₃O₉ · *n* H₂O установлен в нефелин-полевошпатовых фенитах по гнейсам в районе северо-восточных склонов горы Намуайв в виде мелкой вкрапленности неправильных и мелкопризматических зерен. Диагностирован по рентгенограмме [33, 38].

Фергюсонит (V, Er, Ce, Fe) (Nb, Ta, Ti)O₃ установлен в нефелинполевошпатовых фенитах по гнейсам на северо-восточных склонах горы Намуайв. Встречается совместно с бетафитом. Диагностирован по рентгенограмме [33].

Эшинит (Се, Са, Th) (Ti, Nb)₂O₆ обнаружен в сапфироносных пегматитах. Диагностирован по рентгенограмме Ю.П. Меньшиковым [14].

Минерал типа циркелита (Ca, TR) (Zr, Ti, Nb)₂O₆. В виде микроскопических включений в герцините из ильменит-герцинитового обособления в керне скв. 558, в интервале 698 м, наблюдался минерал, образующий тонкие субграфические срастания с герцинитом и ильменитом [44, 48]. Размеры отдельных индивидов до 0,05 мм. В отраженном свете он светло-серый с отчетливо голубоватым оттенком, изотропный, твердый, полируется хорошо. Отражательная способность его чуть выше отражательной способности герцинита и ниже титаномагнетита, R = 13,9%(измерено на ПИОР Л.Н. Вяльсовым), вычисленный показатель преломления 2,19. Микротвердость исследуемого минерала $H_{cp} = 551$ кг/мм² при нагрузке 50 г; он рентгеноаморфен.

Состав и структура минерела изучались в отдельных зернах в полированных шлифах из микроколичеств вещества. Микроспектральный лазерный анализ показал присутствие в нем Nb, Ti, Zr (очень сильные линии), Be, Y, Mn, Mg, Fe (сильные), Ca, Si (средние), AI, La (слабые), что свидетельствует о его сложном составе.

Методом сканирования на микрозонде MS-46 "Сатеса" (аналитик И.П. Лапутина) установлено присутствие и равномерное распределение в минерале La, Ce, Pr, Nd, Y, Ti и Nb, Mn, Ca (см. табл. XII, на вкл.).

По предварительным данным описываемый минерал можно условно отнести к сложным окислам циркония, титана и ниобия типа полимигнита [29]. Минерал типа циркелита обнаружен в сапфироносном пегматите г. Кукисвумчорр (Шлюкова и др., 1985). Изучением на микрозонде MS-46 "Сатеса" Т.И. Головановой установлен следующий его состав (среднее из 4-х зерен) (в мас.%): SiO₂ – 0,36; ZrO₂ – 23,37; HfO₂ – 0,17; ThO₂ – 7,17; TiO₂ – 18,79; Nb₂O₅ – 13,44; Ta₂O₅ – 0,16; Ce₂O₃ – 6,08; La₂O₃ – 1,88; Pr₂O₃ – 0,52; Nd₂O₃ – 2,56; Y₂O₃ – 3,41; FeO – 10,21; MnO – 1,25; CaO – 3,64. Сумма 93,00.

Силикаты

Гранаты. В контактовых образованиях встречаются альмандин и шерломит. Альмандин найден автором в биотит-полевошпатовых обособлениях в роговиках, вскрытых на контакте трахитоидных хибинитов с рисчоритами в скв. 554, в интервале 893,5 м [42]. Изученный образец наблюдается в виде плохо выраженных темно-красных кристаллов до 0,5 см в поперечнике. Его химический состав (в мас.%): SiO₂ – 36,16; TiO₂ – 0,00; Al₂O₃ – 21,04; Fe₂O₃ – 4,00; FeO – 27,00; MnO – 8,15; MgO – 2,00; CaO – 0,60; Na₂O – 0,18; K₂O – 0,26; SrO – 0,0002; TR₂O₃ – 0,014; P₂O₅ – 0,08; ZnO – 0,05; сумма 99,53 (аналитик Л.П. Некрасова). Плотность 3,92. Расчет анализа приводит к следующей формуле: (Fe¹_{1.84} Fe³_{0.24} Mn_{0.56} Mg_{0.24} Ca_{0.05} Na_{0.03} K_{0.02} Zn_{0.003})_{2,9} Al₂Si₃O₁₂.

Состав редкоземельных элементов, определенный методом хромотографии на бумаге В.И. Павлуцкой, следующий (% от суммы TR): Се — 32,88; Dy — 48,28; Er — 18,82; содержание иттрия по отношению к сумме редкоземельных элементов 70,84%.

Шерломит обнаружен в сапфироносном пегматите на горе Кукисвумчорр в виде мелких, черных, хорошо образованных кристаллов ромбододекаэдрического облика. Диагностирован по рентгенограмме (Шлюкова и др., 1985).

Эпидот Ca₂/Fe, Al₃//SiO₄//Si₂O₇/O(OH) отмечен Б.М. Куплетским микроскопически как вторичный в пирротинсодержащих породах горы Рисчорр, а также изредка в хибинитах гор Тахтарвумчорр и Вульяврчорр [28]. Кроме того, он найден автором в альбитовом обособлении в гнейcax [42], вблизи контакта их с хибинитами, на северных склонах горы Северный Лявочорр, где минерал присутствует в виде прозрачных призматических кристаллов светло-зеленого цвета до 1 см в длину. Плотность 3,28. Межплоскостные расстояния описываемого образца тождественны эталонным.

Полуколичественным спектральным анализом в эпидоте обнаружены (в мас.%) : Ca, Si, AI, Fe — целые; Mn, Na, Sr — десятые; V, Ti, Mg — сотые; Pb, Nb, Ga, Ge, Zr — тысячные доли %.

Топаз Al₂/SiO₄/(F, OH)₂ установлен в Хибинском массиве Ю.П. Меньшиковым [14]. Указанный минерал встречается в кварцитоподобных слюдистых роговиках в ассоциации с корундом, нефелином, альбитом и флюоритом и в некоторых корундоносных пегматитах, вместе с мусковитом, гранатом, хризобериллом и др.

Андалузит Al₂/SiO₄/O типичен для глиноземистых роговиков, залегающих на контактах между различными разностями нефелиновых сиенитов, а также для корундоносных пегматитов, локализованных в этих роговиках [22, 24, 26]. Автором андалузит наблюдался в сапфироносном пегматите на горе Кукисвумчорр, где он представлен мелкими столбчато-призматическими кристаллами розовато-коричневой окраски. Диагностирован по рентгенограмме.

Силлиманит AI/AISiO₅ / — встречается вместе с андалузитом в

ороговикованных сланцах, слагающих останцы вмещающих пород. Последние широко распространены в фойяитах, вблизи их контакта с перекристаллизованными нефелиновыми сиенитами и рисчорритами, а также в крупном останце, зажатом между трахитоидными хибинитами и рисчорритами [29].

Пектолит Ca₂Na/Si₃O₈/(OH)/. Крупные скопления минерала встречены в гидротермальном прожилке кварц-кальцит-пектолитового состава, залегающем в протерозойских сланцах с южной стороны массива, вблизи их контакта с нефелиновыми сиенитами (Пирротиновое ущелье). Пектолит в указанном прожилке образует тонковолокнистые плотные радиально-лучистые скопления диаметром от 1,5 до 5 см, похожие на подобные же агрегаты натролита. Наблюдается тесная ассоциация его с диопсид-геденбергитом.

Химический состав рассматриваемого минерала близок теоретическому составу пектолита (в мас.%): SiO₂ – 53,76; Al₂O₃ – следы; Fe₂O₃ – 0,52; MnO – 0,13; MgO – следы; CaO – 33,52; Na₂O – 9,38; K₂O – 0,1; H₂O^{*} – 3,06; сумма 100,47 (аналитик В.А. Молева) и отвечает формуле Ca₂Na(Si₃O₈OH). Имеющийся незначительный излишек H₂O лежит в пределах ошибки химического анализа.

Инфракрасный спектр поглощения данного образца, снятый Е.В. Власовой, подтверждает существование в его структуре волластонитовой цепи с заменой одного кислорода на гидроксил (Si₃O₈OH). В области 500-700 см⁻¹ в ИК-спектре присутствуют три полосы валентных симметричных колебаний Si-O-Si: 533, 645 и 670 см⁻¹. Полосы 2800-2900 см⁻¹ свидетельствуют о присутствии гидроксильных групп с сильными водородными связями. Полосы молекулярной воды в спектре отсутствуют.

Пектолит кристаллизовался в условиях повышенной щелочности под воздействием гидротермальных растворов на богатые кальцием протерозойские сланцы. В Ловозерском массиве пектолит является типоморфным минералом фенитов. В пределах Хибин обращает на себя внимание широкое развитие его в пегматитах и гидротермальных жилах, в пределах глубокоизмененных пород останцов вмещающих пород (горы Юкспор, Эвеслогчорр). Б.М. Куплетский и О.А. Воробьева рассматривали это как признак, указывающий на ассимиляцию щелочной магмой богатых кальцием пород [24].

Содалит Na₈/AlSiO₄/₆ (Cl, S)₂ часто встречается в контактовых образованиях. Особенно он характерен для сапфироносных пегматитов и ортоклазовых прожилков с корундом. В сапфироносных пегматитах встречается розовый до малинового, а также фиолетовый и голубой содалит. При микровизуальном исследовании розового содалита (гора Кукисвумчорр) выявлено присутствие в нем разнообразных включений: первичных, среди которых преобладают существенно газовые (газа до 60-70%) и газово-жидкие, и вторичных, по-видимому углеводородов желтоватого, бурого и темно-коричневого цвета, шаровидной, овальной, реже удлиненной формы, приуроченных к трещинкам различной ориентировки. Температура гомогенезации первичных включений около 400°С. Содалит образует некрупные гнезда в измененном полевом шпате в пегматитовых жилах в эндоконтактовой зоне массива. Мономинеральные прожилки голубого содалита часто секут фенитизированные роговики, вскрытые скважинами в районе оз. Малый Вудъявр и на Партомчоррском апатитовом месторождении.

Канкринит $Na_6Ca_2(Al_6Si_6O_{24}/(CO_3) \cdot 3H_2O$ встречается часто, но в незначительных количествах. Он замещает нефелин.

Титаносиликаты

Кальциевый ринкит (Ca, TR, Na)₃ (Ti, Nb) (Si₂O₇) (O, OH, F)₂. Рассматриваемый минерал является типоморфным минералом пегматитовых жил, залегающих в глубоко преобразованных реликтах вмещающих пород рамы. Кальциевый ринкит установлен в полиминеральной жиле горы Юкспор и на горе Эвеслогчорр [28, 29]. В Полиминеральной жиле он образует небольшие по мощности прожилки в висячем боку жилы и в центральных ее частях, выделяясь в виде мелких длиннопризматических или игольчатых кристаллов, собранных в спутанно-волокнистые и радиально-лучистые агрегаты. Он ассоциирует с волокнистыми разностями эгирина, сфена и пектолита, с ферсманитом, апатитом, галенитом, натролитом. В сходной ассоциации кальциевый ринкит обнаружен и на горе Эвеслогчорр.

Химический состав кальциевого ринкита характеризуется высоким содержанием фтора (от 5,50 до 9,16%), содержание TR_2O_3 не превышает 6,70%, а CaO — 38,95% (табл. 26).

Минерал триклинный. Пространственная группа РІ. Для образца с горы Юмъечорр определен только параметр $c_0 = 7,34$ Å [29]. По морфологии кристаллов, оптическим свойствам и структуре кальциевый ринкит близок ринкиту.

ИК-спектр хибинского кальциевого ринкита характеризуется широкой основной полосой с тремя очень слабо выраженными максимумами при 1015, 950 и 845 см⁻¹; по своему положению эти максимумы близки к полосам, установленным в спектре ринкита (ринколита). Кроме того, на коротковолновом плече наблюдаются два слабых максимума при 590 и около 660 см⁻¹.

Межплоскостные расстояния кальциевого ринкита близки к таковым для ринкита, однако первый дает линии на порошкограмме без прокаливания. Кристаллизация описываемого минерала происходила в богатой кальцием и фтором среде.

Ринкит (ринколит, ловчоррит) $N_{a}(Ca, Na)_{2}(Ca, TR)_{4}$ (Ti, Nb) $(Si_{2}O_{7})_{2}$. Ринкит — один из самых характерных минералов Хибинского массива — встречается в пегматитах нефелин-сиенитового состава в экзо-контактовой зоне, а также в фенитах.

Ловчоррит встречен в основном в эгирин-полевошпатовых жилах в архейских гнейсах в северо-восточной и восточной частях внешней зоны. Обычно в этих жилах он наблюдается в виде гнездообразных выделений (5--6 мм) или образует неправильные, прерывистые, тонкие прожилки мощностью в несколько миллиметров.

Крупные пластинчатые $(0,1 \times 2 \times 3 \text{ см})$ кристаллы измененного ринколита развиты в пегматитовой жиле, локализованной в зеленых сланцах протерозойского комплекса Имандра-Варзуга вблизи железнодорожной ст. Хибины. Во вмещающих эту жилу породах вдоль контакта с жилой наблюдаются игольчатые кристаллы ринколита, ориентированные параллельно линии контакта. В жиле ринколит ассоциирует с аномально щелочным амфиболом, ниоболопаритом, зеленым флюоритом, апатитом и другими минералами. Окраска его неравномерная: от темно- до светлобурой. Плотность светлоокрашенной разности 3,00, темноокрашенной --3,03. Показатели преломления: ng = 1,682; np = 1,642. Химический состав (в мас.%) : SiO₂ - 27,71; TiO₂ - 10,05; ZrO - 0,19; PbO - 1,07; ThO - не определялся; Nb₂O₅ - 3,37; Ta₂O₅ - 0,11; TR₂O₃ - 25,89; Fe₂O₃ - не обнаружено; MnO – 0,37; MgO – 0,06; CaO – 15,95; SrO – 0,35; Na₂O – 1,60; K₂O - 0,19; H₂O⁺ - 7,41; H₂O⁻ - 2,80; CO₂ - 1,89; F - 2,00, сумма с вычетом фтора – 100,47 (аналитики Г.А. Арапова, Ю.С. Нестерова). 58

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	28,35	29,78	34,15	32,34	31,07	29,82
TiO2	11,17	12,49	8,94	8,74	9,30	9,77
ZrO ₂	0,38	0,35	0,19	0,19	0,14	0,90
Nb ₂ O ₅	2,46	-	3,83	3,36	4,66	4,30
Ta ₂ O ₅		_	0,04			0,11
Al ₂ O ₃	2,69	2,16	0,83	0,45	Не обн.	0,46
TR ₂ O ₃	2,28	Не обн.	5,14*	1,84	2,45	3,88
Fe ₂ O ₃	0,34	0,40	0,22	0,02	0,30	0,27
MnO	0,70	2,10	0,26	0,62	0,42	0,07
MgO	0,35	Сл.	0,13	0,04	0,06	0,19
CaO	38,53	38,32	36,23	38,95	37,14	36,41
SrO	1,62	1,28	0,73	0,87	1,33	1,42
Na ₂ O	6,10	6,44	5,14	6,32	7,37	7,33
K ₂ O	0,22	0,48	0,69	0,09	0,15	0,13
H ₂ O ⁺	0,59	0,14	0,40	0,57	0,20	0,64
H₂O⁻	0,10	1,02	-	0,04	0,38	0,06
F	6,40	7,23	5,50	9,16	8,20	6,70
Сумма	102,28	102,19	102,79	103,74	103,17	102,46
-0=F ₂	-2,69	-3,04	-2,32	3,85	-3,47	-2,80
	99,59	99,15	100,47*	99,88**	99,70	99,66
Плотность	3,145	3,11	-	3,11	_	3,10
ng	1,653	1,657	-	1,659	-	-
n _p	_	1,654	-	1,653	-	_
$n_g - n_p$	0,006	0,008	-	0,008	-	-

Таблица 26. Химический состав (в мас.%) и свойства кальциевого ринкита

Аналитики М.Е. Казакова (1), И.Д. Борнеман-Старынкевич (2, 3), П. Оямпера (4), Ю.С. Нестерова, Г.А. Арапова (5), Т.А. Бурова (6). *В цифру ТR₂O₃ входит 0,44% Y₂O₃.

**В сумму анализа входит 0,14% FeO.

Примечание. Место взятия образцов: 1-5 - полиминеральная жила горы Юкспор; 6 - гора Эвеслогчорр [29].

По данным рентгеноспектрального анализа, оптическим свойствам и химическому составу рассматриваемый минерал соответствует гидротермально измененной разности.

Минералы группы астрофиллита. В контактовых образованиях обнаружены астрофиллит К₄ Na₂ Fe₁₃ Ti₄ (Si₁₅ AI)O₅₀ (OH, F)₁₁ и куплетскит K₄Na₂ (Mn₉Fe₃Mg)Ti₄ (Si₁₅Al)O₅₀ (OH, F)₁₁.

В экзоконтактовой зоне астрофиллит прослежен в альбитизированных пегматитах нефелин-сиенитового состава, залегающих в зеленокаменных протерозойского возраста. Особо примечательны кристаллы породах астрофиллита, обнаруженные в альбитизированной арфседонит-микроклиновой жиле в Пирротиновом ущелье (табл. 27, ан. 1). Астрофиллит здесь образует крупные скопления плохо образованных пластинчатых кристаллов, размеры отдельных индивидов достигают 2 × 5 × 3 см; хорошо образованные кристаллы встречаются иногда в альбите. Он ассоциирует с мелкозернистым альбитом, пирохлором и флюоритом [29, 42].

Куплетскит, марганцевый аналог астрофиллита, найден в экзоконтактовой зоне вблизи железнодородной ст. Хибины (см. табл. 27, ан. 2) и в фенитах (см. табл. 27, ан. 3-4), приуроченных к контакту трахитоидных хибинитов с рисчорритами, вскрытых скв. 618 [7].

Компоненты	1	2	3	4
SiO,	35,10	34,35	37,37	35,49
TiO,	10,67	9,80	11,79	11,59
ZrO ₂	2,22	2,97	Не опр.	Не опр.
Nb, O,	0,64	2,46	.,	
Ta, O,	0,10	Не опр.	,,	
ALO	2,02	1,33	1,10	0,76
Fe, O,	Не обн.	4,37	10.04	1 4 7 1
FeO	28,24	10,10	13,64	14,71
MnO	5,56	17,75	19,58	17,93
MgO	1,50	1,50	2,75	3,03
CaO	1,58	1,30	1,48	1,66
SrO	0,05	_	Не опр.	Не опр.
Li, O*	0,0199	0,0525		.,
Na, O	2,33	3,23	3,87	3,59
к,о	6,07	4,68	6,41	6,43
Rb, 0*	0,2226	1,06	Не опр.	Не опр.
Cs, 0*	0,0426	0,224	"	
H,O+	3,12	3,08		
H,0-	Не обн.	0,00		<i></i>
F	1,24	0,35		
Сумма	100,73	100,28	97,99	95,20
$-0 = F_{2}$	0,52	0,14	_	_
Сумма	100,21	100,14	-	_

Таблица 27. Химический состав (в мас.%) астрофиллита и куплетскита

Аналитики Н.И. Забавникова (1), Л.П. Царева (2), Т.И. Голованова (3, 4).

 *Щелочи определены С.И. Гундиенковой, стронций — Г.Е. Каленчук, фтор — В.В. Даниловой.

Примечание. 1 — астрофиллит из альбитизированного пегматита в сланцах Пирротинового ущелья [29]; куплетскит: 2 — из альбитизированного пегматита нефелин-сиенитового состава, западные экзоконтакты (в сумму анализа входит: ZnO — 0,91%, PbO — 0,27, TR₂O₃ — 0,50% [29], 3, 4 — из фенитов скв. 618, глубина 1043 м (зондовый анализ).

В экзоконтактовой зоне куплетскит встречается в альбит-эгириновых участках жилы (вблизи ее контакта с зелеными сланцами) в виде плохо образованных темно-коричневых кристаллов размером от 0,5 до 1 см. Последние обычно расположены среди крупнокристаллических агрегатов альбита, реже — среди измененного красноватого нефелина и волокнистого эгирина. С ними ассоциируют пирофанит, ловенит, лопарит, марганцево-редкоземельный эвдиалит.

В нефелин-полевошпатовых фенитах куплетскит наблюдается в заметных количествах, являясь второстепенным минералом. Интересно заметить, что указанные породы по облику похожи на разгнейсованные мелкозернистые астрофиллитовые нефелиновые сиениты контактовой зоны между фойяитами и рисчорритами, которые являются фенитами по основным породам [29, 37]. Куплетскит представлен мелкими слюдоподобными выделениями морковно-красного цвета. Вместе с ним встречаются халькопирит, пирротин и другие минералы.

У астрофиллита и куплетскита из экзоконтактов массива (см. табл. 27, ан. 1, 2) плеохроизм очень слабый. Минерал двуосный (положительный), $2V = 70-74^\circ$; плоскость оптических осей перпендикулярна (001); Ng = a; Np перпендикулярен (001); $bNm = 13^\circ$ (в тупом углу γ), удлинение 60 положительное; $n_g = 1,738-1,755$; $m \sim 1,705$; $n_p = 1,691-1,714$; $n_g - n_p = 0,041-0,047$.

Межплоскостные расстояния астрофиллита и куплетскита индентичны. Минерал триклинный, пространственная группа *PI*. Параметры элементарной ячейки астрофиллита и куплетскита (табл. 22, ан. 1, 2) соответственно равны: $a_0 = 5,34$ и 5,37; $b_0 = 11,81$ и 11,85; $c_0 = 11,50$ и 11,75Å; $\alpha = 67^{\circ}15'$ и 66°45'; $\beta = 84^{\circ}30'$ и 85°10'; $\gamma = 103^{\circ}04'$ и 103°09' (по З.В. Врублевской); Z = 1.

Исследование ИК-спектров этих минералов позволило выявить особенности их структуры и оценить влияние различного катионного состава с преобладанием железа в астрофиллите и марганца в куплетските на колебания конденсированных в слой-кольчуге диортогрупп Si₂O₇ и Ti в искаженных октаэдрах [7].

Кристаллизация обоих минералов в пегматитах происходила в процессе альбитизации, при этом в каждом конкретном случае сказывался химизм вмещающих пород. Унаследованность химизма вмещающих пород наблюдается и при фенитизации [7, 42, 43].

наблюдается и при фенитизации [7, 42, 43]. Ч е в к и н и т (TR, Ca)₄ (Ti, Fe²⁺, Fe³⁺)₅ (Si, Al)₄O₂₂ в Хибинском массиве встречен только однажды — в экзоконтактовой зоне, в эгирин-полевошпатовой жиле, залегающей в сланцах комплекса Имандра—Варзуга [46]. Он представлен единичными плохо образованными кристаллами призматического облика размером (0,2 × 1,0) см, самый большой из них имея 0,7 см в поперечнике и 1,5 см в длину. Кристаллы чевкинита расположены на стыках кристаллов полевого шпата и нефелина в эгирин-альбитизированных участках жилы. С чевкинитом ассоциируют ловенит, бритолит, эвдиалит, катаплеит, куплетскит, циркон, лопарит.

Цвет минерала черный, блеск смоляной. Твердость 5–5,5 (по шкале Мооса). Излом неровный, спайность отсутствует. Плотность 4,72. В проходящем свете чевкинит полупрозрачен или почти непрозрачен, плеохроирует от черного по Ng до бурого цвета по Np, двуосный, отрицательный, двупреломление низкое, локально изотропен. Показатель преломления изотропных участков $n \sim 1,93$ (измерен в фосфорных жидкостях). В полированных шлифах чевкинита наблюдаются красноватые внутренние рефлексы; отражательная способность минерала низкая, близкая к отражательной способности эгирина. В инфракрасных лучах в области 0,8–1,3 мкм прозрачен. ИК-спектр хибинского чевкинита соответствует ИК-спектрам чевкинита, находящегося в метамиктном состоянии [46].

Термограмма хибинского чевкинита обычная для этого минерала. На ней фиксируется экзотермический эффект в интервале 800–900°С, обусловленный переходом минерала из метамиктного состояния в кристаллическое.

Химический состав изученного образца (в мас.%): SiO₂ – 18,74; TiO₂ – 16,81; ThO₂ – 0,85; ZrO₂ – 0,36; Nb₂O₅ – 0,11; Ta₂O₅ – 0,08; Al₂O₃ – 0,35; La₂O₃ – 21,26; Ce₂O₃ – 23,81; Pr₂O₃ – 0,37; Na₂O₃ – 2,68; Fe₂O₃ – 2,13; FeO – 6,83; MnO – 2,71; MoO – 1,09; CaO – 0,43; Na₂O – 0,35; K₂O – 0,15; H₂O – 0,24; сумма – 99,35 (аналитик Т.А. Бурова). Состав TR – цериевый (аналитик Г.М. Варшал). Расчет анализа на химическую формулу привел к следующим результатам: (TR_{3,69} Th_{0,04} Na_{0,14} Ca_{0,09} K_{0,04})_{4,00} (Ti_{2,60} Zr_{0,04} Nb_{0,07} Ta_{0,03} Fe²⁺_{0,33} Fe³⁺_{0,20} Mn_{0,40} Mg_{0,34})_{5,00}(Si, Al)_{4,00} (O_{21,08} (OH)_{0,92})₂₂. По химическому составу он отличается от известных в литературе чевкинитов пониженным содержанием CaO (0,43% против 1,43–5,50%) и повышенным содержанием редкоземельных элементов (48,12% против 38,02–45%). Этим, очевидно, и объясняется его повышенная плотность (4,72 против 3,98–53).

Таблица 28. Символы и координаты граней кристаллов тундрита по Т.А. Яковлевой [29]

Символ	φ	ρ	Символ	φ	ρ
c(001)	62°25'	21°36′	m(110)	57°23'	90°00'
b(010)	0 00	90 00	I(0 31)	15 11	53 17
a(100)	83 14	90 00	f(011)	32 23	33 14
n(130)	30 44	90 00	t(201)	75 55	47 48

Таблица 29. Химический состав (в мас.%), плотность и оптические свойства тундрита

Компоненты	Хибинский мас- сив 10,21	Ловозерский массив 9,67	Массив Илимаусак	
SiO ₂			10,98	10,15
TiO	10,29	12,65	11,21	10,14
ThO	0,20	0,81	_	0,70
Nb ₂ O ₅	4,90	2,90	6,09	4,26
Al ₂ O ₃	Не обн.	_	_	_
TR ₂ O ₃	50,96	46,75	48,78	49,92
Fe ₂ O ₃	0,24	0,71	1,00	0,46
FeO	0,00		_	-
MnO	0,00	_	_	_
MgO	Сл.	-		_
CaO	1,26	3,20	0,97	0,74
SrO	Не обн.	_	_	_
Na₂O	6,92	6,20	7,08*	6,25
κ₂Ο	0,36	-	_	1,31
H ₂ O ⁻	Не обн.		0,24	1,48
H₂O⁺	3,75	15,12 ² *	1 3,6 5°*	13,37²*
COa	10,85	-	_	-
so,	Не обн.	-	-	_
Сумма	99,94	98,01	100,00	98,78
Плотность	4,09	3,70	4,02	_
ng	1,880	1,88	1,08	_
np	. 1,761	1,743	1,731	_
2V,°	90		_	

Аналитик М.Е. Казакова.

*Вычислено по разности.

² *Потеря при прокаливании.

Образование чевкинита связано с процессами минералообразования, протекавшими в зоне взаимодействия нефелиновой магмы с вмещающими породами основного состава.

Тундрит (Na, K)_{3-x} (TR, Ca)₄ (Ti, Nb)₂/SiO₂/₂/CO₃/₃ · O₄ (OH) · 2H₂O, своеобразный силикат—карбонат, обнаружен в пегматите нефелин-сиенитового состава в западной части экзоконтактовой зоны [29]. Он ассоциирует с эгирином, высокощелочным амфиболом, ниоболопаритом, апатитом и виллемитом.

Он образует радиально-лучистые скопления (в диаметре 0,3—0,5 см) сильно уплощенных призматического облика кристаллов (см. табл. XIV, 2, на вкл.). Цвет их золотисто-зеленый с шелковистым блеском. Микроско-



Р и с. 6. Сдвойникованные кристаллы тундрита.

пически тундрит очень похож на акмит. Минерал хрупкий, легко раскалывается на пластинки, параллельные плоскости (010). Под микроскопом часто наблюдается вторая отдельность, перпендикулярная оси с под углом 86° к плоскости (010), по которой кристаллы расщепляются на субиндивиды, что проявляется в неоднородном, волнистом их угасании (см. табл. XIV, 3). В шлифах минерал имеет желтоватую окраску. Двуосный, положительный, 2V около 90°, $n_g = 1,880 \pm 0,003$; $n_p = 1,761 \pm 0,002$. Плоскость оптических осей (010); ось N_g параллельна удлинению.

Межплоскостные расстояния и интенсивности линий дебаеграммы хибинского образца надежно сопоставляются с d и / для тундрита из Ловозерского массива. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 7,560$; $b_0 = 13,957$; $c_0 = 5,040$ Å; $\alpha = 101^{\circ}07'$; $\beta = 70^{\circ}51'$; $\gamma = 100^{\circ}01'$.

Измерены кристаллы тундрита в рентгеновской установке (табл. 28). В результате тонкого двойникования кристаллов по (010) они имеют псевдоромбический габитус (рис. 6). В ИК-спектре тундрита четко фиксируются полосы, отвечающие колебаниям анионных группировок SiO₂ (510, 532, 650, 693, 900, 953 см⁻¹) и CO₃ (708, 720, 853, 1070, 1080, 1380, 1430, 1520 см⁻¹). В области 3000—3700 см⁻¹ выделяются очень слабая широкая полоса с центром 3400 см⁻¹ (H₂O) и слабая узкая полоса 3630 см⁻¹ (аналитик Е.В. Власова).

Как показало химическое изучение хибинского тундрита (навеска 700 мг), по содержанию основных компонентов его состав близок составу тундрита из массивов Ловозерский и Илимаусак (табл. 29). Однако в нем обнаружены углекислота в количестве 10,85% и всего 3,75% воды. Сумма этих двух компонентов (14,60%) сопоставима с количеством воды, указанной в анализах ловозерского и гренландского образцов, в которых, как оказалось, потеря при прокаливании была ошибочно принята за H₂O (анализы выполнялись из навесок меньше 100 мг).

Число атомов в элементарной ячейке хибинского тундрита рассчитано исходя из ее объема $486 \, {\rm \AA}^3$ и плотности (4,09). Формула имеет следующий вид: $(Na, K)_{3-x} (TR, Ca)_4 (Ti, Nb)_2 (SiO_4)_2 (CO_3)_3O_4 (OH) \cdot 2H_2O. Полуколичественным спектральным анализом в тундрите обнаружены следующие элементы — примеси: сотые доля процента — марганца, свинца, магния и алюминия, десятитысячные — меди. Состав редкоземельных элементов существенно цериевый (аналитик Г.Л. Васильева).$



Рис. 7. Кривые нагревания хибинского тундрита.

Результаты термического анализа хибинского тундрита хорошо согласуются с данными ИК-спектроскопии и химического анализа. На дериватографе из навески 202.6 мг одновременно записаны три кривые: ДТА дифференциальная кривая нагревания, ТГ — термогравиметрическая, ДТГ — дифференциальная термогравиметрическая, выражающая зависимость скорости потери от времени (математическая производная ТГ) (рис. 7). На ДТГ зарегистрировано четыре интервала потери веса: 150— 400°, 400— 600, 600—700 и 700—780°. В интервале она соспервом тавляет 0,8%, в следующем — 1,7%, в сумме это 2,50%, что соответствует количеству воды, отвечающему расчету химической формулы тундрита. В интервале 600-

700° потеря составляет 1%, а на кривой ДТГ появляется четкий небольшой эндотермический пик. Как правило, потеря, проходящая в узком температурном интервале, свидетельствует о наличии химических связей Ме–ОН, Me–CO₃ и т.д. Можно предположить, что в нашем случае этот эффект связан с удалением ОН. Основной эндотермический эффект на ДТА фиксируется в интервале 700–780°, на кривой ДТГ ему соответствует четкий пик, потеря веса составляет 10,4%. Очевидно, что этот эффект обусловлен процессом диссоциации и удаления CO₃-групп из структуры минерала.

Анализируя полученные результаты, можно предположить, что кристаллизация тундрита происходила из натровых растворов, насыщенных CO₂, в минералообразующей среде богатой редкими землями и ниобием. Данные, полученные для тундрита из разных щелочных массивов очень близки. Несмотря на сложность выведенных для него формул, по-видимому, этот минерал является соединением постоянного состава.

Цирконосиликаты

Циркон ZrSiO₄ часто встречается в контактовых образования Хибин, но заметных скоплений не образует. Он обнаружен в фенитах [33] и обычен в приконтактовых пегматитах сиенитового типа и в альбитизированных участках пегматитов нефелин-сиенитового состава (например, циркон отмечается в экзоконтактовой зоне в пегматите, залегающем в зеленых сланцах вблизи железнодорожной ст. Хибины) [42]. Кристаллы циркона в ассоциации со сфеном и флюоритом наблюдались автором в полевошпатовом пегматите в роговиках, вскрытых скважинами в районе оз. Ма-



Таблица II



Таблица III



1.02 (0.00) - 0.000 (0.000)

Таблица IV







Таблица V





Таблица VI



Таблица VII










Таблица VIII



Таблица IX













Таблица XII



Таблица XIII





Таблица XIV



Таблица XV



Таблица XVI



лый Вудьявр. В сходной ассоциации циркон обнаружен в полевошпатовом пегматите на контакте умптекитов с кремнистыми сланцами в Пирротиновом ущелье (гора Ловчорр). Он ассоциирует здесь с эгирином, арфведсонитом и катаплеитом [28].

Циркон обнаружен в содалитизированных участках сапфироносного пегматита на горе Кукисвумчорр. Здесь он представлен мелкими (до 1 мм) хорошо образованными кристаллами в ассоциации с монацитом и апатитом. Цвет его светло-бурый до коричневого. Рентгенограмма идентична эталонной. Химический состав, измеренный на микрозонде (в мас.%): SiO₂ - 31,08, TiO₂ - 0,05, ZrO₂ - 68,04, сумма 99,18, соответствует формуле Zr_{1.032}Si_{0.97}Ti_{0.01}O₄ (аналитик Т.И. Голованова).

Мельчайшие кристаллы циркона наблюдаются в виде включений в V. Zr. Nb-рутиле из гидротермальных прожилков содалит-ортоклазового состава, вскрытых в роговиках в скв. 980 (Партомчоррское апатитовое месторождение).

Минералы группы ловенита. Минералы этой группы представлены ловенитом (Na, Ca, Mn)₃ (Zr, Ti, Nb)/Si₂O₇/OF и титаноловенитом (Na. Ca. Mn)₃ (Ti. Nb. Zr)/Si₂O₂/OF. Они являются типоморфными для контактовых образований, возникших в результате взаимодействия щелочной магмы и постмагматических растворов с основными породами.

Ловенит распространен главным образом в контактовых образованиях, локализованных в западной и южной частях Хибинского массива. Относительно крупные скопления его обнаружены в пегматитовой жиле нефелин-сиенитового состава, в 1 км к западу от массива. Выделения ловенита в этой жиле различаются по окраске. Коричневые с красным оттенком, нередко хорошо образованные кристаллы размером до $0,2 imes 1,5\,$ см. (см. табл. XIV, 4) наблюдались в крупнокристаллических участках жилы, сложенных нефелином и полевым шпатом (табл. 30, 2, 3). Ловенит красного цвета развит в альбитизированных участках жилы (см. табл. 30, ан. 4). Обычно это несовершенные кристаллы призматического облика, длиной от долей миллиметра до 0,5 см, ориентированные перпендикулярно к линии контакта жилы с вмещающими породами. Минерал ассоциирует с пирофанитом, Mn, TR-эвдиалитом, куплетскитом.

Ловенит в качестве акцессорного минерала обнаружен в мелкозернистых лейкократовых нефелиновых сиенитах (умфтекитах), развитых в контакте с протерозойскими породами комплекса Имандра—Варзуга. Вместе с ним встречаются апатит и сфен.

Ловенит установлен в скважине, пробуренной на участке оз. Пайкуньявр. В нижней части ее разреза среди трахитоидных хибинитов вскрыта брекчиевая зона, состоящая из ксенолитов, пироксенитов, нефелиновых пироксенитов, ийолит-мельтейгитов и фенитизированных роговиков. Ловенит наблюдается здесь (1.01%) в массивных хибинитах вместе со сфеном, апатитом, энигматитом, астрофиллитом и в полевошпатовых уртитах (1,04%) в той же ассоциации акцессорных минералов.

Две разности ловенита, красно-оранжевая (см. табл. 30, ан. 4) и коричневая с бутылочно-зеленым оттенком (табл. 30, ан. 2, 3), наблюдались в фенитах развитых по породам комплекса Имандра-Варзуга [29, 42]. Микроскопически ловенит отмечался Б.М. Куплетским в трахитоидных хибинитах, в нефелин-сиенитовом порфире, в контактовых породах горы Северный Лявочорр [24].

Титаноловенит характерен для пегматитовых жил в перекристаллизованных мелкозернистых нефелиновых сиенитах, залегающих на контакте между фойяитами и гнейсовидными рисчорритами в пределах гор Юкспор, Эвеслогчорр, Ньорпахк (эти породы рассматриваются нами как глу-5. 3ak. 637 65

Компонен- ты	1	2	3*	4	5	6	7
SiO ₂	29,12	28,16	30,72	31,25	31,64	32,59	33,09
ZrO,	24,10	24,,98	23,08	17,70	15,60	2,92	0,39
TiO	3,23	8,38	5,05	8,44	8,67	17,70	16,87
Nb ₂ O,	5,01	0,30	4,49	3,29	2,93	3,68	6,98
Al ₂ O ₃	0,19	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	0,35	Не обн.
TR,0,	3,47	7,02	0,05	0,09	0,22	0,03	0,30
Fe ₂ O ₃	2,27	Не обн.	3,692*	3,42*	6,34 ² *	1,29	4,48 ² *
FeO	3,10	2,93	_	_	_	3,04	_
MnO	7,68	7,42	6,96	7,49	3,06	12,38	11,30
MgO	0,00	_	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,42	Не опр.
CaO	7,83	7,00	8,59	12,42	15,99	13,89	16,20
Na ₂ O	10,50	11,70	13,02	11-20	11,27	9,48	10,64
K ₂ O	0,41	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.
H₂O⁺	0,55	_	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,42	Не опр.
H₂O⁻	-	0,10		.,	.,	0,10	.,
F	3,13	3,60	³ *	3*	3*	1,55	3.
Сумма	100,59	101,59	99,65	99,28	99,72	99,87	100,25
$-0 = F_{2}$	-1,31	-1,51	-			-0,49	
Сумма	99,28	100,08	99,65	99,28	99,72	99,38	100,25
Плотность	-	3,59	-	3,49	3,51		-
ng	1,762	1,751		_	_	1,804	-
n _m		1,739	-	_	-	1,776	_
np	1,724	1,722	-	-	_	1,744	-
2V, °		+87	-	_	-	-86	_

Таблица 30. Химический состав (в мас.%) и свойства ловенита и титаноловенита

Аналитики М.Е. Казакова (1), В.А. Молева (2), А.И. Цепин (3–5, 7), К.М. Бабкина (6). *Анализ 3–7 выполнен на микрозонде MS-46 "Cameca".

² *Железо рассчитано как Fe₃O₄.

³ *При расчете количество фтора задавалось равным 4%.

Примечание. Ловениты: 1 — из фенита по сланцам комплекса Имандра— Варзуга; 2, 3 — вблизи железнодорожной ст. Хибины, из пегматита в сланцах; 4 из альбитизированного участка той же жилы (29); 5 — из мелкозернистого приконтактового нефелинового сиенита, вблизи оз. Длинное. Титаноловениты: 6 — из полевошпатового прожилка в перекристаллизованных нефелиновых сиенитах, развитых на контакте между войнитами и рисчорритами, гора Ньюорпахк, 7 — из Полиминеральной жилы плато горы Юкспор [29].

боко преобразованные реликты вулканогенно-осадочных пород, вмещающих массив).

Мелкие (доли миллиметра) несовершенные кристаллы ловенита установлены в альбитизированном участке Полиминеральной пегматитовой жилы на плато горы Юкспор (табл. 30, ан. 7). Волокнистые радиально-лучистые агрегаты титаноловенита встречены Ю.П. Меньшиковым в полевошпатовых прожилках, секущих эти породы в пределах гор Юкспор, Эвеслогчорр, Ньорпахк (табл. 30, ан. 6).

Минерал моноклинный, *Р* 2₁/а. Межплоскостные расстояния ловенита и титаноловенита аналогичны и идентичны таковым ловенита с о-ва Ловен (Норвегия) [29].

Т.А. Яковлевской измерены кристаллы ловенита из пегматитовой жилы вблизи железнодорожной ст. Хибины. Они имеют характерный призматический облик с формами q(101), f(201), n(210), m(110), a(100) и b(010). Грани q(101) и f(201) хорошо развиты (рис. 8). Символы граней вычислены, исходя из кристаллографического отношения осей a:b:c (по Бреггеру) и (1,0963:1:0,7151); $\beta = 110^{\circ}18'$ [29].

Инфракрасный спектр коричневой разности ловенита из пегматитовой жилы (см. табл. 30, ан. 2, 3) характеризуется в области призмы NaCl интенсивной полосой с двумя максимумами (узким при 1075 см⁻¹ и широким при 870 см⁻¹), а также максимумами в области 555–450 и 430 см⁻¹ (ана-



литик Е.С. Рудницкая). Следует отметить, что в ИК-спектрах ловенитов не наблюдается полоса в области 700—650 см⁻¹, характерная для колебаний диортогрупп.

Химический состав ловенита и титаноловенита характеризуется широкими вариациями в содержании циркония, титана, ниобия, кальция, железа, марганца и редкоземельных элементов при относительно небольших колебаниях Na₂ O и SiO₂. При замещении Zr на Ti + Nb в ряду ловенит—титаноловенит увеличивается содержание кальция при постоянном содержании натрия.

Изучение состава ряда образцов ловенита, отобранных из различных геологических образований Хибинского массива на микроанализаторе MS-46 "Сатеса", выявило неоднородность состава исследованных минералов даже в пределах одного зерна. Наибольшей неоднородностью характеризуются образцы из альбитизированных участков пегматитовых жил.

Содержание TR_2O_3 в хибинских ловенитах обычно низкое (0,03-0,30%). Данные об аномально высоком содержании TR_2O_3 в некоторых ловенитах (см. табл. 30, ан. 2) требуют проверки, так как исследование подобного материала на микроанализаторе MS-46 "Cameca" (см. табл. 30, ан. 3) показало наличие всего 0,05% TR_2O_3 . Не исключено, что в рассматриваемых образцах присутствует самостоятельная редкоземельная фаза [29]. Состав редких земель в них существенно цериевый. La_{2,85-3,04}Ce_{4,3,1-4,4,4} Pr_{4,9-6,4}Nd_{10,5-13,0}Sm_{1,6-3,6}Gd_{2;\ 0-2,9}Dy_{0,7-2,6}Ho_{cn,-2,00}Er_{Cn,-3,6} Yb $_{Cn,-1,5}$ [5].

Нахождение ловенита (типоморфного контактового минерала) в перекристаллизованных нефелиновых сиенитах на контакте рисчорритов и фойяитов внутри массива может служить указанием, что эти породы являются глубоко преобразованными реликтами вулканогенноосадочных пород.

Э в д и а л и т Na₁₂Ca₆ Fe₃Zr₃/Si₃O₉/₂/Si₉O₂₄ (OH, O, Cl) $_{3/2}$ – характерный минерал Хибинского массива. В контактовой зоне встречается, главным образом в нефелин-сиенитовых пегматитах, локализованных в породах протерозойского комплекса Имандра—Варзуга [42]. Встречается он здесь в ассоциации с калий-натриевым полевым шпатом, энигматитом, арфізедсонитом. По химическому составу и составу редкоземельных элементов, а также по физическим свойствам образцы из указанных пегматитов близки таковым из нефелиновых сиенитов.

Редкоземельно-марганцевый эвдиалит с аномально высокими содержаниями редких земель и марганца наблюдается в альбитизированных участках нефелин-сиенитового пегматита, залегающего в зеленокаменных породах Имандра—Варзугского комплекса вблизи железнодорожной ст. Хиби-

№ анализа	Компо- ненты образца	TR ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm
1	644 }	3,34	22,5 26,3	<u>37,3</u> 43,6	<u>3,7</u> 4,3	<u>12,0</u> 14,0	<u>3,0</u> 3,5
2	626 11	2,83	<u>19,6</u> 23,3	7,38 44,9	<u>3,8</u> 4,5	<u>12,8</u> 15,2	2,3
3	9 A	2,15	<u>23,7</u> 28,7	<u>25,1</u> 30,4	<u>4,7</u> 5,7	<u>16,4</u> 19,8	<u>3,7</u> 4,5
4	670 111	6,95	<u>28,0</u> 32,9	<u>38,0</u> 44,7	4,7 5,5	<u>11,0</u> 12,9	<u>1,8</u> 2,1
5	324 111	1,50	<u>25,1</u> 27,8	<u>46,7</u> 51,7	<u>5,1</u> 5,6	<u>9,3</u> 10,3	0,9

Таблица 31. Содержание и состав редкоземельных элементов в эвдиалитах из эндо-и экзоконтактовых образований Хибинского массива [5]

Примечание. 1 — полевошпатовая жила с апатитом и звдиалитом в умпектитах, южный контакт массива в районе оз. Длинное; 2 — альбитизированная пегматитовая жи ла в сланцах на южном контакте массива, Пирротиновое ущелье: 3 — там же; 4 — альби-

ны. Рассматриваемая разновидность прослеживается в интерстициях между альбитом и эгирином. Минерал ассоциирует с куплетскитом (0,5% TR_2O_3), пирофанитом и красным ловенитом. Кроме них в пегматите присутствуют разнообразные собственно редкоземельные минералы (лопарит, бритолит, чевкинит, пирохлор), что указывает на обогащение вмещающей среды редкими землями. Кристаллы его не превышают размеров 0,3–1,0 мм, имеют желтую окраску. Зерна TR-Mn-эвдиалита неоднородны: в участках с сизым дисперсионным окрашиванием $n_0 = 1,622; n_e = 1,621; n_0 - n_e = 0,001;$ отрицательный; в участках с рыжней дисперсионной окраской $n_0 = 1,637; n_e = 1,632; n_0 - n_e = 0,005$. Направление одноименных осей оптической индикатрисы в соседних участках с различной дисперсионной окраской часто бывает противоположным.

Химический состав TR-Mn-эвдиалита (в мас.%): SiO₂ - 48,15; ZrO₂ - 13,25; TiO₂ - 0,50; Nb₂O₅ - 0,03, TR₂O₃ - 7,40; Al₂O₃ - 0,68; Fe₂O₃ - 3,37; FeO - 0,41; MnO - 5,07; CaO - 7,20; PbO - 0,88; Na₂O - 9,46; K₂O - 0,41; H₂O⁺ - 2,21; CI - 0,26, сумма - 99,230 (аналитик Л.П. Некрасова).

Содержание редкоземельных элементов в рассматриваемых пегматитах и фенитах варьирует от 1,50 до 6,95 (2,45) (табл. 31). Состав редких земель — цериевый [5, 42].

Другие силикаты

В и л л е м и т Zn₂ (SiO₄) является типоморфным минералом нефелин-сиенитовых пегматитов, локализованных в тектонических трещинах в протерозойских породах комплекса Имандра—Варзуга в районе железнодорожной ст. Хибины [47]. Пегматитовая жила, в которой установлен описываемый минерал, сложена калий-натриевым полевым шпатом, альбитом, нефелином, щелочным амфиболом, эгирином, а также эвдиалитом, апатитом, ринкитом, тундритом, ниоболопаритом и др. Небольшие

Eu + Gd	Tb + Y	Dy	Но	Er	Tu	Yb	Lu	
<u>3,6</u> 4,2	<u>15,4</u> 0,9 17,1	0,6	<u>0,3</u> 0,4	<u>0,9</u> 1,1	<u>0,1</u> 0,1	0,5	<u>0,1</u> 0,1	
<u>3,0</u> 3,6	<u>16,7</u> 1,1 18,8	2,0 2,4	<u>0,3</u> 0,4	. <u>1,1</u> . 1,3	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,4</u> 0,5	<u>0,1</u> 0,1	
<u>3,8</u> 4,6	<u>18,1</u> 0,8 21,1	<u>2,6</u> 3,1	<u>0,3</u> 0,4	<u>1,1</u> 1,3	<u>0,1</u> 0,1		0,4	
<u>1,0</u> 1,2	15,5 0,6 17,6	_	_	-	_	-	-	
<u>0,9</u> 1,0	10,5 0,9 10,7	0,7	0,1	<u>0,3</u> 0,3	<u>0,1</u> 0,1	<u>0,2</u> 0,2	<u>0,1</u> 0,1	

тизированный пегматит в сланцах на южном контакте массива, близ ст. Хибины; 5 — полевошпатовая пегматитовая жила в фенитах, юго-западный контакт массива близ ст. Хибины. В числителе атомные % от ΣTR + Y, в знаменатале — атомные % TR без иттрия.

по размеру скопления виллемита 0,5 × 1 см как более поздние выделения наблюдаются в пустотах выщелачивания в альбитизированном полевом шпате или в промежутках между кристаллами альбита, реже среди кристаллов необычного высокощелочного амфибола со структурой рибекита. Совместно с ним встречаются тундрит, апатит, радиально-лучистые агрегаты позднего эгирина, ниоболопарит, флюорит.

Цвет минерала нежно-голубой с синеватым оттенком. В шлифах он бесцветный, одноосный, положительный, $n_e = 1,732$, $n_0 = 1,702$ (измерен в иммерсионных жидкостях). В ультрафиолетовых лучах люминесцирует, цвет свечения яркий травянисто-зеленый. Плотность хибинского виллемита 4,10, а его межплоскостные расстояния подобны эталонному образцу виллемита (ASTM № 8–492).

В ряду ортосиликатов виллемит (наряду с фенакитом) занимает несколько необычное структурное положение в силу того, что цинк (как и кремний, а в фенаките — бериллий) находится в тетраздрической координации, которая должна приводить к большей степени ковалентности в связях анион-катион, что не может не отразиться в ИК-спектре. В последнем обращает на себя внимание расщепленная система полос 870, 900, 932 и 978 см⁻¹, отвечающих валентным антисимметричным колебаниям связей Si-O. Характер расщепления свидетельствует о несимметричности кремнекислородных тетраэдров, что хорошо согласуется с определенным рентгеноструктурным методом расстояниями Si-O в тетраэдре SiO₄ : 1,61. 1,62, 1,63 и 1,64 Å. Вряд ли правомерно проведение прямых аналогий между расстояниями Si-O и отдельными компонентами полосы поглощения ν_3 , но тенденция к снятию вырождения проявлена здесь очень четко. Полосы деформационных колебаний Si-O в спектре виллемита также расщеплены и сдвинуты по сравнению с другими ортосиликатами в длинноволновую область 460 и 400 см⁻¹ - несомненное влияние соседних тетраздров цинка на связь Si-O. Интенсивные полосы поглощения 575 и 610 см⁻¹, по П. Тарту, могут быть отнесены к валентным колебаниям

связи Zn—O в тетраэдрах. Расщепление полос в этой области удовлетворительно объясняется несимметрчностью тетраэдров ZnO₄ (расстояние Zn –O равно 1,95–2,01 Å) (аналитик Е.В. Власова).

Химическое исследование хибинского образца проведено на микроанализаторе MS-46 "Сатеса" (аналитик А.И. Цепин). В качестве аналитических линий использовались К алинии элементов. Условия съемки: рабочее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 30 нА, размер зонда 2 мкм. Эталонами служили: синтетическое соединение SiO₂ (Si_{K a}) и чистые металлы — цинк ($Zn_{K\alpha}$) и марганец ($Mn_{K\alpha}$). Анализ выполнен на полированных шлифах с напыленным слоем углерода. Интенсивности аналитических линий измерялись в 10—20 точках каждого зерна виллемита. затем полученные результаты усреднялись. Данные относительных интенсивностей концентрации пересчитывались по методу АF на ЭКВМ "Немlett-Packard 9830" по оригинальной программе. Химический состав рассматриваемого минерала (в мас.%): ZnO - 73,42, MnO - 0.03. FeO - не обнаружен, SiO₂ - 27,52 сумма 100,97 - близок к теоретическому составу виллемита (ZnO - 72,96, SiO₂ - 27,04, сумма 100,00). Кроме того, микроспектральным лазерным анализом в изученном образце установлено присутствие титана и кальция (слабые линии), меди и магния (следы).

Образование виллемита связано с процессами минералообразования, протекавшими в зоне взаимодействия щелочного расплава-раствора с вмещающими породами основного состава (зелеными сланцами). Взаимоотношение виллемита с окружающими минералами свидетельствует о более позднем времени его выделения, а по преобладающей трехвалентной форме нахождения железа в сопутствующих ему минералах можно судить, что процесс минералообразования протекал в окислительной среде. В связи с этим цинк, который обычно рассеивается в минералах, содержащих ионы двухвалентного железа, накапливался и дал начало собственно цинковому минералу. Возникновение в этих условиях силиката цинка указывает на относительно высокую кремнекислотность среды минералообразования и отсутствие серы как в щелочном расплав-растворе, так и в окружающих протерозойских сланцах.

Сходные процессы минералообразования наблюдаются и в пегматитах, обнаруженных в зоне контакта нефелиновых сиенитов с вмещающими породами в других массивах, отражая в каждом конкретном случае специфику района. Например, при сравнении с соседним Ловозерским массивом, для пород которого кларки цинка, серы и бериллия значительно выше, чем для пород Хибин: 21 · 10⁻³; 0,102; 8,7 · 10⁻⁴ против 6 · 10⁻³; 0,021; 6 · 10⁻⁴. В пегматитах нефелин-сиенитового состава в экзоконтактовой зоне Е.М. Еськовой установлен гентгельвин Zn₈/BeSiO₄/S₂.

Гадолинит Y_2 FeBe $_2$ Si $_2$ O $_{12}$ в качестве акцессорного минерала установлен в сапфироносных пегматитах Ю.П. Меньшиковым [14]. Диагностирован по рентгенограмме.

Фосфаты

А патит (Ca, Sr, TR)₁₀ (PO₄)₆ (F, OH)₃ в качестве акцессорного минерала типичен практически для всех контактовых образований Хибинского плутона, как в его краевой части, так и в пределах массива, в местах выхода древних пород среди нефелиновых сиенитов и мельтейгит-уртитов. Количество его варьирует от единичных зерен до заметных скоплений [28, 29]. Обычно он представлен либо мелкозернистыми агрегатами, либо мелкими призматического габитуса кристаллами в экзоконтактовых 70

пегматитах нефелин-сиенитового состава. Размеры отдельных индивидов в пегматитах достигают иногда 1—2 см в длину.

Апатит ассоциирует в фенитах с нефелином, полевым шпатом, ловенитом, сфеном и другими минералами, в пегматитах — кроме перечисленных выше, с тундритом и виллемитом, в других — с ильменитом и пирохлором. В гидротермальном содалит-ортоклазовом прожилке, секущем фенитизированные роговики в скв. 980 (интервал 1437.2-1442 м), он наблюдается в тесной ассоциации с нежно-голубым стронцийсодержащем ортоклазом, также с V, Zr, Nb-рутилом, герцинитом и другими минералами. Состав апатита, выделенного из разных типов контактовых образований значительно варьирует (табл. 32), особенно в содержаниях редкоземельных элементов (табл. 33). Апатит, кристаллизовавшийся в альбитизированном арфведсонит-полевошпатовом пегматите в гнейсах (см. табл. 33, ан. 1) и в аофведсонит-нефелин-полевошпатовом пегматите в **УМПТЕКИТЕ** (см. табл. 33, ан. 5), содержит их в два раза меньше, чем апатит из альбитизированных нефелин-полевошпатовых пегматитов в сланцах и в приконтактовых мелкозернистых обогащенных нефелином умптекитах и фенитах (см. табл. 33, ан. 2-4). Образец рассматриваемого минерала из гидротермального прожилка вообще не содержит редкоземельных элементов (см. табл. 32, ан. 1), что не характерно для Хибинского апатита. Апатит из роговика (см. табл. 32, ан. 3) напротив отличается высоким содержанием редкоземельных элементов при практически полном отсутствии стронция. Последнее так же несвойственно для апатита из других пород массива. Состав лантаноидов, приведенный в табл. 33. в целом обычен для хибинского апатита.

Сканирование на микрозонде LS-46 "Сатеса" двух образцов апатита (из фенитизированных роговиков и нефелин-сиенитового пегматита из экзоконтактовой зоны) с высоким содержанием TR₂O₃ выявило наличие в них фазы редкоземельного минерала (см. табл. XV).

Полученные данные показывают четкий типоморфизм апатита в особенностях его состава от условий образования.

Б р и т о л и т TR₆ (Ca, Na, Fe)₄ (Si, P)₆O₂₄ (OH)₂ — силикат-фосфат редких земель со структурой апатита в Хибинах установлен в небольшом количестве в породах западной части контактов зоны массива. Он присутствует в пегматите нефелин-сиенитового состава, залегающем в зеленокаменных породах комплекса Имандра-Варзуга и в фенитах по этим породам [42]. В пегматите бритолит прослежен в альбитизированных участках, где наблюдался вместе с измененным нефелином, альбитом, с радиально-лучистыми скоплениями волокнистого эгирина, ловенитом, катаплеитом и другими минералами. Он обраузет неправильной формы выделения, иногда с квадратным сечением, размером от 0,1 до 0,5 см. Цвет густо-вишневый с коричневым оттенком, блеск смоляной, излом раковистый.

В фенитах он представлен неправильными и тонкопризматическими выделениями размером до 3 мм. Цвет светло-серый, блеск сильный алмазный, излом неровный. Хибинские образцы бритолита имеют высокую плотность 4,77–4,82 против 4,06–4,69 у бритолитов других месторождений [29]. Причем плотность бритолита из пегматита у матовых разностей колеблется от 4,77 до 4,80, у прозрачной — составляет 4,82. В проходящем свете окраска бритолита серовато-желтая, плеохроизм не наблюдается, одноосный, отрицательный. Показатели преломления близки к 1,796 (измерены в фосфорных жидкостях). Двупреломление низкое, минерал почти изотропный.

Рентгенограмма непрокаленного бритолита из пегматита имеет слабые линии, сливающиеся с фоном. После прокаливания минерал дает четкую

Таблица 32. Химический состав (в мас.%) апатита, исследованного на микрозонде.

№ анализа	P ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	La, 0,	Nd ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	CaO	SrO	Na ₂ O	SiO ₂	Сумма
1	42,82	Не обн.	ч Не обн.	' Не обн.	' Не обн.	, 54,64	3,06	0,49	Не обн.	101,49
2	41,97	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	53,57	3,18	0,49	Не обн.	99,57
3	38,48	1,53	3,24	_	0,35	52,66	0,04	_	1,80	98,14

Аналитик А.И. Цепин.

Примечание. 1–2 из гидротермального прожилка, скв. 980; в сумму входит также Fe₂O₃ – 0,48% и 0,36; 3 – из роговика скв. 659 A, интервал 1230 м, кроме того, в сумму входит Pr₂O₃ – 0,38.

 М ^р анали- за	Абсолютное со- держание (в мас.%)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb + Y	Dy	Но	Er	Yb	ΣTR* _{Ce}
1	2.27	24.7	43.1	66	170	4.5	3.0	0.4	0.4	0.1	06	_	91.4
2	4,52	31,0	47.3	5.3	14,2	1.3	0,9	_	_	-	-	_	97,8
3	5,52	31,2	50,4	3,9	13,1	0,9	0,5	0,6		_	_	_	98,6
4	5,55	25,9	49,1	4,4	15,9	2,1	2,4	0,2	0,2	-	_	0,1	95,3
5	2,57	28,9	51,3	3,4	18,2	2,2	1,7	3,6	0,4	-	0,08	0,2	95,8

Таблица 33. Содержание и состав редкоземельных элементов в апатите

Аналитики Г.М. Варшал, В.И. Павлуцкая [5].

* $\Sigma T R_{Ce} = La + Ce + Pr + Nd$.

Примечание. 1 — из альбитизированного фенита по гнейсам (гора Валепахк); 2,3 — вблизи железнодорожной ст. Хибины: 2 — из арфведсонит-эгирин-нефелин-полевошпатового пегматита, 3 — из альбитизированного участка нефелин-сиенитового пегматита; 4, 5 — район оз. Длинное: 4 — из умптекита, 5 — из арфведсонит-нефелин-полевошпатового, пегматита, секущего умптекиты.

Исхо	дный	Пр	Прокаленный		Исходный		Прокаленный		
<i>d,</i> Å	1	<i>d,</i> Å	/	hkil	<i>d,</i> Å	1	d, Å	1	hkil
		4,21	1	2029	2,00	4	1,995	7	2242
-	-	3,96	1	1121	1,952	1	1,941	4	1342
3,55	2	3,55	1	0002	1,895	4	1,892	7	1233
3,28	1	3,27	4	1012	1,842	1	1,852	6	2354
3,18	2	3,17	6	1230	1,809	1	1,821	7	1450
2,87	10	2,87	10	1122	1,794	1	1,793	7	4042
2,79	1	2,79	6	3030	_	_	1,769	7	0004
2,31	1	2,31	1	1340	1,550	1	1.546	4	1234
2,21	1	2,19	1	3032	1,478	1	1.487	4	3034
2,12	1	2,11	2	2022	_	_	1,289	6	2025

Таблица 34. Межплоскостные расстояния хибинского бритолита

Аналитик А.С. Анисимова

Примечание. Fe-излучение; D = 57,3 мм; d = 0,6 мм. Материал соответствует обр. 1. в табл. 35. Условия прокаливания: 20 мин, t° = 800°С.

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
	00.00	+	#	+	+
SiO ₂	20,60	18,30	CaO	8,0	7,70
TiO ₂	0,10	0,40	SrO	_	0,38
ThO ₂	0,80	0,30	Na ₂ O	1,20	-
P ₂ O ₅	1,40	2,07	K ₂ O	U,25	_
Nb ₂ O ₅	_	0,83	H₂ O [⁺]	0,86	2,73
Al ₂ O ₃	1,46	_	$H_2 O^-$		0,17
TR ₂ O ₃	61,60	63,32	F	1,70	2,59
Fe ₂ O ₃	2,66	0,72	Сумма	100,91	100,59
MnO	0,04	1,00	$-O = F_{2}$	-0,71	-1,58
MgO	0,24	0,08		100,20	99,51

Таблица 35. Химический состав (в мас.%) бритолита

Аналитики В.А. Молева, М.Е. Казакова.

Примечание. 1 — бритолит из эгирин-полевошпатовой жилы в сланцах вблизи железнодорожной ст. Хибины [29]; 2 — бритолит из фенитов [38].

порошкограмму. Причем межплоскостные расстояния уменьшаются, что, по-видимому, указывает на уменьшение объема элементарной ячейки вследствие увеличения плотности при переходе из аморфного состояния в кристаллическое (табл. 34). Параметры элементарной ячейки, вычисленные Н.И. Органовой по порошкограмме прокаленного образца: $a_0 = 9,62$; $c_0 = 7,07$ Å, $c_0:a_0 = 0,735$. Бритолит из фенитов дает четкую порошкограмму без прокаливания (см. табл. 34).

Инфракрасный спектр образца из пегматита занимает промежуточное положение между ИК-спектрами полностью аморфного и кристаллического бритолитов (аналитик Е.С. Рудницкая). Состав бритолита из пегматита (табл. 35, ан. 1) характеризуется высоким содержанием редких земель (TR₂O₃ — 61,60%), близким к теоретическому (62%), и пониженным содержанием форфора (P₂O₅ — 1,4%), т.е. он близок к крайнему члену ряда апатит—бритолит: TR₆Ca₄Si₆P₂₄ (OH)₂.

Анализ укладывается в формулу: (TR_{6,01}Ca_{2,29}Na_{0,63}K_{0,08}Fe_{0,53}

Таблица 36. Химический состав (в мас.%) монацита

№анализа —	CaO	ThO2	MnO	Y ₂ O ₃	Sm2O3	Dy ₂ O ₃
1	1,05	2,46	0,04	2,22	1,49	0,61
2	0,85	2,45	0,06	2,26	1,34	0.56
3	0,88	1,89	0,04	2,77	1,48	0.66
4	0,87	2,42	0,04	2,85	1.61	0.71
5	_	1,21			69.59	•

Аналитики: А.И. Цепин (1—4), А.В. Быкова (5).

Примечание. 1-4 — скв. 619, глубина 1069,7 м (микрозондовый анализ); 5 — из протолочки роговиков [35] (химический анализ). В сумму анализа входят также (в мас. %) SiO₂ — 0,50; Fe, O₃ — 0,34. Состав TR₂O₃ (из осадка) (в мас. %):

 $AI_{0,31}Mg_{0,09})_{9,9}$ (Si_{5,52}P_{0,31}AI_{0,15}Ti_{0,02})_{6,00}O₂₄ (OH_{1,28}F_{0,72})_{2,00}. Состав редкоземельных элементов существенно цериевый: La_{29,6}Ce_{49,8} Pr_{4,3}Nd_{12,2}Sm_{1,4}Gd_{1,6}Dy_{0,7}Ho_{0,1}Er_{0,2} (ат.% от TR). Содержание иттрия относительно суммы собственно редкоземельных элементов (Y + Tb) = 2,4% (см. табл. 35, ан. 1) (аналитик Г.М. Варшал) [49]. Сравнение химических анализов бритолита из пегматитовой жилы и из фенитов не показывает резкого различия, имеющиеся расхождения связаны, вероятно, с аналитическими погрешностями.

Возникновение бритолита в экзоконтактовой зоне является, по-видимому, результатом взаимодействия нефелин-сиенитовой магмы с вмещающими зеленокаменными породами основного состава. Кристаллизация его происходила в условиях высокой концентрации летучих F и H₂O.

Монацит СеРО₄ в качестве акцессорного минерала часто встречается в роговиках и в их фенитизированных разностях, распространенных в пределах массива в зонах контакта между разными интрузиями нефелиновых сиенитов. Автором мельчайшие кристаллы монацита установлены также в корундоносных пегматитах горы Кукисвумчорр и Эвеслогчорр, где он ассоциирует с нефелином (Шлюкова и др., 1985). Порошкограмма этого образца соответствует эталонной.

Первонзчально монацит был обнаружен нами в виде мельчайших включений в герцините в ильменит-герцинитовом обособлении среди фенитизированных роговиков, локализованных на контакте между трахитоидными хибинитами и рисчорритами в районе оз. Малый Вудъявр [29, 42, 48]. Углубленное минералогическое изучение роговиков из этого района показало, что монацит свойствен главным образом биотит-плагиоклазовым и кордиерит-полевошпатовым их разностам. В последних от ассоциирует с кордиеритом, с калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, цирконом, сульфидами и окислами железа (см. табл. II).

Р.П. Тихоненковой [35] наблюдался монацит в протолочках роговиков как из района оз. Малый Вудъявр, так и из многочисленных останцов вмещающих массив пород, распространенных в фойяитах вблизи их контакта с рисчорритами. Цвет минерала во всех ассоциациях желтый и оранжево-желтый.

Изучение состава образцов монацита из кордиерит-полевошпатовых и биотит-плагиоклазовых роговиков проведено А.И. Цепиным в прозрачно-полированных шлифах на микрозонде MS-46 "Cameca" (табл. 36, ан. 1–4). Состав их характеризуется относительной однородностью и равномерным распределением элементов по площади кристаллов (см. табл. II, XVI на вкл.).

Pr ₂ O ₃	Nd_2O_3	La_2O_3	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма
2,94	10,03	15,05	29,44	28,13	93,47
3,044	10,08	14,71	28,86	28,22	92,44
2,92	9,84	14,75	29,16	29,14	93,52
3,00	9,72	14,99	29,14	30,63	95,97

La₂O₃ = 23,1; CeO₂ = 38,1; Pr₂O₃ = 5,5; Sm₂O₃ = 4,19; Nd₂O₅ = 15,1; Eu₂O₃ = 0,28; Cd₂O₃ = 3,35; Dy₂O₃ = 1,12; Ho₂O₃ = 0,21; Er₂O₃ = 0,65; Yb₂O₃ = 0,17; Tu₂O₃ = 0,03; Lu₂O₃ = 0,0; Y₂O₃ = 5,19; ThO₂ = 2,51 (спектральный анализ, аналитик Л.Т. Логинова [35]).

Акализируя полученные результаты следует отметить, что монацит в одних случаях является реликтовым минералом первичных исходных пород (окатанность зерен), а в других — новообразованной фазой, возникшей в ходе метаморфизма этих пород, а в корундоносных пегматитах первичным минералом.

Сульфаты

Гипс CaSO₄ · 2H₂O в Хибинском массиве встречается в зонах контакта нефелиновых сиенитов с пирротинсодержащими породами. Мелкопластинчатые его выделения отмечались в трещинах среди роговиков в Пирротиновом ущелье на южных контактах горы Ловчорр [28]. Относительно крупные скопления гипса обнаружены автором в роговиках, вскрытых скв. 558 в интервале глубин 720–749 м. В пустотах растворения полевого шпата наблюдался пластинчатый водяно-прозрачный или тонкозернистый розовый гипс в ассоциации с кварцем, мусковитом и сульфидами. Порошкограммы обоих образцов гипса идентичны эталонной. Химический состав прозрачного гипса (в мас. %): CaO – 32,66; SrO – 0,034; SO₃ – 46,44; H₂O⁺ – 0,90; H₂O⁻ – 20,00, сумма – 100,03% (аналитик В.А. Молева).

По данным В.И. Виноградова, изотопный состав серы трех образцов гипса с интервалов 720 м (прозрачного и розового) и 727 м (прозрачного) оказался довольно однородным и несколько утяжеленным по отношению к среднему составу серы Земли: δS^{34} соответственно равно +4,9; +6,9; +6,8% о . Интерпретация полученных результатов изотопных измерений серы в данном случае затруднительна из-за ограниченного числа определений.

Однако если исходить из того, что небольшое обогащение тяжелым изотопом характерно для сульфидов континентальных осадков, то сера изученных образцов гипса несет следы былого участия в осадочном процессе. Можно допустить, что гипс образовался в результате переотложения континентальных сульфатов в ходе термального метаморфизма осадочных образований.

Карбонаты

Кальцит CaCO₃ в заметных количествах наблюдается главным образом в контакте нефелиновых сиенитов с протерозойскими породами, с метаморфизованными глинистыми и другими сланцами в южной части Хибинского массива и в роговиках, в скв. 557, 558, 545 и 554. В послед-

Компо- ненты	1	2	3	Компо- ненты	1	2	3
SiO,	0,9	0,22	_	κ, ο	0,6	0,03	_
Al ₂ O ₃	_	0,20	-	H, O⁺	_	1,37	-
TR ₂ O ₃	13,50	19,24	19,84	co,	34,50	33,50	34,20
Fe ₂ O ₃	0,19	0,10	_	Сумма	99,04	99,78	100,46
MgO	_	0,10	-	Плотность	3,32	3,44	3,43
CaO	10,89	11,31	12,00	no	1,622	1,632	1,628
SrO	22,57	14,60	20,54	ne	1,610	1,627	1,612
BaO	3,86	6,31	2,38	$n_0 - n_e$	0,012	0,005	0,012
Na, O	12,03	12,80	11,50	0	-		

Таблица 37. Химический состав (в мас.%) и свойства бербанкита [29]

Аналитики М.Е. Казакова (1), Е.А. Кульчицкая (2), А.В. Быкова (3).

Примечание. 1 — бербанкит из эгиринового прожилка в роговиках, керн скв. 558; 2,3 — бербанкит из карбонатного прожилка в фойяите, скв. 609.

них он встречается в виде мономинеральных гнездообразных и прожилковых выделений. Кальцит отмечается также в полевошпатовых прожилках, сульфидных и ильменит-герцинитовых обособлениях. Особенно часто кальцитовые прожилки встречаются вблизи контакта роговиков с рисчорритами. Мощность прожилков от долей мм до 5–10 см. Цвет кальцита белый и розоватый. Наблюдаются как спайнокристаллические образования, так и скопления плохо выраженных кристаллов.

В зоне контакта нефелиновых сиенитов с протерозойскими метаморфизованными породами в южной части массива обнаружен кальцит-пектолитовый прожилок. Кальцит в нем представлен спайнокристаллическими агрегатами. Спектральным анализом в указанном образце установлены следующие элементы-примеси (в долях мас. %): Na, Si, AI (десятые), Mn, Zr, Ti, Mg, Fe, Sr, Ce (сотые) и Sc, Nb, Zr, Y, La, Be (тысячные) (аналитик P.B Кортман).

Кальцит также отмечается в шлифах в продуктах изменения ринкита, иногда эвдиалита.

Церусит PbCO₃ наблюдался в полированных шлифах в качестве продукта гипергенного изменения галенита в одном из нефелин-сиенитовых пегматитов среди зеленокаменных пород вблизи железнодорожной ст. Хибины.

Анкерит Са (Fe, Mg, Mn) (CO₃)₂ в Хибинском массиве обнаружен в прожилках, секущих роговики, вскрытые скважинами на площади Маловудьяврского блока (скв. 558). Мощность анкеритовых прожилков 1–3 мм. Наряду с анкеритом в них встречаются анальцим, кальцит, кварц. Анкерит представлен мелкими кристаллами ромбоздрического облика. Прозрачный со стеклянным до перламутрового блеском, плотность 2,70, $n_0 = 1,726; n_{\theta} = 1,620;$ одноосный, отрицательный. Порошкограмма соответствует эталонной (ASTM-1963). Спектральный анализ показал высокое содержание Са, Mg, Fe, Mn.

Бербанкит (Na, Ca)₃ (Ca, Sr, Ba, TR)₃ (CO₃)₅. Впервые в Хибинском массиве бербанкит был установлен автором в маломощном (0,2– 0,5 см) эгириновом прожилке, секущем роговики в скв. 558, в интервале 782–784 м (ксенолит вулканогенно-осадочных пород на контакте трехитоидных хибинитов с рисчорритами) [29]. Позже геологами Хибиногорской ГРП он был также найден в этом ксенолите в керне скв. 659А, в интервале 1129 м, в кальцитовом прожилке. Бербанкит из эгиринового прожилка, светло-коричневого цвета, ассоциирует с кальцитом, ильменитом, пиритом.

Химический состав его заметно отличается от бербанкита из карбонатитового штока Хибин более низким содержанием TR_2O_3 (13,50% против 19,83 и 19,84%) (табл. 37. ан. 1). Все остальные компоненты близки к образцам из карбонатитов. Бербанкит в рассматриваемом прожилке возник, по-видимому, в специфических условиях контактового метаморфизма при взаимодействии щелочной магмы с богатыми кальцием породами. В сходных условиях, по данным Р.П. Тихоненковой [36], бербанкит кристаллизовался и в Ловозерском массиве.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ассоциации минералов, формирующиеся в процессе минералообразования в контактовых зонах щелочных массивов, определяются множеством факторов: специализацией магматических очагов, петрохимическим составом вмещающих пород, геологической позицией, тектоникой, последовательным изменением температуры и другими факторами. Появление тех или иных минеральных ассоциаций зависит в большей степени от способа образования (фенитизация, магматическое замещение, термальный метаморфизм, пегматитообразование, гидротермальный процесс) и растянутости процесса взаимодействия во времени, обусловившей наложение на продукты реакций начального этапа кристаллизации более поздних, связанных с конечными этапами.

Рассматриваемые ассоциации включают несвойственные нефелиновым сиенитам, мельтейгит-уртитам, нефелин-сиенитовым и мельтегитуртитовым пегматитам минеральные виды.

В зависимости от состава вмещающих пород характер минерализации в контактовых образованиях разделяется на несколько типов.

I. Минеральные ассоциации, образующиеся при взаимодействии щелочной магмы и ее производных растворов с кремнистыми и кислыми породами, с индексом основности ΔZ_{600}° к и ΔZ_{1200}° к соответственно 1,53–1,85 и 2,45–2,76, характеризуются безнефелиновым парагенезисом минералов. В первых (кремнистых) возникают образования, по составу сходные с гранитными пегматитами: кварц, полевой шпат, мусковит, топаз, гранат, актинолит и другие минералы (западные контакты гор Маннепахка, Тахтарвумчорра, роговики района оз. Малый Вудъявр, перевал между горами Партомчорр и Кукисвумчорр, Лопарский перевал) [28, 29, 42].

В кислых породах (гранитогнейсах, гнейсах) преобладает щелочной полевой шпат, кроме того присутствуют биотит или арфведсонит, эгирин-салит; акцессорные минералы представлены миаскитовой ассоциацией: сфеном, апатитом, ильменитом, цирконом, пирохлором; в стадию альбитизации и эгиринизации кристаллизуется ринкит (ловчоррит), немного пирохлора, иногда молибденит, а также флюорит (северные контакты гор Валепахк, Лявочорр, на юге ~ контакты гор Ловчорр) [42].

II. Ассоциации кальциевых и магнезиальных минералов характерны для пегматитовых и гидротермальных образований, развивавшихся при взаимодействии щелочной магмы и постмагматических растворов с осадочно-вулканогенными породами, локально обогащенными кальцием и магнием, в метаморфизованных карбонатных осадочных породах. В пегматитах здесь наряду с щелочным полевым шпатом и нефелином кристаллизовался эденит, характеризующийся наиболее высоким среди хибинских амфиболов содержаниями магния (3,7—4,0 формульных единиц) и фтора (1,2—1,3) [29].

Обычная для многих контактово-метаморфических образований ассоциация минералов с карбонатными породами (диопсид-геденбергит Ca ($Fe_{0,59}^{2+}Fe_{0,04}^{3+}MgO_{0,32}MnO_{0,02}$) Si₂O₆, пектолит Ca₂ NaSi₃O₈ (OH), кальцит CaCO₃ и кварц) установлена в прожилке, залегающем на контакте нефелиновых сиенитов с метаморфизованными породами в Пирротиновом ущелье. Анкерит Ca (Fe, Mg, Mn) (CO₃)₂ в ассоциации с анальцимом NaAlSi₂O₆ · H₂O и кварцем слагает тончайшие прожилки в роговиках (район оз. Малый Вудъявр) [42]. Бербанкит (Na, Ca)₃ (Ca, Sr, Ba, TR)₃ (CO₃)₅ присутствует в виде акцессорного минерала в гидротермальном прожилке, сложенным эгирином, близким по составу к идеальному NaFeSi₂O₆. Волластонит, типичный минерал скарнов, образует прожилки в зоне контакта рисуорритов с фойяитами [29].

III. В основных вулканогенных породах и метаморфизованных осадочных породах фениты и пегматиты обогащены нефелином, ассоциирующимся с щелочными полевыми шпатами, щелочным амфиболом и пироксеном. В пегматитах наряду с типичными агпаитовыми минералами (энигматитом, эвдиалитом, ринкитом) присутствуют специфические, несвойственные породам Хибинского массива: ловенит, титаноловенит, чевкинит, тундрит, бритолит, виллемит [29, 43]. Подобные ассоциации наблюдаются и в других щелочных массивах: Бурпалинском, Дугдинском, Ловозерском [43]. А.И. Гинзбург и А.М. Портнов рассматривают подобные ассоциации как промежуточные между миаскитовыми и агпаитовыми минеральными типами.

Неоднородный состав вмещающих пород (локальное обогащение их марганцем, ниобием и некоторыми другими) обусловил формирование не только собственно редкоземельных минералов, но способствовал увеличению концентраций этих элементов в минералах агпаитовой ассоциации, наиболее предрасположенных к изоморфным замещениям в ильмените, эвдиалите, лопарите, астрофиллите. Здесь установлены их разновидности (соответственно): пирофанит, марганцево-редкоземельный эвдиалит, ниоболопарит, куплетскит. Высокое содержание рубидия в последнем (Rb₂O – 1,06 вес.%) является отражением сильнощелочного характера минералообразующей среды. Апатит из этих пегматитов заметно обогащен редкоземельными элементами. Высокие концентрации натрия в минералообразующей среды создали благоприятные условия для кристаллизации здесь необычного высокощелочного амфибола (K, Na) $_{1,0}$ Na₂ONa $_{1,0}$ Fe $_{2,5}^{3+}$ (Mg, Mn, Fe $^{2+}$) $_{1,5}$ Si₈O_{22,5} (OH) $_{1,5}$ со структурой рибекита [43].

Появление виллемита (первая находка автора в щелочных породах) в тесной ассоциации с этим амфиболом и тундритом можно объяснить окислительно-восстановительными условиями среды, когда почти все железо находится в трехвалентном состоянии. Последнее обстоятельство приводит к отсутствию двухвалентного железа в минералах, в которых цинк находится в рассеянном состоянии. Например, по этой причине в подобных пегматитах массивов Бурпала и Ловозерский цинк фиксируется в ландауите и гентгельвине соответственно [47].

Вместе с тем это может быть связано с отсутствием серы как в щелочном растворе, так и во вмещающих зеленых сланцах, с которыми он реагировал. Показательно, что в пегматите нефелин-сиенитового состава, залегающем в метаморфизованных осадочных породах в близких условиях, образовался сфалерит (марматит). Очевидно, что в некоторых пегматитах в породах массива присутствие сфалерита (обычно в ассоциации 78 цеолитовых минералов) является косвенным указанием на заимствование магмой серы из вмещающих пород [42].

В метаморфизованных осадочных породах, распространенных в южной части массива, в пегматитах нефелин-сиенитового состава в значительном количестве присутствует астрофиллит в ассоциации с энигматитом и эвдиалитом, а в качестве акцессорного минерала развивается пирохлор с высоким содержанием урана. В нефелиновых сиенитах, развитых на контакте с этими породами, в качестве акцессория присутствует ловенит [29, 42]. Титаноловенит является типичным минералом мелкозернистых роговиковоподобных и гнейсовидных нефелиновых сиенитов, ассоциирующих с реликтами останцов вмещающих пород на контакте рисуорритов с фойянтами. В этих породах широко распространен и астрофиллит [29, 42].

Рассматриваемые далее ассоциации сульфидных и высокоглиноземистых минералов прослеживаются в термально-метаморфизованных под влиянием Хибинской интрузии осадочных пород в периферической части ее и в реликтах подобных пород, сохранившихся в центральной части массива на контакте рисчорритов с фойяитами (с одной стороны) и трахитоидными хибинитами и расчорритами (с другой). Неоднородный состав исходных осадочных пород, локальное обогащение их железом, магнием, алюминием, органическим веществом (до 40% органического вещества установлено в глинистых сланцах на Саамском перевале) [18] и другими компонентами отражаются на распределении этих ассоциаций.

Высокотемпературные и высокощелочные растворы, циркулировавшие в Центральной дуге в постмагматическую стадию [29] способствовали перекристаллизации и переотложению вещества в роговиках, прилегающих к рисчорритам.

IV. Сульфидная минерализация распространена в южной контактовой зоне (Пирротиновое ущелье) и в роговиках, окружающих рисчорриты, описанные выше [28, 42].

Обычно сульфиды образуют вкраплеиность в породах и в секущих их полевошпатовых прожилках, в полевошпатовых и нефелин-сиенитовых пегматитах, которые формировались в этих породах. Иногда сульфиды образуют минеральные скопления разнообразной формы: линзовидной, гнездообразной, лапчатой, шлироподобной и прожилковой. Кроме доминирующего пирротина, здесь установлены троилит, пирит, халькопирит, борнит, сфалерит (марматит), молибденит, кубанит, халькопирит, почти всюду наблюдается замещение пирротина пиритом и пирит-марказитовыми агрегатами. Вокруг пирротина развиваются каймы расвумита и джерфишерита. Намечается приуроченность подобных соотношений пирротина с калиевыми сульфидами к контакту роговиков с массивными уртитами и рисчорритами (район оз. Малый Вудъявр).

V. Локальное обогащение алюминием метаморфизованных осадочных пород создало благоприятные условия для образования высокоглиноземистых минералов (кордиерита, андалузита, силлиманита, корунда, шпинели, граната, мусковита). Первые три минерала являются породообразующими роговиков, окружающих рисчорриты, корунд и шпинель образуют вкрапленность в этих породах, а также входят в состав полевошпатовых прожилков, секущих эти породы [24, 29, 42]. Иногда корунд отмечается в больших количествах (например, скв. 558, интервал 720,80 м). Состав корунда, выделенного из этих пород, характеризуется высоким содержанием железа (FeO — 3,08 вес. %) Корунд (сапфир) широко распространен в нефелин-сиенитовых и сиенитовых пегматитах линии скрещения в пределах гор Ньоркпахк, Эвеслогчорр, Юкспор, Кукисвумчорр, Рисчорр (см. рис. 1) [6, 26, 29, 42]. Герцинит — алюможелезистая шпинель — характерен как для описанных выше роговиков, так и для пегматитов линии скрещения.

Гранат представлен альмандином в роговиках и шерломитом — в пегматитах линии скрещения.

Все приведенные выше данные свидетельствуют о широком распространении в Хибинском массиве минеральных ассоциаций, возникших как в процессе контактового взаимодействия щелочного расплава с веществом вмещающих пород разного типа, так и в результате термального воздействия на них интрузии. В обоих случаях определяющим фактором является химизм вмещающих пород.

Такие минералы как кордиерит, плагиоклаз, шпинель, корунд, андалузит, ловенит, виллемит, монацит и некоторые другие могут рассматриваться в качестве типоморфных для контактовых образований. Обнаружение таких минералов контактовой зоны в породах неясного проискождения, локализованных в пределах массива, может служить доказательством глубокого преобразования реликтов гнейсов или пород вулканогенно-осадочной толщи в нефелиновых сиенитах и мельтейгит-уртитах.

Сопоставление минеральных ассоциаций из контактовой зоны Хибин с подобными из других щелочных массивов Ловозерского, Бурпалинского и прочих [49], позволяет предположить общий механизм их формирования, а имеющиеся различия вполне объяснимы исходным составом вмещающих пород в каждом конкретном случае.

Глава IV. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДЫ ОСТАНЦОВ В НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ

В пределах Хибинского массива существуют крупные останцы вмещающих пород, природа которых не вызывает сомнения. По изученным минеральным ассоциациям, включая жильные образования, происхождение их может быть установлено. Вместе с тем остается проблема о возможной ассимиляции щелочной магмой относительно легкоплавких или активно с ней реагировавших более древних пород. Анализ возможности реконструкции первичной природы реликтовмещающих пород, встречающихся в пределах массива, мы начнем с первой группы образований.

Как показано в главе I, в Хибинском массиве развиты разнообразные по составу фениты, широко распространенные как в экзоконтактах массива, возникшие в результате замещений в кислых и основных метаморфических породах вмещающей архейско-протерозойской рамы, так и в пределах его (сформировавшиеся при замещении метаморфических и вулканогенноосадочных пород в многочисленных реликтовых блоках, зажатых между субинтрузиями нефелиновых сиенитов).

Фенитизация архейских плагиогнейсов в экзоконтактах массива выражается в замещении плагиоклаза An_{28-35} щелочным полевым шпатом, а биотита — щелочных пироксеном (эгирин 60, геденбергит 25, диопсид 15) при полном исчезновении кварца и образовании миаскитового комплекса акцессорных минералов (сфен, апатит). Мощность фенитов 15—20 м, редко 70—100 м. Протерозойские зеленые актинолит-альбитовые сланцы комплекса Имандра—Варзуга, а также дайки габбро-диабазов и пироксенитов среди плагиогнейсов в основном превращаются в диопсид-андезитовые ($An_{3.7-4.9}$) роговики, фениты с щелочным полевым шпатом, нефелином, эгирином, баркевикитом, иногда оливином и агпаитовыми акцессорными минералами (эвдиалит, ринкит, ловенит) и имеют мощность не более 5 м.

В захваченных реликтах древних пород внутри массива ороговикование и фенитизация наиболее интенсивны. Так, останцы предположительно девонских туфобрекчий, туффитов и филлитовых сланцев с пикрит- и авгитпорфиритами, выходящие на поверхность между субинтрузиями грубозернистых и среднезернистых трахитоидных хибинитов, на протяжении 10 км при ширине 150–750 м фенитизированы нацело, а ассоциирующие с ними ромбен-порфиры подвержены сильной сиенитизации.

В роговиках, вскрытых скважинами на глубине между среднезернистыми трахитоидными хибинитами и рисчорритами (Вудъяврчоррский блок 6,0 × 3,5 × 0,7 км) и в северной части массива между рисчорритами или мельтейгит-уртитами и лявочорритами (13,0 × 0,4–0,6 км), а также на поверхности между рисчорритами и фойяитами (прослежены почти на 20 км) вслед за фенитизацией развиваются нефелин-сиенитовые пегматиты, содержащие в ряде случаев сапфир, топаз, герцинит и редкие щелочные минералы типоморфные для пегматитов линии скрещения. То, что образование фенитов сопровождается сиенитизацией пород, вплоть до возникновения приконтактовых нефелиновых сиенитов и пегматитов, указывает на формирование этих метасоматитов в магматическую стадию [33].

Формирование Хибинского массива связывается с глубинными подкоровыми частями Земли [9, 21]. Однако магма до достижения поверхности должна была прорвать толщу архейских и протерозойских образований. Останцы этих пород присутствуют среди нефелиновых сиенитов и мельтейгит-уртитов рассматриваемого массива [18, 22, 29, 31, 42].

Вполне реально допустить, что магма, внедрившаяся в архейские образования и протерозойскую осадочно-вулканогенную толщу, сложенные неодинаковыми по составу и структуре породами, могла часть из них ассимилировать (карбонатные и некоторые легко усваиваемые породы), а другую часть термально метаморфизовать. Высказанное предположение находится в согласии с особенностями геологического строения протерозойского комплекса Имандра—Варзуга, в пределах которого известны линзы известняков и доломитов. Указанные линзы, как правило, залегают ниже графитизированных и филлитизированных сланцев. Концентрация графитизированного углистого вещества в прослоях сланцев варьирует от долей процента до почти мономинеральных. Они представляют собой метаморфизованные, углефицированные до графитовых, углистые детриты, т.е. механические осадки глины, пески, илы, первоначально содержавшие органическое вещество. В ассоциации с этими сланцами встречаются метаэффузивы, для которых характерны повышенные содержания калия, титана, железа, меди и ванадия [17]. В связи с этим показательно, что в Хибинах в районе Саамского (Лопарского) перевала среди фойяитов вблизи их контакта с рисчорритами распространены останцы роговиков по протерозойским глинистым, углистым, углисто-глинистым и другим сланцам, локально обогащенных (до 40%) органическим веществом [18] и сульфидами [28], а в пределах прилегающих к этому перевалу гор Кукисвумчорр и Юкспор и далее на восток от него с этими породами сопряжены нефелиновые сиениты, в которых пектолит и канкринит являются породообразующими минералами. Б.М. Куплетский и О.А. Воробьева в 30-е годы выдвинули гипотезу о заимствовании в этом районе щелочной магмой кальция из ассимилированных ею карбонатных пород [24].

Большой фактический материал по типоморфизму минералов согласуется с этим предположением. В качестве акцессорных минералов в породах и пегматитах Лопарского перевала установлены кальциевый ринкит, 6. Зак. 637 81 волластонит, титаноловенит и некоторые другие кальцийсодержащие минералы. В связи с этим следует заметить, что в последние два десятилетия в Хибинах выявлено широкое распространение содовых минералов [32]. Ранними исследованиями Б.М. Куплетского [22] и новыми работами Ю.П. Меньшикова [26] именно в этом районе прослежены пегматиты с корундовой и топазовой минерализацией.

Структурно-поисковым бурением в 1968—1978 гг. на значительных глубинах вскрыты роговики, локально обогащенные сульфидами, судя по развитым в них ассоциациям минералов (силлиманита, андалузита, кордиерита), возникшие по глиноземистым сланцам (блок между трахитоидными хибинитами и рисчорритами, локально мельтейгит-уртитами, район оз. Малый и Большой Вудъявр) [18]. Растпространенные здесь ассоциации (корунд-герцинит-гранат-силлиманит-андалузит-кордиерит) сходны с вышеописанными в фойянитах (горы Рисчорр, Кукисвумчорр, Саамский перевал, Юкспор, Эвеслогчорр).

Корундовая минерализация установлена и в роговиках, залегающих на контакте уртитов с ювитами на глубине 1437,2—1442,0 м в районе Партомчоррского апатитового месторождения. К рассмотренным останцам приурочены щелочные метаэффузивы.

Сульфидная минерализация в породах комплекса Имандра-Варзуга наблюдается как с вулканогенными породами, так и с осадочными. Проведенное нами совместно с В.И. Виноградовым (ГИН АН СССР) изучение изотопного состава серы сульфидов, отобранных из останцов, измененных роговиков в Хибинском массиве, показывает, что сульфидная сера имеет значительный разброс изотопных отношений при общем отчетливом обогащении ее легким изотопом ³² S. Нередко это обогащение превышает 5% о. а в одном из образцов — 8,4⁰/₀₀ (табл. 38). Подобный изотопный состав и особенно разброс изотопных отношений серы трудно объяснить с позиции ее подкорового происхождения. Обнаруженные вариации в изотопном составе сульфидной серы указывают на ее коровую природу. Интересно, что признаки корового происхождения серы сохранились, несмотря на ее участие в последующих магматических и гидротермальных процессах. Обычно в ходе магматогенного и гидротермального минералообразования происходит усреднение и гомогенизация изотопного состава серы, и если в данном случае, несмотря на, вероятно, высокие температуры (порядка 800° C), изотопный состав серы колеблется в пределах 10%, то это может означать, что исходный состав мобилизованной серы был чрезвычайно неоднородным. Большей неоднородностью серы с преимущественным обогащением легким изотопом характеризуется сера сульфидов осадочно-диагенетического происхождения. Возможно, что сера сульфидов в одних случаях принадлежала щелочному расплаву, в других – заимствовалась из вулканогенных пород, в третьих — ассимилировалась из осадочных пород.

Сопоставление полученных результатов с проведенными ранее измерениями изотопного состава серы сульфидов, отобранных из пегматитовых жил различных комплексов, слагающих массив [45], показывают, что там сульфиды, скорее всего, формировались при участии глубинной серы.

В породах и минералах из Хибинского массива присутствуют в небольших количествах рассеянные битумоиды и углеродистое вещество [29]. В составе битумоидов щелочных пород установлены соединения всех классов, характерных для битумоидов осадочных пород: масла, бензольные и спирто-бензольные смолы, асфальтены. Элементарный состав битумов характеризуется относительно высокими содержаниями углерода.

Часть исследователей считает, что битуминозное вещество возникло в результате абиогенного синтеза из простейших соединений углерода и водо-

Таблица 38. Изотопный состав серы минералов Хибинского массива

Минерал	Вмещающая порода	Место взятия образца	δ ³⁴ S, % ₀₀
1	2	3	4
			1

Роговики	(в контакте трахитоидных хибинитов с рисчорритами)

Пирит	Пегматит полевошпатовый Жила полевошпатовая То же	Скв. 558, интервал 598 м Тоже, 730—738 ‴7405	-1,4 -4,3 -5,1		
Пирротин	<i>n</i>		5,7		
	Вкрапленность в породе	^{**} 896	-8,4		
Пирит	Сульфидное обособление	скв. 557, интервал 61 м	-3,7		
Роговик	Мелкозернистая порода с вкрапленностью сульфидов	То же, 130	-3,7		
Пирит	Вкрапленность в породе	·· 135	-4,3		
Пирротин	Пегматит в хибините	" 400	-0,0		
	То же	ʻ' 1046	+0,3		
	"	" 1095	-0,3		
_	Роговики	скв. 545, интервал 977, 60 м	-4,2		
Пирит	Биотит-полевошпатовый	То же, 996,7	-2,5		
_	прожилок в роговиках				
Пирротин	Тоже	" 996,7	-3,4		
	Полевошпатовыи прожи- лок в роговиках	1095,20	-3,0		
	Сульфидный прожилок в роговиках	" 1249,20	-2,4		
	То же в сиентите	" 1271,5	-3,5		
	То же	" 1276	-2,9		
	Роговики (в контакте рисчо	рритов с фойяитами)			
Пирит	Полевошпатовое обособ- ление	Лопарский перевал	-4,8		
Пирротин	То же	Лопарский перевал	5,2		
	Вкрапленность в породе	плато Юкспор	5,3		
Пирит	То же	Лопарский перевал	-1,2		
Пирротин	"	Пирротиновое ущелье	-2,1		
Молибденит	Альбитовое тело в ар- хейских гранито-гнейсах	гора Валепахк	+0,7		
Нефелиновые сиениты [45]					
Сфалерит	Арфведсонит-полевош- патовый пегматит в гру- бозернистых хибинитах	гора Хибинпахкчорр	+2,2		
Сфалерит	Пегматит в хибините	гора Юмьечорр	+2,00		
	Пегматит в трахитоидных	Западный перевал горы	+0,0		
	хибинитах	Петрелиуса			
Галенит	То же	Там же	-0,8		
Сфалерит	Пегматит в лявочорритах	гора Партомчорр	+2,2		
	Полиминеральная жила	гора Юкспор	+0,9		
	Пойкилитовые нефелиновые	е сиениты (рисчорриты)			
Пирротин	Пегматит	гора Кукисвумчорр	0,2		
Сфалерит		гора Эвеслогчорр	+1,4		
	Ийолит-уртиты				
Сфалерит	Гидротермальный про- жилок в ийолитах	гора Рисчорр	+0,9		
Пирротин	Мельтейгиты	гора Кукисвумчорр, го- ризонт 322 м	0,0		

Таблица 38 (окончание)

1	2	3	4
Галенит	Гидротермальная жила в мельтейгитах	і гора Кукисвумчорр	i +0,3
Сфалерит	То же	··	+0,8
	"	,,	+1,0
Пирротин	Пегматит в массивных уртитах	гора Расвумчорр, гори- зонт 606 м	-1,6
Барит	Гидротермальная жила в мельтейгитах	гора Кукисвумчорр, го- ризонт 322 м	+10,6
Гакманит	Пегматит в уртитах	гора Расвумчорр	-0,4

рода во время кристаллизации и остывания щелочных пород массива. По И.А. Петерсилье, этот синтез происходил в низкотемпературную стадию формирования пород; по В.Н. Флоровской с соавторами, — в конце эпимагматического и в начале постмагматического этапов. В.К. Каржавин (Кольский филиал АН СССР) допускает возможность образования сложных углеводородов уже в щелочном расплаве. Однако распределение битумоидов в породах и минералах массива, связь с углеводородными газами, а также большое сходство битуминозных веществ рассматриваемых щелочных пород и битумоидов осадочных толщ и нефтей указывают на возможное заимствование органических компонентов щелочной магмой при ассимиляции вмещающих осадочных образований. По мнению Е.М. Люткевича (1967), такими породами могли быть известняки и доломиты либо протерозойского, либо палеозойского возраста (последние по аналогии с Контозерским массивом).

Сохранению высокомолекулярного органического вещества при ассимиляции осадочного материала, по мнению В.К. Каржавина и В.П. Вендилла (1972), могли способствовать специфические свойства агпаитовой магмы, в том числе ее высокая щелочность. Такое предположение снимает, в частности, вопрос о том, как могло возникнуть в результате таких совершенно различных процессов, как осадконакопление на по зерхности и кристаллизация магм на глубине, практически одинаковые по составу органические вещества.

Битуминозное вещество (синтезированное или ассимилированное) могло захватываться при кристаллизации ранних магматических минералов в виде механической примеси или в химически связанной форме и при дальнейшей эволюции становления щелочных пород (в меняющихся физикохимических условиях) служить исходным материалом для образования всех других форм органических компонентов изученных пород вплоть до углеводородных газов, твердых битумов и графита [29]. Приведенный фактический материал позволяет снова вернуться к идее академика A.E. Ферсмана [40] о возможном внедрении интрузий в участки фундамента, сложенные легко разложимыми под действием магм известняками или доломитами, в соответствии с гипотезой Р. Дэли.

Изотопные исследования экстрактов битумоидов и их отдельных фракций С.В. Икорским показывают, что значения δ^{13} С в целом близки к изотопному составу углерода, извлекаемого хлороформом из осадочных и метаморфических пород [29].

Изучение изотопного состава углерода графита в образцах автора, отоб-

ранных из сапфироносных пегматитов (гор Кукисвумчорр, Эвеслогчорр), а также из эгирин-полевошпатовой жилы (долина Гакмана, гора Юкспор) и альбитовых жил (гора Тахтарвумчорр) выявило широкий разброс отношений δ^{13} С от —7% до —25% (аналитик Л.П. Носик). (Шлюкова и др., 1985).

Такой разброс изотопных отношений в Хибинском графите отражает, скорее всего, результат смешивания углерода из различных источников. Одним из таких источников могут быть сухие восстановительные флюиды углеводородно-углекислого состава, которые имели место после консолидации пород (Боруцкий и др., 1985). В частности, капли графита из сапфироносного пегматита горы Кукисвумчорр, изотопный состав углерода которых δ^{13} С = $-7^0/_{00}$, могли образоваться из таких флюидов (указанный пегматит локализован в зоне тектонического разлома). В сопутствующих графиту минералах, содалите и нефелине, наряду с первичными включениями наблюдаются вторичные включения битуминозных веществ (Грошенко, Шлюкова, 1985).

Вопрос о возрасте пород ксенолитов и останцов в Хибинском массиве остается дискуссионным. В его пределах выделяются останцы сложенные породами архейского, протерозойского и девонского возрастов.

Первые встречаются редко, вторые распространены в значительных количествах в пределах палеоконтура комплекса Имандра—Варзуга, к третьим относят некоторые останцы по аналогии с Ловозерским массивом, где в ксенолитах туфогенных сланцев обнаружены растительные остатки плохой сохранности, отнесенные А.Н. Криштофовичем к верхнедевонскому или нижнекаменноугольному времени. Новыми исследованиями Р.П. Тихоненковой [34] доказывается, что часть пород, слагающих эти останцы и ксенолиты в указанном массиве, относятся к протерозойскому времени.

Спорным является вопрос о формационной принадлежности пород крупного останца (мощность 600—700 м, протяженность по падению 3,5 км, по простиранию около 6 км), вскрытого структурно-поисковым бурением внутри Хибинского массива в районе озер Малый и Большой Вудъявр (см. рис. 2) [18]. По мнению автора [42], эти породы представляют собой преобразованные реликты осадочно-вулканогенных пород, возраст которых протерозойский. В пользу этого предположения свидетельствуют следующие факты: 1) породы лежат в палеоконтуре толщи имандра-варзугской серии; 2) имеется тесная пространственная связь их с реликтами сланцев, отнесенных С.И. Заком с соавторами [18] к сейдореченской свите имандра—варзугской серии. Убедительные факты в пользу принадлежности этих пород к протерозойским получены при изучении их минерального состава.

Образцы пород, отобранные по разрезам трех скважин изучались в прозрачно-полированных шлифах с помощью микрозонда. В роговиках двух скважин в качестве акцессорных минералов были установлены монацит и апатит, химический состав которого несвойствен Хибинскому апатиту (см. табл. 32). Округлая форма выделений (см. табл. XVI и особенности химического состава акцессорного монацита (см. табл. 36), в частности, низкое содержание тория (согласно В.В. Ляховичу, характерное для монацитов именно докембрийских пород) подтверждает, что он является, повидимому, реликтовым минералом пород, принадлежащих, скорее всего, к протерозойскому комплексу Имандра—Варзуга. Высказанное предположение находится в соответствии с данными В.Г. Загородного с соавт. [17], согласно которым Хибинская интрузия срезает метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы стрельниковской серии имандра-варзугской толщи. В качестве акцессорного минерала в этих породах ими обнаружен монацит.

Глава V. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Детальное и систематическое изучение минералогии контактовых образований и пород реликтов древних кристаллических пород в нефелиновых сиенитах как Хибинского, так и Ловозерского массивов имеет не только научное, но и практическое значение.

Новое систематическое и детальное изучение сотрудниками Кольского филиала АН СССР геохимии пород Имандра—Варзугского комплекса [17] показывает, что породы, обрамляющие Хибинский массив, локально содержат повышенные количества железа, меди, марганца, фосфора, сульфидной серы, углеродистого вещества и являются потенциально рудоносными.

Контактовые взаимодействия щелочной магмы с различными по химическому составу осадочно-метаморфическими породами, как было показано выше, приводят к образованию специфических комплексов минералов, содержащих полезные компоненты: редкие земли, ниобий, марганец, ванадий, хром и некоторые другие. Исследованиями Ю.П. Меньшикова [26] выявлено широкое развитие корундоносных, а также топазоносных пегматитов, с которыми связаны значительные запасы коллекционного сапфира [6] *.

Интересные данные получены А.Н. Кулаковым и Б.В. Гавриленко (1981) о присутствии примесей тонкодисперсного золота на поверхности графита и молибденита в альбитовых жилах с молибденом на горе Тахтарвумчорр. Как полагают упомянутые исследователи, золото в альбитовых жилах отлагалось в процессе термального метаморфизма углеродсодержащих осадочных пород. Золото, видимо, в составе металлоорганических комплексов мигрировало из осадочных пород и затем отлагалось в тектонически ослабленных зонах с наложенной альбитовой минерализацией совместно с молибденитом, сфалеритом и другими сульфидами. Автором при специальном изучении сульфидов с помощью микрозонда золото в пределах уувствительности зонда не обнаружено. Не обнаружено оно и в графитах из сапфироносных пегматитов.

А.Н. Кулаковым и К.И. Поляковым (1979) выявлено закономерное увеличение хрома в титаномагнетите из зон и участков, претерпевших изменения на заключительных этапах формирования ийолит-уртитовой интрузии (такситовые ийолиты, зоны сфенитизации, биотитизации, перекристаллизации). Они полагают, что хром является унаследованным элементом. Источником хрома в хибинских породах могли быть ассимилированные основные и ультраосновные породы. Ксенолиты и останцы этих пород часто встречаются среди нефелиновых сиенитов.

В связи с этим следует заметить, что В.С. Докучаевой [13], в западной части в контактовой зоне Хибинского массива установлен хромитоносный норит-габбро-норитовый интрузивный комплекс в Имандра-Варзугской структуре. Хромпикотит, иногда встречается в качестве акцессорного минерала в фенитах, развитых по архейским гнейсам [38].

^{*} Следует заметить, что добыча, а тем более продажа образцов для коллекций с еще недостаточно изученных объектов вряд ли целесообразна. Дело в том, что помимо корунда в этих пегматитах обнаружены редкоземельные и ниобиевые минералы. Это же касается и минералов из астрофиллитовых жил, которые требуют дополнительного изучения с помощью новых методов. По нашему мнению, по аналогии с Ловозерским массивом их следует объявить заповедными.

Локально по осадочно-вулканогенным породам останцов (ксенолитов) развиваются апатито-сфеновые, сфеновые и сфен-амфиболовые новообразования, сходные с подобными образованиями из Хибинского массива. По Р.П. Тихоненковой [33], они являются продуктами взаимодействия щелочной магмы с породами, обедненными кремнеземом и богатыми кальцием, магнием и железом. В связи с этим, согласно О.Б. Дудкину (1977), возникает необходимость специального изучения их для выяснения природы сфеновых и апатито-сфеновых образований, широко распространенных в пределах апатитовых месторождений. Не исключено, что часть указанных образований могла сформироваться при магматическом замещении пород вмещающей рамы массива. Подтверждением сказанного может явиться находка крупных останцов (ксенолитов) роговиков среди мельтейгитуртитов, окруженных зонами сфенизации [30]. В Ловозерском массиве, по данным В.И. Герасимовского с соавт. (1966), образование апатит-сфеновых пород с амфиболом в эвдиалитовых луявритах рассматриваются как результат взаимодействия щелочной магмы с породами кровли.

Известно, что мельтейгит-уртиты Хибинского массива, несущие апатитовое оруденение, характеризуются необычайно широкими вариациями химического и минерального составов. Содержание в этих породах фосфора относительно низкое (0,37—0,60%) (Дудкин, 1977). Выяснению причин обособления апатитовых руд Хибин посвящены многие публикации. По мнению большинства исследователей, руды образовались путем кристаллизации из магмы, при этом явления ассимиляции не имели определяющего значения. Но в последнее время на большом фактическом материале выдвинута гипотеза о том, что ийолит-уртиты Хибинского массива формировались в результате переработки фонолитовой магмой более ранних ийолитов щелочно-ультраосновной формации (Дудкин и др., 1986). Однако автор считает необходимым обратить внимание на гипотезы иного плана. Академик А.Е. Ферсман [40] придавал большое значение в процессах формирования щелочных магм Кольского региона явлениям ассимиляции известняковых линз во вмещающих толщах. Д.П. Сердюченко (1973) высказал предположение о том, что образование апатитовых месторождений Хибинского массива происходило в результате глубинного выплавления из осадочного, богатого фтором фосфатно-карбонатного материала и вмещающих силикатных пород. По мнению Л.С. Бородина (1971), при формировании апатитовых месторождений Хибин фосфор из щелочной магмы мог осаждаться кальцийсодержащими породами. Это могли быть, например, пироксениты, а по мнению автора, — докембрийские известняки, линзы которых присутствуют во вмещающей массив толще имандра-варгузской серии. Основанием сказанного могут служить следующие положения.

1. Распространение останцов протерозойских пород находится в пределах палеоконтура развития имандра-варзугской серии.

2. Во вмещающих массив породах осадочно-вулканогенного имандраварзугского комплекса присутствуют линзы карбонатных пород, которые сопровождаются графитизированными сланцами.

3. В мельтейгит-уртитах, хибинитах и фойяитах Хибинского массива обнаружены реликты углистых сланцев.

4. В местах распространения ороговикованных сланцев в пределах массива отмечается концентрация сфена и появление амфиболовых разностей пород.

5. Б.М. Куплетским и О.А. Воробьевой еще в 30-е годы были обнаружены и изучены гибридные нефелиновые сиениты с высоким содержанием кальциевых минералов, в пределах гор Кукисвумчорр, Эвеслогчерр [24]. 6. Породы Хибинского массива характеризуются повышенным содержанием углекислого газа, а в отдельных зонах широко распространены карбонаты и гидрокарбонаты натрия, происхождение которых возможно связано не только с разложением виллиомита.

В свете сказанного выше следует обратить внимание на интересный факт. На участке оз. Малый Вудъявр—Лопарский перевал в трахитоидных хибинитах-мельтейгит-уртитах-рисчорритах-фойяитах прослеживается зона распространения останцов ороговикованных пород вмещающей рамы. В нижней части этой зоны развита кальциевая минерализация, а в прослеженной гипсометрически выше части зоны среди роговиков встречаются реликты углистых сланцев. Возможно, что такая закономерность связана с ассимиляцией щелочной магмой линзы известняков в сопряженных с ней глиноземистых графитизированных сланцев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение минералогии контактового ореала и реликтов вмещающих пород в нефелиновых сиенитах и мельтейгит-уртитах в пределах Хибинского массива дают основания сделать следующие выводы.

I. Контактовые образования — фениты, пегматиты, гидротермальные прожилки и сульфидные обособления возникали в ходе единого петрогенетического процесса становления Хибинской интрузии.

II. Химизм вмещающих архейско-протерозойских пород играл определяющую роль в формировании минеральных ассоциаций в зонах их контакта с щелочными породами как в краевых частях массива, так и в пределах его в местах распространения ксенолитов и останцов этих пород.

С породами низкой основности (архейскими гранито-гнейсами, протерозойскими песчаникоподобными породами) возникали безнефелиновые ассоциации: полевошпатовые, биотит-полевошпатовые, эгирин-полевошпатовые, а также кварц-полевошпатовые; с породами средней и высокой основности (осадочно-вулканогенными — диабазами, зелеными сланцами и др.) — полевошпат-нефелиновые с эгирин-диопсидом, магнезиальным амфиболом, близким по составу к породам мельтейгит-уртитовой серии.

Унаследованность химизма вмещающих пород проявляется при воздействии различных процессов: фенитизации, магматическом замещении и постмаґматических изменений.

III. Минеральные ассоциации (в фенитах, жильных образованиях) возникшие в процессе контактового взаимодействия щелочных магм с веществом вмещающих пород по сравнению с таковыми, развитыми в щелочных породах самой интрузии, характеризуются появлением своеобразных акцессорных минералов: ловенита, титаноловенита, чевкинита, бритолита, виллемита, тундрита, корунда, герцинита, самородного железа, V, Zr, Nbрутила. Минералы миаскитовой и агпаитовой ассоциаций (ильменит, звдиалит, астрофиллит) приобрели новые черты: здесь встречаются пирофанит, редкоземельно-марганцевый звдиалит, куплетскит, апатит с высоким содержанием редкоземельных элементов, калиевый полевой шпат с аномально высоким содержанием стронция.

IV. Полученные результаты позволяют использовать типоморфные особенности минералов в качестве индикаторов для суждения о природе пород ксенолитов и останцов. В ксенолитах основных пород под воздействием щелочных магм образовались нефелин-полевошпатовые ассоциации с ловенитом, бритолитом, кальциевым ринкитом, волластонитом. По ультраосновным породам развивались апатит-сфеновые ассоциации с амфиболом. Не исключено, что в массиве полностью ассимилировались породы карбонатного состава, которые могут фиксироваться по повышенному содержанию кальциевых минералов на отдельных участках нефелиновых сиенитов. Однако этот вопрос остается дискуссионным и требует дальнейшего исследования. V. Определенно установлено, что существенная сульфидная минерализация связана с воздействием щелочных магм на осадочно-вулканогенные протерозойские породы. С переработкой останцов пород связано появление корунда, топаза, хризоберилла, самородного железа, эсколоита и ближе неопределенных титан-ниобатов.

а

VI. Наиболее спорным остается вопрос о возможном происхождении части апатитовых пород в результате ассимиляции фонолитовой магмой известняков. Появление в Хибинском массиве скарновых минералов (волластонита, анкерита, перовскита) — возможный признак подобной ассимиляции. Выходы известняков наблюдаются среди протерозойских пород комплекса Имандра—Варзуга.

2

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф. Закономерности размещения массивов Центрального типа Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 1.С. 163—165.

2. *Борисенко Л.Ф.* Руды ванадия. М.: Недра, 1963. 150 с.

3. Боронихин В.А., Цепин А.И. Программа универсальная для расчета поправок и статистической обработки результатов текущих измерений при количественном рентгеноспектральном микроанализе // Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Л.: Машиностроение, 1980. Вып. 23. С. 204–217. 4. Боруцкий Б.Е. Идеи академика А.Е. Ферсмана и современные проблемы Хибин // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. М.: Наука, 1983.

С.40—46. 5. Боруцкий Б.Е., Варшал Г.М., Павлуцкая В.И. и др. Редкие земпи в минералах Хибинского массива // Изоморфизм в минералах. М.: Наука, 1975.С.221—246.

6. Буканов В.В., Липовский Ю.О. Новые находки благородного корунда в восточной части Балтийского щита // Самоцветы. Л.: Недра, 1980. С. 110—116.

7. Власова Е.В., Шлюкова З.В. Особенности некоторых акцессорных минералов титана из контактовых новообразований Хибин//Акцессорные минералы горных пород. М.: Наука, 1985. С. 33–34.

8. Галахов А.В. О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Хибинских тундрах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. С. 657—660.

9. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.

10. Горстка В.Н. Контактовая зона Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1971.98 с.

11. Денисов Е.И. Отчет о работе хибинской геологической партии по разведке Айкуайвентчорра и Ловчорра // Хибинские апатиты, Л., 1932. С. 400—402. (Лен химсектор: Вып. 11).

12. Добровольская М.Г., Шлюкова З.В., Цепин А.И. Структуры и продукты распада в железистой шпинели из Хибинского массива // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1980. С. 124—128.

13. Докучаева В.С., Жангурова А.А., Федотов Ж.А. Хромоносный норитгаббро-норитовый комплекс Имандра-Варзугской структурной зоны // Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С.36-51.

14. Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П. Минералогическое изучение кольских щелочных массивов и его практическое значение // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 112, вып. 5. С. 513-520.

15. Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984.96 с.

16. Забавникова Н.И., Шлюкова З.В., Власова Е.В., Врублевская З.В. Новые данные о минералах группы астрофиллита из пегматитов Хибинского массива // Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1973. С. 26–31.

17. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.

18. *Зак С.И., Каменев Е.А., Мина*ков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.

19. Исаенко М.П., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л. Определение главнейших минералов руд в отраженном свете. М.: Недра, 1978. 255 с.

20. Когарко Л.Н., Лактионова Н.В., Классова Н.С. Геохимия семейства железа в ийолит-уртитовом комплексе Хибинского массива // Геохимия, 1973. № 7. С. 985—987.

21. Когарко Л.Н., Крамм У., Блексланд А. и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 4. С. 1001-1004.

22. *Куплетский Б.М.* Пирротиновая жила на Рисчорре в Хибинских тундрах // Докл. Рос. АН. 1923. Январь—июнь. С.7—9.
23. *Куплетский Б.М.* К петрографии Хибинских тундр: Породы Восточного Умптека //Тр. Минерал. музея АН СССР. 1926. Т. 1. С. 83–166.

24. Куплетский Б.М. Кукисвумчорр и прилегающие к нему массивы Центральной части Хибинских тундр по съемкам 1929 и 1930 гг. // Тр. СОПС. 1932. Вып. 2. С. 5-62.

25. Мележик В.А., Предовский А.А. Металлогенетическая специфика метаосадочных толщ центра и запада Имандра-Варзугской зоны // Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 57—64.

26. *Меньшиков Ю.П*. Корундовая минерализация в Хибинском массиве // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 5, с. 1247-1249.

27. Металогения восточной части Балтийского щита / Под ред. Т.В. Билибина. Л.: Недра, 1980. 247 с.

28. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Под ред. А.Е. Ферсмана, Н.А. Смольянинова, Э.М. Бонштедт. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 563 с.

29. Минералогия Хибинского массива / Под редакцией Ф.В. Чухрова М.: Наука, 1978. Т. 1. 228 с; Т. 2. 586 с. (Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В. и др.).

 Новые хибинские апатитовые месторождения / Под ред. Е.А. Каменева, Д.А. Минеева. М.: Недра, 1982. 181 с.

31. Симон А.К., Шлюкова З.В. Ксенолиты Хибинского массивав связи с его геологической позицией // Автореф. работ сотрудников ИГЕМ АН СССР. М.: ИГЕМ АН СССР, 1972. С. 42–43.

32. Сняткова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 11. С. 124-128.

33. Тихоненкова Р.П. Фениты Хибинского щелочного массива // Редкометальные метасоматиты щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С. 5–94.

34. *Тихоненкова Р.П.* Новые данные о составе и возрасте Ловозерской свиты Кольского региона // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 4. С. 903–906.

35. *Тихоненкова Р.П.* Акцессорные хризоберилл и монацит в Хибинском массиве // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 5. С. 1236–1239.

36. Тихоненкова Р.П., Казакова М.Е. Первая находка бербанкита в массиве нефелиновых сиенитов // Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964. С. 40—44.

37. Тихоненкова Р.П., Казакова М.Е., Катаева З.Т. Типохимизм акцессорного попарита из щелочных пород и его генетическое значение // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1982. С. 150— 161.

38. Тихоненкова Р.П., Скосырева М.В. Акцессорные минералы фенитов Хибинского массива // Минералогия пегматитов и гидротермалитов некоторых щелочных массивов. М.: Наука, 1967. С.85—103.

39. Цепин А.И., Боронихин В.А. "Программа HP-I" статистической обработки результатов измерений и расчетов поправок при количественном рентгеноспектральном микрозонде (для ЭВМ "Hewlett-Packar9830" с ограниченной памятью) // Тр. ЦНИГРИ. 1977. Вып. 135. с. 17—36.

40. Ферсман А.Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 245 с.

41. Шаблинский Г.Н. Новые данные по тектонике Хибинского массива // Химия в естественных науках. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. С. 190–193.

42. Шлюкова З.В. Особенностиконтактной зоны Хибинского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1973. С. 16.

43. Шлюкова З.В. Минеральные ассоциации как индикаторы процессов взаимодействия щелочной магмы с разными типами вмещающих пород//Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 219–225.

44. Шлюкова З.В., Боруцкий Б.Е. О роли процессов взаимодействия щелочной магмы с вмещающими породами при формировании Хибинского массива // Новое в минералогических исследованиях. М.: ВИМС, 1976. С. 143–145.

45. Шлюкоев З.В., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Виноградов В.И. Обизотопном составе серы в минералах Хибинского массива нефелиновых сиенитов // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967. С. 106-108.

46. Шлюкова З.В., Бурова Т.А. Чевкинит из Хибин // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1963. Ч. 92, вып. 5. С. 597— 599.

47. Шлюкова 3.В., Власова Е.В., Цепин А.И. Виллемит из щелочных пород // Минерал. журн. 1980. Т. 2,№ 1.С. 100—102.

48. Шлюкова З.В., Добровольская М.Г., Кузьмина О.В., Молева В.А. Находка герцинита в Хибинском массиве // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1973. Ч.102, вып. 3. С. 342—347.

49. Шлюкова З.В., Молева В.А., Рудницкая Е.С. Бритолит из Хибинского массива // Материалы по минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1965. Вып. 4. С. 142—154.

50. Шумскан Н.И., Ильина Л.И., Миповзорова И.Т. Система диагностики рудных минералов по кристаллооптическим. данным. Л.: Недра, 1979. 168 с.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

- Таблица I. 1 кварц-полевошпатовый прожилок в песчаниковидных породах (перевал между горами Рисчорр и Партомчорр), полир. штуф, натур. вел.; 2 — полевошпатовый прожилок с герцинитом, полир. штуф, натур. вел.; 3 — ильменит-герцинитовое шлирообразное обособление в фенитизированных роговиках, полир. штуф, увел. 2,5; 4 — кальцит-эгириновый прожилок с бербанкитом, полир. штуф, натур. вел.
- Таблица II. Фенитизированный кварц-кордиерит-плагиоклазовый роговик; растровые изображения в характеристических рентгеновских лучах (*K*_α-излучение). Увел. 100Х100 мкм. Прозрачно-полир. шлиф.
- Таблица III. 1 капля графита, увел. 3; 2 капля графита, растровый электронный микроскоп, увел. 100; 3 гексагональные кристаллы графита, слагающие твердую оболочку капли, растровый электронный микроскоп, увел.1000. Растровые изображения графита в характеристических рентгеновских лучах: 1 — Si_{K-}, 2 —

 $C_{K_{lpha'}}$ 3 — Nа $_{K_{lpha'}}$ 4 — А $_{K_{lpha'}}$. Увел. 300×300 мкм.

- Таблица IV. 1 электронно-микроскопическое изображение пластинки графита, увел. 28000; электронограммы графита: 2 — содержащая рефлексы типа hkl, 00l и 10l; 3 — отображающая плоскость обратной решетки (110) ^X.
- Таблица V. 1 замещение органики троилитом, отраженный свет, увел. 40; 2 кристалл кобальтсодержащего леллингита, отраженный свет, увел. 130.
- Таблица VI. 1 халькопирит и борнит среди нерудных минералов, отраженный свет, увел. 160; растровые изображения в характеристических рентгеновских лучах (увел. 80х80 мкм): $2 e; 3 Fe_{K\alpha}; 4 Cu_{K\alpha}; 5 S_{K\alpha}$
- Таблица VII. Каплеобразные выделения кобальтсодержащего леллингита в ильмените 1 — в отраженном свете, увел. 100; растровые изображения в характеристических рентгеновских лучах 50Х50 мкм: 2 — Ге_{К,х}, 3 — Со_{К,х}, 4 — Аз_{К,х}, 5 — Ni_{K,x}
- Таблица VIII. 1 эсколаит; микродифракционные картины, отвечающие различным сечениям обратной решетки эсколаита; 2 251[×], 3 (141)[×], 4 (441)[×]; 5 электронное изображение (e⁻), 6 растровое изображение в характеристических рентгеновских лучах Cr_K, увел. 40Х40 мкм
- Таблица IX. 1 кристалл корунда в полевом шпате, увел. 8; растровое изображение в характеристических рентгеновских лучах (полир. шлиф., увел. 100×100 мкм): 2 — АІ_{Ка}, 3 — Fe_{Ka}, 4 — Ст_{Ка}, 5 — Ті_{Ка}
- Таблица X. 1 характерная штриховка на призматических гранях кристалла V, Zr, Nb-рутила, отраженный свет, увел. 70; 2 — кристалл V, Zr, Nb-рутила (светлосерое), отраженный свет: а — сечение вдоль удлинения кристалла; б — изотропное сечение (поперек удлинения) кристалла, полир. шлиф., увел. 50 (серое — нерудные минераль)
- Таблица XI. Форма и характер распределения включений в герцините. 1 герцинит (серое) с относительно крупными включениями магнетита (белое) и нерудных минералов (темно-серое разных оттенков), полир. шлиф, обр. 748, увел. 165; магнетит в герцините, образующий структуры распада; 2 — кольцевые; 3 — линейные, грубо-ориентированные; 4 — смешанные обр. 300, полир. шлиф, увел. 320; 5 — изометричные кристаллы герцинита; 6 — каймы герцинита вокруг корунда (5, 6 — из корундоносного пегматита, гора Кукисвумчорр)

- Таблица XII. 1 изображение герцинита; 2 микродифракционная картина герцинита [ось зоны (001)]. Растровые изображения герцинита 50Х50 мкм; 3 электронное изображение; изображения в характеристических рентгеновских лучах: 4 $Fe_{K_{\alpha}}$, 5 $AI_{K_{\alpha}}$, 6 $Mn_{K_{\alpha}}$
- Таблица XIII. Результаты сканирования минерала типа циркелита в рентгеновских лучах (К_м-излучение)
- Таблица XIV. 1 радиально-лучистые выделения хибинского тундрита, увел. 10, напылен MgO; 2 — агрегат кристаллов тундрита с плоскостями отдельности, перпендикулярными оси с, увел. 30, в проходящем свете без анализатора; 3 — морфология кристаллов ловенита, увел. 6
- Таблица XV. Включения редкоземельного титано-силиката в апатите. Результаты сканирования в рентгеновских лучах (К_о-излучение). Увел. 100Х100 мкм
- Таблица XVI. Монацит в ассоциации с плагиоклазом в роговиках. Результаты сканирования в характеристических рентгеновских лучах (К_а-излучение), увел. 60Х ×60 мкм. Прозрачно-полир. шлиф.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Альбит 23, 24, 25, 59 Альмандин 22, 56 Анальцим 19, 22 Андалузит 7, 11, 23, 56, 80 Анкерит 76, 78, 89 Анкилит 24 Анортоклаз 24-25 Апатит 15, 16, 17, 20, 22, 24, 70-72, 85,89 Арфведсонит 23, <u>30</u>, 77 Астрофиллит 23, 59-61, 89 Бадделеит 24, 45 Бербанкит 13, 21, 22, 24, <u>76</u>-77, 93 Бетафит 24, 55 Биотит 11, 16, 18, 23, 32 Бритолит 18, <u>71-74</u>, 89 Борнит 24, 37, 93 Броммелит 24, 42 V, Zr, Nb-рутил 22, 42-45, 89 Виллемит 18, 24, 68-70, 78, 80, 89 Виллиомит 87 Волластонит 23, 78, 82, 89 Гадолинит 21, 24, 70 Галенит 22, 24, 38, 83, 84 Гематит 23 Герцинит 13, 21, 24, 47-50, 81, 89, 93 Гетит 23 Гетценит 23, 58 Гипс 24, 75 Гранаты 12, 22, 56, 77 Графит 21, 24, 33-34, 84-85, 93 Джерфишерит 22, 36, 78 Диопсид 23, 28, 78 Золото 86 Ильменит 15, 16, 17, 21, 36, 45-47, 89 Ильменорутил 24, 45 Калиевые полевые шпаты 23, 89 Калий-натриевые полевые шпаты 23 Кальциевый ринкит 23, 58, 81 Кальцит 21, 22, 24, 75-76 Канкринит 12, 23, 57 Катаплеит 24 Кварц 11, 16, 18, 23, 77

Кобальтсодержащий леллингит 21, 24, 38-39 Кордиерит 11, 23, <u>31,</u> 93 Корунд 11, 21, 40-42, 80, 89 Кубанит 24, 37<u>, 79</u> Куплетскит 18, 23, 59-61, 89 Лампрофиллит 19 Лепидомелан 21, 32 Ловенит 17, 18, 20, 24, <u>65-67,</u> 78, 80, 89 Лопарит 15, 19, 24, 50-51 Магнетит 21, 47, 48, 50 Макиновит 24 Марказит 36 Минералы группы ловенита 65-67 Минерал типа циркелита 21, 55-56 Минералы группы перовскита 50-51 Минералы группы шпинели 47-50 Минералы группы ринкита 58-59 Минералы группы эвдиалита 67-68 Молибденит 22, 37-<u>38</u>, 77, 86 Монацит 21, 24, 74-75, 80, 85, 94 Мусковит 11, 23, 33, 77 Натролит 19 Нептунит 19, 23 Ниоболопарит 18, 24, 51 Нефелин 22, 23, 27-28 Оливин 23 Ортоклаз 12, 21, 22, 24-25 Парагонит 23, 32 Пектолит 23, 57 Перовскит 24, 50, 89 Пирит 18, 20, <u>36</u>, 79, 83 Пироксены 28-29 Пирофанит 18, 24, 47 Пирохлор 18, 19, 20, 24, 51-55, 77 Пирротин 12, 18, 20, 35-36, 79, 83 Плагиоклазы 16, 20, 21, 23, 24, 26, 80 Полимигнит 55 Рамзаит 23 Расвумит 22, 36, 79 Редкоземельный марганцевый эвдиалит 18, 24, 67-68

Рибекит 23, 30, 78 Ринкит 23, 58-59 Розенбушит 23 Рутил 24, 42 Самородное железо 22, 24, <u>34-35</u>, 89 Силлиманит 56-57 Сидерит Слюды 32-33 Сода 82, 87 Содалит 21, 23, 57 Сфалерит 19, 22, 38, 83, 84 Сфен 17, 23 Сульфиды железа 35-37 Сульфиды меди 37 Тетраферрифлогопит 12, 32 Титаноловенит 24, 65-66, 79, 82, 89 Титаномагнетит 21, 24, 36 Топаз 23, 56, 77, 81 Троилит 22, 35, 93 Тундрит 23, 62-64, 89 Ульманнит 24 Фергюсонит 24

Халькозин 24, 37 Халькопирит 21, 24, 37, 93 Хризоберилл 24, 42, 89 Церрусит 24, 38, 76 Циркелит 24, 55 Циркон 18, 21, 24, 64-65 Чевкинит 18, 23, 61-62, 89 Шерломит 21, 23, 56 Шпинель 7, 80 Шелочные полевые шпаты 24-27 Эвдиалит 15, 24, 67-68 Эгирин 12, 22, 30, 77 Эгирин-диопсид 23 Эгирин-салит 23 Эденит 22, 31 Энигматит 22, 23 Эпидот 18, 23-56

Эсколоит 21, 24, 40, 89

Эшинит 24, 55

Флогопит 23

Флюорит 20, 24, 39-40

оглавление

Введение
Глава I. Геологическое положение и строение Хибинского массива
Глава II. Контактовые новообразования Хибинского массива
Новообразования в останцах вмещающих пород, локализованных в пределах мас- сива
Глава III. Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ас- социаций в контактовых новообразованиях
Типоморфные особенности породообразующих минералов
Глава IV. Реконструкция природы останцов в нефелиновых сиенитах80
Глава V. Металлогеническое значение вмещающих пород при формировании Хибинского массива
Заключение
Литература
Объяснения таблиц
Алфавитный указатель минералов