

МАТЕРИАЛЫ
ПО МИНЕРАЛОГИИ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

5

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**МАТЕРИАЛЫ
ПО МИНЕРАЛОГИИ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА**

V



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград 1967

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит материалы, полученные в процессе изучения сульфидных месторождений Кольского полуострова, гранитоидов и связанных с ними пегматитов, щелочных интрузивных пород, богатых самыми различными типами минерализации. По своему содержанию статьи направлены на решение наиболее актуальных вопросов геологии Кольского полуострова и поисков на его территории новых промышленных месторождений.

Сборник представляет как теоретический, так и практический интерес для широкого круга геологов и минералогов.

Ответственный редактор

И. В. БЕЛЬКОВ

МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

V

Утверждено к печати

Кольским филиалом им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*

Технический редактор *М. И. Кондратьева*

Корректор *Г. А. Мошкина*

Сдано в набор 28/I 1967 г. Подписано к печати 20/IV 1967 г.
РИСО АН СССР № 224-60Р. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 7¹/₂.
Печ. л. 14+1 вкл. (1¹/₄ печ. л.)=19,95 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 19,90.
Изд. № 3358. Тип. зак. № 72. М-22666. Тираж 800.
Бумага типографская № 1. Цена 1 р. 57 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие	4
Г. И. Горбунов. Гидротермальный жильный комплекс в ультраосновных и основных породах Печенги	5
Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева. Минеральный состав руд и околорудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения (Мурманская область)	16
Ж. А. Федотов, Н. П. Колесников. О генезисе медно-никелевой сульфидной минерализации в амфиболитах района Кейв	64
М. Г. Федотова. Ретгерсит Аллареченского месторождения	70
Ю. А. Астафьев, А. П. Афанасьев. О минералогическом составе и условиях образования тектонических глинок медно-никелевых месторождений Печенги	74
В. Р. Ветрин. Акцессорные минералы плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитоидов среднего течения р. Стрельны	81
Г. В. Виноградова. Акцессорные минералы каскельярского гранитоидного комплекса	105
Н. В. Бельков, Н. П. Колесников. О соотношении циркония и гафния в гранитах Кольского полуострова	115
А. Н. Виноградов, М. И. Дубровский. О типах ассоциаций акцессорных минералов в нормальных гранитах	119
А. П. Белолипецкий, Н. А. Елина. О составе редких земель в акцессорных минералах жильных образований щелочных гранитов	124
А. П. Белолипецкий, А. П. Денисов, Н. А. Елина, Е. А. Кульчицкая. О некоторых результатах химического и рентгеноструктурного изучения минералов группы эпидота—ортита	129
В. Р. Ветрин. О химическом составе акцессорного магнетита стрельнинских гранитов (Кольский полуостров)	138
В. Е. Романов. О грейзенах в районе Юоввоайвского гранитного массива	145
Ю. Н. Ильин. Редкие щелочи в микроклинах из пегматитов Пороозера	158
А. В. Лоскутов, Н. И. Плетнева. Окраска и строение кристаллов дымчатого кварца с Восточных Кейв	166
О. Б. Дудкин. О природе характерной окраски некоторых минералов в щелочных породах и пегматитах	169
Л. В. Козырева. Нефелин-полевошпатовые парагенезисы в породах Хибинского щелочного массива	185
Н. В. Буссен, Д. Л. Розачев. Породообразующий эвдиалит Ловозерского щелочного массива	194
А. П. Афанасьев, В. В. Колесникова. О гидрофлогопите и вермикулите Ковдорского месторождения	214
Л. В. Козырева, А. В. Мокрецова. Новые данные по магнезиально-железистым слюдам Хибинского массива	221

ПРЕДИСЛОВИЕ

28 марта 1966 г. исполнилось 80 лет со дня рождения выдающегося деятеля Коммунистической партии Советского Союза Сергея Мироновича Кирова. С именем С. М. Кирова связано возникновение рудодобывающей промышленности на Кольском полуострове. Совместно с А. Е. Ферсманом им были организованы научные исследования и широкая разведка богатейших недр Кольского полуострова, создана научно-исследовательская база АН СССР. Памяти С. М. Кирова посвящается настоящий сборник.

В настоящее время к числу актуальных вопросов относятся вопросы геологического положения и происхождения медно-никелевых руд Кольского полуострова. Процессы медно-никелевой минерализации и вещественный состав руд освещаются в работах Г. И. Горбунова, Ю. Н. Яковлева и А. К. Яковлевой, Ж. А. Федотова, М. Г. Федотовой, Ю. А. Астафьева, А. П. Афанасьева, помещенных в настоящем сборнике.

Весьма разнообразные по составу и происхождению гранитоиды Кольского полуострова в ряде случаев отличаются богатой и своеобразной минерализацией, свидетельствующей о значительных перспективах поисков на Кольском полуострове новых видов сырья. Именно поэтому кольские гранитоиды в последние годы изучаются особенно детально. Новые материалы по вещественному составу гранитоидов приводятся в работах В. Р. Ветрина, Г. В. Виноградовой, И. В. Белькова и др. Новые данные о процессах грейзенизации, о пегматитах, связанных с гранитными интрузиями, содержатся в статьях В. Е. Романова и Ю. И. Ильина.

Необычным минеральным составом славятся щелочные интрузивные породы Кольского полуострова. Вопросам происхождения и типоморфизма минералов Хибин и Ловозера посвящены статьи Л. В. Козыревой, О. Б. Дудкина, И. В. Буссен и Д. Л. Рогачева. В статье А. П. Афанасьева и В. В. Колесниковой дается детальная характеристика нового вида сырья — вермикулита Ковдорского щелочно-ультраосновного массива.

Публикуемые в сборнике новые материалы по минералогии Кольского полуострова могут представить интерес для широкого круга научных работников и геологов-практиков.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС В УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ПЕЧЕНГИ

Примечательной особенностью ультраосновных и основных интрузивов Печенги является повсеместное развитие в них разнообразных по составу гидротермальных жил, возникновение которых, по мнению большинства исследователей, тесно связано с процессами метаморфизма горных пород (Вейринен, 1938; Елисеев и Папушис, 1952; Горбунов, 1958; Елисеев, 1961). Явления наложения на собственно магматические образования более низкотемпературных гидротермальных процессов минерализации, как было показано автором ранее (Горбунов, 1959, 1960, 1961), занимали видное место также и при формировании медно-никелевых месторождений. Во всех случаях образование жил совпадало с очередным проявлением регионального и местного тектогенеза, при котором главную роль играли разрывные нарушения все более возрастающих порядков.

Минеральный состав жил определяется прежде всего составом вмещающих пород, затем интенсивностью трещинообразования, температурой и химизмом метаморфизующих растворов. Так, для диабазов и габбро-диабазов весьма типичны кварцевые, кварцево-кальцитовые и кварцево-аксинитовые жилы, нередко с вкрапленностью пирротина, халькопирита и борнита. Среди габбро отмечаются кварцево-кальцитовые, аксинитовые, пироксеновые, эпидотовые, пренитовые и биотитовые жилы. Но особенно многочисленны и разнообразны гидротермальные жилы в серпентинизированных перидотитах и серпентинитах, где выделяются хризотил-асбестовые, магнетито-хризотилитовые, магнетитовые, серпентитовые, карбонатно-серпентинитовые, тремолитовые, карбонатно-тремолитовые, хлоритовые, тальковые, тальково-карбонатные, карбонатные и сульфидные жилы.

В статье приводится краткая характеристика минерального и химического состава только наиболее типичных для ультраосновных и основных пород гидротермальных жил и делается попытка осветить их происхождение в связи с процессами метаморфизма.

Хризотил-асбестовая минерализация, которой в последние годы стало придаваться практическое значение (Горбунов, 1958; Меренков и Токмаков, 1960), приурочена к определенным зонам мощностью от 5 до 30 м, расположенным среди серпентинитов и серпентинизированных перидотитов в центральных частях дифференцированных интрузивов. Такие зоны протягиваются параллельно контурам интрузива по простиранию и падению на сотни метров. В наиболее крупных массивах, как было показано автором (Горбунов, 1958), отмечаются по две и более зоны хризотил-асбестовой минерализации, разделенные участками более поздней тальково-карбонатной минерализации или неминерализованными массивными серпентинитами.

Основная масса хризотил-асбестовых жил выполняет пластовые трещины. Обычно это серия тонких (1—15 мм) прожилков, параллельных первичной расслоенности интрузивов (рис. 1). Реже встречаются жилки мощностью 50—60 мм. Наряду с хризотил-асбестовыми жилами часто встречаются (в порядке последовательности образования) магнетит-хризотил-асбестовые, магнетитовые, серпофитовые, кальцитовые, серпентин-кальцитовые и сульфидные жилы. Хризотил-асбестовые жилы всегда более ранние и пересекаются всеми другими жилами. Среди асбестовых жил преобладают магнетит-асбестовые, при этом магнетит располагается в центре жилы (рис. 1) или в зальбандах. Нередко по простиранию асбестовая жила переходит в тончайшую магнетитовую. Содержание асбестового



Рис. 1. Серия параллельных хризотил-асбестовых прожилков (белое) с магнетитом (серое среди асбеста) в серпентините. Участок Соукерейоки.

Серая мелкая сыпь в серпентините — магнетит и сульфиды.

волокна, по данным Б. Я. Меренкова и П. П. Токмакова (1960), колеблется от десятых долей до 5—8%, в среднем 0.5—2.5%.

Хризотил-асбест поперечноволоконистый, зеленовато-желтого цвета, $N_g = 1.550 (\pm 0.005)$, $N_p = 1.540 (\pm 0.003)$. Нередко отмечаются игольчатые включения магнетита вдоль волокон асбеста. Под микроскопом отчетливо наблюдается ленточная реликтовая коллоидная структура.

В табл. 1 приведены химические анализы хризотил-асбеста (анализы 1—4). Б. Я. Меренков и П. П. Токмаков (1960) для хризотил-асбеста с участка Каула приводят следующую кристаллохимическую формулу:



По химическому составу хризотил-асбест Печенги отличается от других месторождений асбеста повышенным содержанием железа, приближаясь в этом отношении к асбесту в серпентинизированных дунитах Шабани (Южная Родезия). Следует в связи с этим подчеркнуть, что и материнские для асбеста породы — серпентиниты — также имеют повышенное содержание железа.

По механическим свойствам асбест относится к полудомкким и ломким сортам, сопротивление на разрыв 210.7—220 кГ/мм², кислотостойкость (растворимость в 10%-й HCl при нагревании в течение 2 час.) 44.5—55.2% (данные Б. Я. Меренкова и П. П. Токмакова).

Серпофитовые жилы находятся в тесной генетической связи с хризотил-асбестовыми, имеют мощность от нескольких долей миллиметра до 10—30 см. Они выполняют тектонические трещины скалы, и в этом случае на образцах темно-зеленого серпофита ясно видны

Химический состав хризотил-асбеста, серпфита и талька

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42.01	41.87	40.25	40.68	42.29	39.01	63.34	61.18
TiO ₂	0.08	—	Следы.	—	0.08	0.08	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	1.20	1.22	—	0.53	1.49	3.47	0.10	0.82
Fe ₂ O ₃	2.25	1.57	3.71	3.94	1.42	3.13	2.16	0.39
FeO	1.56	2.99	4.14	4.71	2.03	7.80	4.10	5.00
MnO	0.06	0.03	—	0.02	0.05	Не опр.	—	—
MgO	38.21	38.93	34.20	35.33	39.00	32.97	28.13	27.39
CaO	0.00	Следы.	2.21	0.80	0.00	Не опр.	0.00	0.84
Na ₂ O	0.05	0.05	0.00	0.00	0.11	» »	—	0.00
K ₂ O	0.00	0.05	1.82	0.97	0.00	» »	—	0.00
H ₂ O ⁺	12.87	12.33	10.89	11.23	12.69	11.78	2.21	4.28
H ₂ O ⁻	1.44	1.03	1.84	1.63	1.04	1.80	0.22	—
NiO	0.04	0.28	0.00	0.00	0.05	Не опр.	—	0.00
CO ₂	0.17	0.00	0.00	0.00	0.24	» »	0.0	0.34
П. п. п.	0.00	0.00	1.14	0.65	—	—	—	—
Сумма	99.94	100.35	100.20	100.49	100.49	100.04	100.32	100.24
Удельный вес	2.44	2.50	2.53	2.60	2.556	2.665	2.831	—

Примечание. 1 — хризотил-асбест, участок Западное Ортоайви, анализ В. Г. Загинайченко; 2—4 — анализы хризотил-асбеста, заимствованные из статьи Б. Я. Меренкова и П. П. Токмакова (1960); 2 — с участка Каула, 500 м к северу от шахты, 3 и 4 — с участка Камминия, 250 м к северу от рудной зоны; 5 — серпфит светло-зеленый со слоистой структурой, участок Западное Ортоайви, анализ В. Г. Загинайченко; 6 — серпфит черный, участок Каула, коллекция Н. А. Корнилова (1960 г.), анализ Н. А. Елиной; 7 — темно-зеленый тальк, участок Каула, коллекция Н. А. Корнилова (1960 г.), анализ С. И. Смирновой; 8 — зеленый тальк, участок Котсельваара, коллекция М. В. Денисовой (1954 г.), анализ А. М. Бондаревой.

зеркала скольжения. Но чаще всего плотный, черный и темно-зеленый серпфит встречается в виде коротких извилистых и ветвящихся жилок в ассоциации с хризотил-асбестом и в прожилково-вкрапленных сульфидных рудах (рис. 2).

Границы серпфитовых жил всегда очень резкие. Они пересекают жилы хризотил-асбеста, в свою очередь сами пересекаются наиболее поздними халькопиритовыми, тальковыми и карбонатными жилами. Для серпфитов характерны тонкослоистые колломорфные макро- и микротекстуры. Для изотропного серпфита $N=1.563$, для двупреломляющих $Ng'=1.565 \pm 0.002$, $Np'=1.559 \pm 0.002$.

Химические анализы серпфитов приведены в табл. 1 (анализы 5 и 6). Из табл. 1 видно, что серпфиты по составу близки к хризотил-асбесту, также содержат повышенное содержание железа, причем черный серпфит из оруденелого серпентинита участка Каула содержит гораздо больше железа, чем светло-зеленый полосчатый серпфит с участка Западное Ортоайви.

Серпфиты из наиболее крупных жил, залегающих в безрудных серпентинитах, могут использоваться как поделочные камни. Изделия из полированного серпфита красивы и весьма прочны.

Тальковые жилы, сложенные плотным зеленым стеатитом, встречаются в большом количестве на участках Каула, Котсельваара, Кьердживор и др. Тальковые жилы с карбонатами на участке Кьердживор образуют среди рассланцованных и оталькованных серпентинитов целую минерализованную зону мощностью 50—60 м, разделяющую на две части отмеченную выше зону асбестовой минерализации. Содержание талька в жилах достигает 50—60%. Мощность жил изменяется от 1—2 до 50—80 см.

На участке Котсельваара максимальное количество тальковых жил сосредоточено также в рассланцованных серпентинитах в непосредственной близости от рудного тела и нередко в прожилково вкрапленных рудах. Жилы имеют мощность от 1—2 мм до 10 см, залегают параллельно рудному телу, часто образуя густую сеть секущих параллельных прожилков (рис. 3). Тальк, как правило, не содержит сульфидов. Встречающиеся местами примазки сульфидов представляют собой деформированные ксенолиты первичных вкрапленных руд. Постоянной примесью в тальковых жилах является карбонат.

Оптические константы талька: $N_g = N_m = 1.602$, $N_p = 1.551$, $N_g - N_p = 0.051$, $2V = 1-5^\circ$. Химический состав приведен в табл. 1 (анализы 7



Рис. 2. Серия секущих халькопиритовых прожилков (белое) выполняет трещины разрыва в богатой вкрапленной сульфидной медно-никелевой руде в серпентините.

Черное — жила серпофита.

и 8). Из табл. 1 видим, что тальк содержит повышенное количество железа и совершенно не содержит никеля.

Геологические условия залегания тальковых жил, их постоянная ассоциация с новообразованиями карбонатов свидетельствуют о том, что они образовались в позднюю стадию метаморфизма в результате гидротермального изменения серпентинитов (включая и оруденелые серпентиниты) под воздействием гидротерм, содержащих углекислоту.

Тальковая минерализация, ассоциирующаяся с бедными вкрапленными сульфидными медно-никелевыми рудами, подвергающимися обогащению, в случае разработки дешевого способа попутного получения селективного талькового концентрата может представить практический интерес.

Карбонатные жилы очень широко распространены в ультраосновных и менее основных породах, особенно много их в зонах дробления, рассланцевания и гидротермального изменения пород. Они сопровождают также оруденелые тектонические зоны. Заполнение трещин карбонатами шло по мере их развития или новообразования. Поэтому отмечается несколько генераций карбонатных жил, начиная со стадии серпентинизации и кончая послерудными минерализованными тектоническими зонами, в которых самая юная генерация карбонатов представлена друзами кальцита. Мощность жил колеблется от 1—2 мм до 50—60 см, длина 1—20 м. Среди карбонатов преобладает кальцит с $N_m = 1.655-1.678$, реже встре-

чаются магнезит — $Nm=1.698-1.700$, доломит — $Nm=1.683$, анкерит — $Nm=1.687-1.697$, брейнерит — $Nm=1.706$, сидерит — $Nm=1.782$.

Вопросы генезиса хризотил-асбестовых жил нами уже рассматривались (Горбунов, 1958). Образование месторождений хризотил-асбеста обычно связывается с воздействием на ультраосновные породы более молодых гранитных интрузий (Татаринов, 1948). Однако в нашем районе каких-либо молодых гранитоидов и их эманаций не встречено. Следовательно, нет оснований связывать хризотил-асбестовую минерализацию с какими-то гипотетическими кислыми интрузиями.

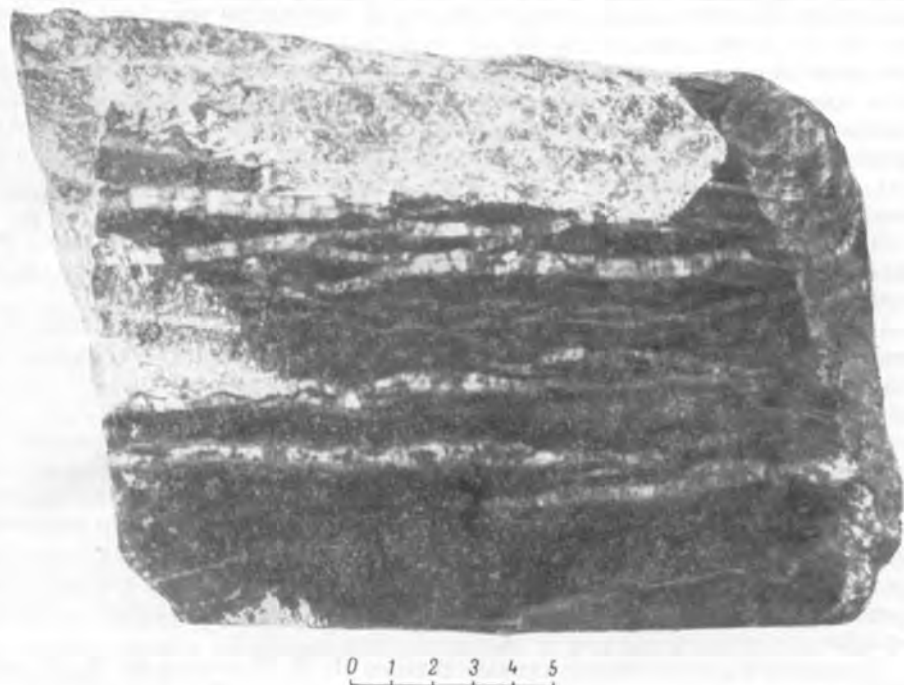


Рис. 3. Тальк-стеатитовые жилы в оруденелом серпентините. Участок Котсельваара.

Приведенные данные полностью подтверждают то основное положение, что хризотил-асбестовая, серпофитовая и частично карбонатная минерализация в перидотитах Печенги тесно связаны с процессом их серпентинизации. Как известно, серпентинизации подверглись все без исключения интрузивы ультраосновных пород, причем интенсивность процесса тем больше, чем меньше размеры интрузивных тел (Елисеев, 1961; Горбунов, 1961).

Существует две гипотезы серпентинизации ультраосновных пород. Согласно первой — аутометаморфической, источником серпентинизирующих газов и растворов признаются сами ультраосновные магмы (Левинсон-Лессинг, 1909; Лодочников, 1936; Hess, 1938; Пинус и др., 1958 и др.), согласно второй — аллометаморфической, серпентинизация происходит в результате воздействия растворов, связанных с интрузией более молодых кислых магм (Кротов, 1915; Татаринов, 1928; Боуэн и Туттл, 1950; Dresser, 1955 и др.).

В связи с изучением платиновых, хромитовых и других месторождений часть исследователей приходит к выводу о последовательном проявлении обоих типов серпентинизации, и суть вопроса состоит только в том, в ка-

кой степени развит тот и другой тип серпентинизации. Так, по данным А. Н. Заварицкого (1928), А. Г. Бетехтина (1937) и Г. А. Соколова (1938), в конечные стадии формирования хромитовых тел образуются вначале оторочки первичного серпентина либо вильямсита, генетически связанные с теми же остаточными растворами, из которых образовались и хромшпинелиды. В количественном отношении эти аутометаморфические изменения, относящиеся к пневматолитовой фазе магматического процесса, обычно выражены слабо. Массовая же серпентинизация ультраосновных пород наступает после того, как совершенно закончился магматический процесс, и она является самостоятельным эпимагматическим процессом. Источник воды следует искать за пределами массивов. По мнению А. Г. Бетехтина, вода могла выделяться при дифференциации и кристаллизации скрытых на глубине магматических очагов и, может быть, даже тех очагов, магма которых послужила исходным материалом при формировании габбро-перидотитовых интрузивов. С другой стороны, серпентинизация могла быть обусловлена проникновением фреатических вод, действовавших в условиях повышенных температур на глубине.

Полученный к настоящему времени материал позволяет считать, что серпентинизация печенгских никеленосных ультраосновных пород также происходила по крайней мере в две стадии.

Начальная стадия серпентинизации достаточно четко устанавливается на обоих главных породообразующих минералах — оливине и пироксене. Оливин замещается поперечноволокнистым хризотилом с образованием характерной петельчатой микротекстуры. При этом в центре жилок хризотила, пересекающих зерна оливина, отмечаются тонкие просечки из вторичного магнетита, фиксирующие положение первичной трещины. Моноклинный пироксен частично превращается в коричневый амфибол — керсутит, который в свою очередь замещается зеленой роговой обманкой. Наблюдения в наименее измененных интрузивах показывают, что количественное значение продуктов начальной стадии серпентинизации не превышает 20—40% от первоначального объема породы.

Опираясь на экспериментальные данные Н. Л. Боуэна и О. Ф. Туттла (1950), можно предположить, что данная стадия серпентинизации связана с летучими компонентами, содержащимися в материнской магме, и протекала в интервале температур 500—400° несколько позднее или одновременно с кристаллизацией сульфидов. Известно, что роль летучих компонентов (H_2O , CO_2 , H_2S и др.) при кристаллизации изверженных пород двойкая: при высокой температуре они способствуют кристаллизации минералов, но в состав их не входят, а при понижении температуры они вступают в реакцию с уже выделившимися минералами. Н. Л. Боуэн и О. Ф. Туттл установили, что оливин при температуре выше 500° не реагирует с парами воды и серпентинизация его происходит ниже указанного предела. Серпентинит в присутствии водяного пара устойчив при любых давлениях до температуры 500°, причем в интервале 400—500° он существует в паразитизме с оливином, а ниже — самостоятельно. Иными словами, реакция серпентинизации не зависит от величины давления и практически может осуществляться в земной коре до глубины 15 км. Глубже, согласно геотермическому градиенту, температура будет больше 500° — температуры, являющейся критической для серпентина.

Такой вывод как будто находится в противоречии с утверждением А. Н. Заварицкого (1928) об исчезновении серпентинизации в уральских дунитовых массивах на глубинах 400—500 м в связи с возрастанием гидростатического давления, препятствующего течению процесса, который

идет с увеличением объема до 30%.¹ Но это противоречие кажущееся. Давление как физико-химический параметр системы оливин+раствор действительно не может изменить направление реакции, и главным параметром остается температура. Но чтобы процесс продолжался, необходимы еще условия, обеспечивающие, с одной стороны, непрерывный приток серпентинизирующих растворов, а с другой — полную компенсацию объемных эффектов серпентинизации. И то и другое может быть соблюдено лишь при наличии синхронного с реакцией трещинообразования в массе серпентинизируемых пород. В свою очередь способность пород к трещинообразованию находится в обратной зависимости от величины гидростатического давления: чем выше это давление, тем выше механическая прочность пород и тем труднее идет трещинообразование, а на определенной глубине, по-видимому, прекращается совсем. В свете сказанного нетрудно видеть, что увеличение степени серпентинизации перидотитов на глубине и на флангах Ждановского и других массивов связано прежде всего с интенсивностью тектонических движений и трещинообразования.

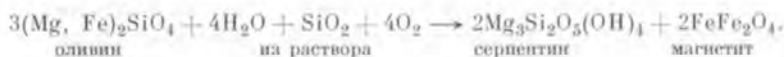
Вторая стадия — массовой серпентинизации перидотитов — начинается с момента ожигения паров воды при температуре ниже 400°. Она имеет региональный характер распространения и во времени приурочена к периоду трещинообразования, обусловленного тектоническими напряжениями, возникающими при остывании интрузивов. При развитии этого мощного гидротермального процесса прежде всего замещаются бесцветным мелкочешуйчатым антигоритом и изотропным серпентином реликты оливина между сетлями хризотила, а также происходит новообразования антигорита и хлорита по раннему хризотилу, на что обращает внимание В. А. Масленников (Масленников и Уткин, 1961). Хотя моноклиновый пироксен по сравнению с оливином обладает наибольшей устойчивостью, тем не менее и в нем на данной стадии серпентинизации происходят дальнейшие изменения: за счет керсутита и зеленой роговой обманки возникают актинолит, затем тремолит и, наконец, хлорит и отчасти тальк. При этом габбро подвергаются амфиболитизации и хлоритизации пироксена и дезанортитизации плагиоклаза (Елисеев, 1961).

Учитывая возможный баланс воды, принимающей участие в процессе серпентинизации, минимальное количество можно оценить в 5—10 (по Лодочникову, 1936) или 10—15% (по Хессу — Hess, 1938). Что касается источника серпентинизирующих растворов, то автор в этом отношении присоединяется к приведенной выше точке зрения А. Г. Бетехтина, которую разделяют многие исследователи. Соображения о возможности абсорбции воды габбро-перидотитовой магмой из окружающих осадочных пород заслуживают самого серьезного внимания. В самом деле, как показал В. А. Николаев (1955), в процессе взаимодействия магмы и содержащих воду осадочных пород достигается определенное насыщение магмы водой, зависящее от внешнего давления на магму и поровые водные растворы. Поглощение интрузивами поровых растворов связано также с существованием термодиффузионных потоков от остывающих интрузивов и встречных диффузионных потоков влаги (Шипулин, 1960). Тот факт, что печенгские никелевые интрузивы, расположенные в более увлажненной туфогенно-осадочной толще, почти нацело серпентинизированы, в то же время рудные перидотиты района Алла-Аккаярви, залегающие среди архейских гнейсов, серпентинизированы в гораздо меньшей сте-

¹ Вопрос об объемных эффектах, сопровождающих процесс серпентинизации, еще далек от согласованных решений. Он подробно разобран в работе Г. В. Пинуса и др. (1958).

пени, лишь усиливает впечатление об участии поровых растворов в процессе серпентинизации.

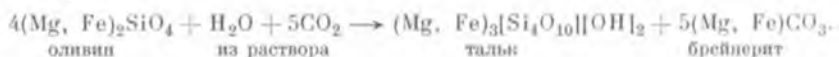
С физико-химической точки зрения серпентинизация перидотитов Печенги имеет ряд существенных особенностей, вытекающих из анализа парагенетических соотношений минералов. Последовательная смена стадий серпентинизации хорошо прослеживается на оливине, который в начальный период замещается хризотилом с выпадением вторичного магнетита по схеме:



Данный процесс протекает при условии возрастающей кислотности и присутствия в растворах активного кислорода или других окислителей, благодаря чему железо из двухвалентного частично переходит в трехвалентное, которое уже не в состоянии участвовать в кристаллических решетках вновь образуемого гидросиликата. В связи с обособлением части железа в виде магнетита уменьшилось отношение Fe : Mg в серпентине по сравнению с оливином от 1 : 2 до 1 : 10. Именно с этой стадией серпентинизации и необходимо связывать образование хризотил-асбестовых жил.

В последующем развитии процесса массовой серпентинизации происходит дальнейшее замещение остатков оливина антигоритом и хлоритом, при этом хлоритизации подвергаются также и ранние выделения хризотила. В этот период очень мало выделяется вторичного магнетита, что свидетельствует о недостатке окисляющих агентов, в силу чего большая часть железа оливина входит в состав вновь образуемых гидросиликатов — антигорита, серпофита и хлорита, которые, как показал Н. А. Корнилов (1960), характеризуются повышенной железистостью. Структурные особенности серпофитовых жил свидетельствуют о происхождении их из тех же растворов, из которых на предыдущей стадии серпентинизации формировались жилы хризотил-асбеста.

В заключительную фазу серпентинизации наряду с антигоритом, серпофитом и хлоритом по оливину развивается еще более богатый кремнеземом гидросиликат — тальк в ассоциации с карбонатом — по схеме:



В связи с тем, что одновременно с серпентинизацией оливина происходят последовательные превращения моноклинного пироксена в ксерсит — темно-зеленый амфибол — светло-зеленый актинолит — бесцветный тремолит — хлорит — тальк (Елисеев, 1961), освобождающаяся при этих реакциях часть кальция почти полностью входит в состав карбоната, и поэтому в числе карбонатов вместо брейнерита преобладают кальцит, доломит, ферродоломит и анкерит. При наличии нескольких карбонатов кальцит замещает все другие и является более поздним.

В стадию регионального гидротермального метаморфизма, тесно связанного с трещинообразованием, происходят амфиболизация, хлоритизация, оталькование и карбонатизация пород. Тремолит, хлорит, тальк и карбонаты замещают как реликты оливина и пироксена, так и гидросиликаты, возникшие в стадию серпентинизации. К числу новообразований относятся многочисленные кальцитовые жилы с тремолитом, хлоритом, тальком, иногда с серпофитом и сульфидами (пирротин, пирит).

Из сказанного видно, что на ранних стадиях серпентинизации при повышенной температуре углекислота не принимала участия в химических реакциях, что по мере снижения температуры и возрастания роли гидротермальных растворов концентрация ее возрастала, а в заключительную

стадию гидротермального процесса анион $[\text{CO}_3]^{2-}$ оказался уже более сильным, чем анион $[\text{SiO}_4]^{4-}$, результатом чего явилось замещение карбонатами силикатов магния и железа.

Фациальные изменения минералогического состава по простиранию жил свидетельствуют о постепенном раскрытии и выполнении трещин по мере того, как изменяющиеся по составу отлагающихся минералов растворы проникали все дальше и дальше, формируя новые части жил, или выполняли секущие трещины и ответвления. Так представляется возникновение сети взаимно пересекающихся жил в серпентинизированных перидотитах, по способу образования весьма напоминающих жильные проявления альпийского типа в том смысле, как это трактует А. Г. Бетехтин (1953).

Среди габбро и пироксенитов дифференцированных интрузивов, а также в массивах габбро-диабазов широко распространены аксинитовые жилы. В большинстве случаев это прямолинейные крутопадающие трещинные жилы мощностью от 2—5 до 30 см, имеющие очень четкие

Таблица 2
Химический состав аксинита

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	43.10	42.65	42.95	43.27
TiO_2	Не опр.	0.07	0.14	Следы.
Al_2O_3	17.64	18.39	17.69	14.63
Fe_2O_3	0.77	0.54	0.24	2.20
FeO	9.00	9.56	9.36	4.04
MnO	0.62	0.75	0.69	7.21
MgO	1.80	1.19	1.59	0.93
CaO	20.46	21.41	19.69	21.14
Na_2O	Не опр.	0.22	0.33	Следы.
K_2O	" "	0.34	0.06	0.00
B_2O_3	5.36	4.36	6.54	5.28
H_2O	Не опр.	0.64	0.64	2.15
П. п. п.	1.90	—	—	—
Сумма	100.65	100.12	99.97	99.85
Удельный вес	3.26	3.28	3.28	—

Примечание. 1 — аксинит с участка Каула (Талдыкина, 1959); 2 — аксинит с северного склона горы Каула (Simonen, Wilk, 1953); 3 — аксинит из жил, залегающих в амфиболитах Иоконйоен, юго-западная Финляндия (Simonen, Wilk, 1953); 4 — аксинит из скарпов рудника Тетюхе (Григорьев, 1936).

контакты с вмещающими породами. Однако на участке к северу от рудника Каула в дифференцированном массиве среди крупнозернистых меланократовых габбро встречены гнездовые выделения аксинита размером до 0.5—1 м, по структуре напоминающие пегматит. Наиболее крупные аксинитовые жилы закартированы в руднике Каула среди габбро в лежачем боку рудного тела. Содержание аксинита в жилах колеблется от 10 до 50, кварца — от 20 до 60, кальцита — от 10 до 50%; в меньших количествах присутствуют амфибол, хлорит, эпидот, цоизит, пренит, адуляр.

Аксинит выделяется в виде полос, параллельных стенкам жил, нередко в виде линз и просечек в массе кварца, при этом пластинчатые зерна розовато-фиолетового аксинита нередко ориентированы поперек жил. Оптические константы: $-2V=72^\circ$, $N_g=1.687 \pm 0.001$, $N_p=1.675 \pm 0.002$. В табл. 2 приведены химические анализы аксинита Печенги (ана-

лизы 1 и 2). Для сравнения даны анализы аксинита из жил в амфиболитах на юго-западе Финляндии (анализ 3) и с рудника Тетюхе (анализ 4), где он входит в состав скарнов вместе с тремолитом, мангангеденбергитом, гранатом, кварцем и другими жильными минералами. При сопоставлении анализов видно, что печенгские и финляндский аксиниты относятся к наиболее железистым разновидностям, а тетюхинский — к манганаксиниту.

Образование аксинита в Тетюхе И. Ф. Григорьев (1936) связывает с богатыми летучими соединениями высокотемпературными гидротермами, поступавшими по трещинам из глубинного гранитного очага. В нашем же районе, как уже указывалось, молодых гранитов не имеется. Наличие широкообразных выделений аксинитов в гигантозернистых габбро и строгая приуроченность жил только к основным изверженным породам скорее всего говорят о том, что они возникли за счет мобилизации вещества материнских пород в процессе регионального аутометаморфизма пород.

Кварцевые жилы распространены очень широко среди эффузивных диабазов (спилитов) и в туфогенно-осадочной толще, гораздо реже встречаются в габбро-диабазе и габбро. Они приурочены к различного рода трещинам и тектоническим зонам. Кварц большей частью стерильный в отношении сульфидов, но в минерализованных зонах смятия в туфогенно-осадочной толще нередко содержит пирротин и пирит. Мощность жил колеблется от 1—2 см до 1—2 м. Кварцевые жилы, как правило, сопровождают сульфидное медно-никелевое и пирротинное оруденение в филлитах и туффитах во всех месторождениях Печенги, в особенности на флангах рудных тел, где оруденелые тектонические зоны, заходя целиком в филлиты, ветвятся на множество мелких нарушений. Кварцевые жилы и здесь большей частью пустые, только местами содержат включения халькопирита и пирротина. Жильный кварц вместе с ксенолитами сланцев отмечается в виде обломков в брекчиевидных сульфидных медно-никелевых рудах на флангах рудных тел, залегающих полностью среди филлитов, песчаников и туффитов.

Наиболее поздняя стадия гидротермальной минерализации проявляется в виде кальцитовых и реже тальк-кальцитовых жил, секущих сульфидные медно-никелевые рудные тела. Эта минеральная ассоциация резко обособлена от всех предыдущих и завершает затухающий эндогенный процесс в печенгских никеленосных интрузивах. Она тесно связана с послерудными тектоническими нарушениями, которые установлены во всех без исключения рудных телах в виде зон развальцевания, брекчирования и рассланцевания с образованием в ряде мест типичной послерудной глины трения и многочисленных зеркал скольжения.

В заключение следует отметить, что комплекс гидротермальных минералов всегда находится в прямой зависимости от состава боковых пород. Это обстоятельство, не раз подчеркивавшееся нами ранее, делает излишним предположение о привносе нерудных компонентов гидротермальными растворами из «глубинного источника». Источником жильных минералов в интрузивах и рудных телах надо считать сами боковые горные породы, из которых компоненты нерудных минералов в процессе метаморфизма вытеснялись и переходили в раствор. В целом процесс формирования послерудных тальк-кальцитовых жил аналогичен детально описанному А. Г. Бетехтиным (1953) процессу образования жил альпийского типа, представляющих собой результат выполнения трещинных полостей.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитовый перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. В сб.: Хромиты СССР, т. I, Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд. АН СССР, М., 1953.
- Боуэн Н. Л. и О. Ф. Туттл. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии, ИЛ, М., 1950.
- Горбунов Г. И. О хризотил-асбесте в ультраосновных породах Печенги. Зап. Всесоюз. минералог. общ., вып. 2, 1958.
- Горбунов Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе. Геология рудных месторождений, № 1, 1959.
- Горбунов Г. И. Особенности формирования структуры Печенгского рудного поля (Кольский полуостров). В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Горбунов Г. И. Геологическое положение пояса ультраосновных и основных интрузий. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Горбунов Г. И. Рудопроявления в интенсивно метаморфизованных горных породах. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Горбунов Г. И. Рудопроявления необычного состава (участок Кьерджипор). В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Григорьев И. Ф. Первичные руды Тетюхе и их генезис. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.
- Елисеев Н. А. Описание горных пород. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Елисеев Н. А. Петрология. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.
- Елисеев Н. А. и Б. И. Папушис. Метаморфизм печенгских горных пород. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Материалы Геол. комитета по общей и прикладной геологии, вып. 108, Изд. Геол. комитета, Л., 1928.
- Корнилов Н. А. Железистые серпентины печенгских медно-никелевых месторождений. Докл. АН СССР, т. 130, № 6, 1960.
- Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Казанского общ. естествоиспытателей, т. 47, вып. 1, Изд. типо-литографии имп. ун-та, Казань, 1915.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О новом месторождении платины на Урале. Изв. СПб. политехн. инст., т. 9, 1909.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, Изд. Главн. геол.-гидро-геодез. управл., Л.—М., 1936.
- Маслеников В. А. и К. Н. Уткин. Рудопроявления в слабо измененных интрузивных породах. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Меренков Б. Я., П. П. Токмаков. Некоторые особенности хризотил-асбестовой минерализации Печенго-Никелевского района. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 47, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Николаев В. А. О процессах осмотической дестилляции и растворения газовой фазы в силикатных системах. Зап. Всесоюз. минералог. общ., вып. 4, 1955.
- Пинус Г. В., В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М., 1958.
- Соколов Г. А. Геолого-геохимическое исследование массива Южный Крак. Тр. Ломоносовск. инст., вып. 9, Изд. АН СССР, Л., 1938.
- Талдыкина К. С. Кварцево-аксинитовые жилы из основных пород Печенгского района. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 1, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Кировск, 1959.
- Татаринов П. М. Материалы к познанию месторождения хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. Тр. Геол. комитета, вып. 185, Изд. Геол. комитета, Л., 1928.
- Татаринов П. М. Поисковые критерии и признаки для месторождений асбеста. Зап. ЛГИ, т. 22, Л., 1948.
- Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. Геология рудных месторождений, № 3, 1960.
- Dresser I. A. Preliminary report on the serpentinite and associated rocks of Southern Quebec. Geol. Surv. Canada, Mem., 1955.
- Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., v. 35, № 209, 1938.
- Simonen Ahti, Wiik H. B. The axinitis from Iokioinen and Petsamo. Bull. Com. Geol. Finl., № 157, 1953.
- Väyrynen H. Petrologie des Nikelerzfeldes Kaula-tunturi—Kammikivittunturi in Petsamo. Bull. Commiss. Geol., Finlande, № 116, 1938.

**МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД
И ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА
АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

Район месторождения сложен сильно метаморфизованными породами докембрия, смятыми в крутые складки северо-западного простирания. Среди них резко преобладают архейские образования — гнейсы кольской серии и магматические формации. В составе кольской серии развиты биотитовые, гранато-биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы и подчиненные полевошпатовые амфиболиты, нередко сланцеватые. На восточном фланге месторождения прослеживается пачка порфиробластических пироксено-полевошпатовых амфиболитов, которые вмещают значительную часть рудных тел. Архейские магматические формации представлены гранитами и гнейсо-гранитами, габбро-амфиболитами и гиперстеновыми гнейсо-диоритами, все они развиты главным образом за пределами района.

В архейском складчатом основании выявлено несколько десятков небольших массивов ультраосновных пород предположительно протерозойского возраста, которые залегают в основном согласно с вмещающими породами. По соотношению первичных минералов — оливина и гиперстена — среди ультраосновных пород выделяются разновидности: оливиниты, перидотиты и пироксениты, безрудные или оруденелые. Они почти всегда сильно изменены — амфиболизированы, биотитизированы, хлоритизированы, реже серпентинизированы и оталькованы.

Подавляющая часть ультраосновных массивов района не содержит заметных концентраций сульфидов меди и никеля и относится к числу безникелевых, сульфидное оруденение несут лишь единичные из них, в том числе и ультраосновные тела Аллареченского месторождения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Восточный фланг приурочен к северо-восточному крылу синклинальной складки северо-западного простирания, осложняющей крупную (16×11 км) Аллареченскую брахиантиклиналь. Породы этого крыла полого (20—40°) падают на юго-запад, испытывая небольшие перегибы по падению и простиранию.

Оруденение связано с небольшими телами ультраосновных пород, залегающими примерно согласно среди пород серии кольских гнейсов. В составе вмещающей толщи наиболее распространенными являются гранито-гнейсы и амфиболиты, гнейсы играют подчиненную роль, а пегматиты — незначительную. Для всех вмещающих пород характерна частая перемежаемость друг с другом и широкие пределы изменения мощности — от долей метра до нескольких десятков метров и даже до

100—120 м (для амфиболитов и гранито-гнейсов). Пегматиты образуют жильные и линзообразные тела, отчетливо секущие всю вмещающую толщу или залегающие грубо согласно с остальными породами. Пересечение ими ультраосновных пород наблюдается редко.

В разрезе вмещающей толщи отчетливо выделяются три пачки. Верхняя пачка (200—250 м) сложена главным образом гранито-гнейсами и гнейсами, причем гнейсы тяготеют к ее верхам (40—60 м), а гранито-гнейсы преобладают на остальной части. Средняя пачка (100—150 м) характеризуется тонким (0.1—0.5 м) или грубым (0.5—3.0 м) переслаиванием всех пород; гнейсы и амфиболиты здесь сильно мигматизированы, на контакте их с гранито-гнейсами часто развиваются небольшие зоны скарноподобных метасоматитов (амфиболо-пироксеновых, гранато-пироксеновых и др.), а в низах пачки встречаются крупные тела пегматитов. Нижняя пачка (не менее 100—150 м) сложена преимущественно амфиболитами, содержащими редкие прослои гнейсов и гранито-гнейсов, а в самых верхах — еще и многочисленные тела пегматитов. Границы между верхней и средней пачками обычно постепенные, а между средней и нижней — резкие.

Тела ультраосновных пород, с которыми связано оруденение, сосредоточены в двух зонах, или этажах, получивших название верхней и нижней рудных зон, или залежей. Верхняя рудная зона приурочена к области тонкого или грубого переслаивания вмещающих пород, т. е. к средней пачке (верхней ее части), а нижняя рудная зона — к самым верхам нижней, амфиболитовой пачки.

Форма тел ультраосновных пород неправильная линзо- и пластообразная, в плане нередко лентообразная с разветвлениями и разрывами сплошности. Характерно резкое (в 2—5 раз) преобладание размеров тел по падению над размерами их по простиранию. Так, наиболее крупное тело в верхней зоне имеет 100—200 м по простиранию и 800—1000 м по падению, мощность его изменяется от 1—2 до 25 м, в среднем составляет 2—5 м. В нижней рудной зоне интрузивные тела имеют меньшие размеры — от 50 до 150 м по простиранию и от 200 до 500—600 м по падению при мощности от 1—2 до 10—15 м, лишь на северном фланге месторождения одно из тел имеет мощность 50—60 м. По падению и по простиранию ультраосновные тела испытывают небольшие перегибы, но всегда остаются примерно согласными с вмещающими породами.

Ультраосновные породы восточного фланга месторождения сильно изменены, в основном амфиболитизированы, а в приконтактной части расслаиваны согласно плоскости контакта и гнейсовидности вмещающих пород. Сами вмещающие породы вблизи контактов также изменены — превращены в биотито-амфиболовые и гранато-кварцевые метасоматические образования, с колебаниями состава почти до мономинеральных крайних разностей. Первые развиваются преимущественно по амфиболитам, а вторые — по гнейсам и гранито-гнейсам. Мощность таких экзоконтактных пород невелика — от нескольких сантиметров до 0.6—0.8 м, редко до 1—2 м.

ПРИРОДНЫЕ ТИПЫ РУД, СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

В верхней и нижней рудных зонах оруденение представлено сульфидной вкрапленностью в ультраосновных породах, скоплениями сульфидов в межпластовой тектонической зоне, а также их вкрапленностью и прожилками в экзоконтактных и вмещающих породах. В соответствии с этим руды месторождения разделяются нами на три группы: оруденелые ультраосновные породы, оруденелая тектоническая зона и оруденелые экзоконтактные и вмещающие породы. Главными являются руды первых двух групп, а руды последней группы имеют очень небольшое значение.

По содержанию сульфидов и текстурным особенностям в рудах первой группы выделяются три типа: густовкрапленные (сульфидов по объему более 50%), нормально вкрапленные (сульфидов 50—25%) и рассеянно вкрапленные (сульфидов менее 25%); густовкрапленные («серые») встречаются редко. Во всех типах основной формой развития сульфидов является мелкая (0.1—2.0 мм), реже средняя (2—5 мм) вкрапленность, распределенная большей частью равномерно; иногда наблюдается струйчатое расположение вкрапленников. Крупных гнездовых (более 10 мм) обособлений сульфидов почти нет. Границы между рудами отдельных типов постепенные, мощность участков, сложенных рудой определенного типа, изменяется от 0.1—0.2 до 5—10 м, максимальной мощностью обладают рассеянно вкрапленные руды.

В оруденелой тектонической зоне резко преобладают брекчиевидные руды, но местами встречаются неправильные обособления и жилы сплошных сульфидов массивной или полосчатой текстуры. Брекчиевидные руды характеризуются переменным (от 10 до 50—60%) содержанием округленных и неправильных обломков экзоконтактовых (главным образом биотито-амфиболовых), ультраосновных и вмещающих пород и наличием постепенных переходов к массивным рудам. Мощность брекчиевидных руд невелика — от нескольких сантиметров до 0.6—0.8 м, в редких случаях до 2—4 м. Они являются самыми ценными на восточном фланге и наиболее широко развиты в верхней рудной зоне.

Среди руд третьей группы различаются два типа: оруденелые экзоконтактовые (биотито-амфиболовые и гранато-кварцевые) породы и оруденелые вмещающие породы (пегматиты, амфиболиты, реже гранито-гнейсы и гнейсы); в тех и других оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Мощность этих руд невелика — до 0.5—0.6 м, редко до 1—2 м.

По минеральному составу руды первых двух групп являются большей частью «нормальными» халькопирит-пентландит-пирротиновыми, но нередко (особенно в краевых частях рудных тел) среди них встречаются существенно медные, в которых халькопирит преобладает над пентландитом, а иногда и пирротин. Руды третьей группы всегда существенно медные, причем в экзоконтактовых породах главные рудные минералы те же, что и в рудах других типов, а во вмещающих породах пирротин почти не встречается, пентландит редок, зато очень часто присутствуют борнит и миллерит.

В генетическом отношении сульфидное оруденение участка, подобно другим аналогичным месторождениям, представлено двумя типами: сингенетическим и эпигенетическим. Сингенетическое оруденение — это бедная сидеронитовая вкрапленность в сравнительно слабоизмененных ультраосновных породах, мелкие эмульсионные и каплевидные выделения сульфидов в первичных силикатах. Эпигенетическое оруденение — это богатая метасоматическая вкрапленность и прожилки сульфидов в сильно измененных ультраосновных породах, а также в экзоконтактовых и вмещающих породах, брекчиевидные и массивные руды в межпластовых тектонических зонах.

Эпигенетическое оруденение широко развито на месторождении: практически все промышленные руды относятся к этому типу.

Рудные тела восточного фланга месторождения обладают довольно сложным строением, которое обусловлено пространственным соотношением руд различных типов и резкой неравномерностью оруденения в целом. Руды всех групп развиваются большей частью совместно, причем главное значение имеет соотношение оруденения в ультраосновных породах и межпластовых тектонических зонах: как правило, все ультраосновные тела с богатой вкрапленностью сопровождаются оруденелыми тектоническими

брекчиями. Последние чаще проходят в лежащем боку ультраосновных тел, реже висячем, а иногда и в центральных частях.

Развитие оруденелой брекчин не ограничивается ультраосновными телами, а выходит далеко (до 200 м) за их пределы. Это особенно показательно для верхней рудной залежи, вся восточная половина которой сложена брекчиевидными рудами, на периферии сменяющимися прожилково-вкрапленными во вмещающих породах. В этом отношении рассматриваемый участок напоминает месторождения нового никеленосного района Канады (штат Манитоба), особенно месторождение Томпсон (Patterson, 1963).

Все рудные тела месторождения окружены своеобразным ореолом бедного вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения в экзо-контактных (околорудных) метасоматитах и слабоизмененных вмещающих породах.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы по составу подразделяются на следующие разновидности: а) слабоизмененные (метаперидотиты, метаоливиниты и метапироксениты); б) сильно метаморфизованные (серпентиниты, биотито-актинолитовые породы — эндоконтактные, слюдястые амфиболиты, актинолит-куммингтонитовые амфиболиты, куммингтонитовые, тальковые и хлорито-карбонатные породы).

Слабоизмененные ультраосновные породы

Метаперидотиты наиболее распространены среди первичных ультраосновных пород. Они слагают целиком крупные интрузии и нередко встречаются в маломощных телах. Макроскопически это темно-зеленые и серовато-зеленые породы пятнистой, реже массивной текстуры. В них различаются черные пятна оливина (или псевдоморфоз по оливину, содержащих обильную вкрапленность магнетита) и розовые — гиперстена, которые цементируются агрегатом, состоящим в основном из актинолита. Структура породы неравномернозернистая, идиоморфнозернистая, обусловленная одинаковой степенью идиоморфизма оливина и гиперстена; в измененных частях структуры типично метаморфические — бластические и пойкилобластические (крупные зерна амфибола содержат вросстки первичных минералов).

Минеральный состав породы: оливин, гиперстен, актинолит, хлорит, флогопит, серпентин, апатит, магнетит, ильменит, сульфиды. При изменении метаперидотит превращается в различные амфиболовые породы с биотитом и хлоритом.

Метаоливиниты, как правило, слагают центральные части расслоенных интрузий, реже образуют целые интрузивные тела; мощность тех и других не превышает 5 м. Текстура массивная и пятнистая, иногда оливиновые зерна ориентированы, что создает подобие сланцеватой текстуры. Структура почти всегда вторичная: при серпентинизации типичная петельчатая, при амфиболлизации гранобластовая, иногда пойкилитовая.

Минеральный состав примерно тот же, что и метаперидотитов, но гиперстен встречается в виде единичных зерен. Изменяясь, оливиниты превращаются в серпентиниты, амфиболо-флогопитовые и хлорито-амфиболовые породы.

Метапироксениты образуют узкие периферические зоны в крупных ультраосновных телах, а также небольшие самостоятельные тела

мощностью до 1—2 м. Первые часто оруденелые, а последние безрудные. Как правило, пироксениты сильно амфиболизированы, вплоть до образования мономинеральных амфиболовых пород. Пироксениты имеют однородное сложение, серовато-зеленый цвет, сланцеватую и пятнисто-сланцеватую текстуру, обусловленную параллельным расположением индивидов актинолита, которые ориентированы под небольшим углом к спайности пироксена. Структура породы пойкилобластовая: зерна гиперстена разбиваются на изометрические округлые островки, окруженные актинолитом и содержащие его разрозненные мельчайшие включения. Минеральный состав: гиперстен, актинолит, куммингтонит, флогопит, тальк, магнетит, сульфиды.

Сильно метаморфизованные ультраосновные породы

Серпентиниты встречаются очень редко в виде участков небольшой мощности. Они представлены сложными агрегатами мелкочешуйчатого и параллельно-шестоватого серпентина с магнетитом, которые образуют полные псевдоморфозы по оливину. В оруденелых серпентинитах такие пятна цементируются сульфидами.

В серпентинсодержащих породах, образованных по метапериidotитам, к этим минералам добавляются почти бесцветный хлорит (клинохлор), амфиболы и другие минералы.

Биотито-актинолитовые породы — эндоконтактовые — образуются за счет ультраосновных пород на контакте с вмещающими амфиболитами и гранито-гнейсами. Текстура сланцеватая, пятнисто-сланцеватая и параллельно-сланцевая (слоистая), обусловленная обособлением биотита и амфибола в самостоятельные прослойки, параллельные друг другу. Структура породы лепидонематобластовая. Минеральный состав: биотит, актинолит, обычно с преобладанием последнего, иногда появляются куммингтонит и дженкинсит.

Слюдистые амфиболиты имеют переменный состав и образуются внутри ультраосновных тел. Они состоят из актинолита (преобладает), флогопита и реликтов первичных минералов. В отличие от эндоконтактовых пород актинолит здесь имеет более светлую окраску и не плеохроитует. Текстура породы зернистая, структура — гранобластовая. Флогопит образует крупные идиоморфные чешуи, замещающие амфибол.

Актинолито-куммингтонитовые амфиболиты появляются в процессе повторной амфиболизации (куммингтонитизации) слюдистых амфиболитов. Текстура породы массивная и сланцеватая. Структура гранобластовая и нематогранобластовая. По минеральному составу эти породы очень неоднородны, преобладают биминеральные разновидности, когда присутствуют оба амфибола, но есть все переходы к крайним чисто актинолитовым или чисто куммингтонитовым породам.

Куммингтонитовые породы образуют самостоятельные, изолированные маломощные тела и участки в расслоенных ультраосновных интрузиях. Текстура их сланцеватая до совершенно сланцеватой, структура нематобластовая и лепидонематобластовая, последняя обусловлена присутствием биотита. Кроме биотита, в породе встречаются реликты актинолита, дженкинсит, серицит, магнетит и сульфиды.

Около секущих зон дробления и пегматитов куммингтонитовые породы превращаются в хлорито-карбонато-серицитовые.

Тальковые породы образуются по оруденелым разновидностям пироксенитов и имеют мощность менее 1 м, развиты незначительно.

Отметим, что ультраосновные породы восточного фланга месторождения обладают некоторыми своеобразными чертами. В них слабо прояв-

лена дифференциация. Сложены они главным образом метаперидотитами, количество оливина в которых постепенно убывает от центра к периферии, а количество гиперстена возрастает в том же направлении. Отчетливо расслоенными являются отдельные тела средней мощности (5—10 м): в них центральные участки сложены оливинитами, которые в сторону лежащего и висячего бока сменяются перидотитами, а около контактов появляются пироксениты.

Среди вторичных пород закономерным расположением обладают лишь биотито-актинолитовые и слюдястые амфиболиты: первые развиваются в приконтактных зонах, вторые — в центральных частях интрузивных тел. Куммингтонитовые породы образуются в зонах смятия и расщепления, которые могут проходить в любой части ультраосновных тел.

Вторичные изменения ультраосновных пород происходили неоднократно, в несколько последовательных периодов, соответствующих, вероятно, различным типам метаморфизма. Намечается такая последовательность образования вторичных пород: 1) серпентиниты, 2) биотито-актинолитовые (эндоконтактные) породы и слюдястые амфиболиты, 3) актинолито-куммингтонитовые и существенно куммингтонитовые породы, 4) тальковые и хлорито-карбонатные породы с серицитом.

Интересным является поведение кальция в процессе метаморфизма ультраосновных пород. Первичных существенно кальциевых минералов в составе последних нет, а в период начальной амфиболизации образуется большое количество кальциевого амфибола — актинолита, который широко развит не только в эндоконтактных зонах, но и во внутренних частях интрузий. До и после этого периода вторичные кальциевые минералы не появляются (за исключением небольшого количества карбонатов в конце метаморфизма).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД

Минеральный состав руд рассматриваемого участка качественно типичен для сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. В то же время количественные соотношения между отдель-

Таблица 1

Минералы руд и окolorудных пород восточного фланга Алаареченского месторождения

Группы минералов	Рудные минералы	Нерудные минералы
Главные.	Пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, нирит.	Гиперстен, оливин, актинолит, куммингтонит, биотит, полевые шпаты, кварц, гранат, хлорит.
Второстепенные.	Титаномagnetит, ильменит, виоларит, валлерит, борнит, миллерит, бравоит, марказит, мельниквит.	Серпентин, тальк, карбонаты, мусковит, салит.
Минералы-примеси.	Шпинель, рутил, графит, кубанит, самородная медь, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, халькопирротин, золото самородное, теллуриды, халькозин, дигенит, ковеллин, гематит, гидроокислы железа, не определенные (7 минералов).	Сфен, эпидот, апатит, ильвайт, турмалин, цеолиты, сульфаты.

ными минералами здесь нередко своеобразны, а в целом для руд характерно повышенное содержание пентландита и замещающего его виоларита и присутствие целого ряда редких минералов.

В настоящее время в рудах месторождения известно около 60 минералов (табл. 1), из которых отдельные имеют гипергенное происхождение; в данной статье рассматриваются только гипогенные минералы. Описание приводится преимущественно в том же порядке, что и в табл. 1, причем основное внимание уделяется главным минералам, остальные рассмотрены весьма кратко. Некоторые минералы (в основном нерудные) не рассматриваются совсем, так как роль их в составе руд ничтожна.

Рудные минералы

Многие рудные минералы (в том числе все главные) участвуют в сингенетическом и эпигенетическом оруденении. Принадлежность их к тому или другому определяется по общим признакам различия этих типов оруденения, и прежде всего по различию сидеронитовой и метасоматической вкрапленностей, являющихся главными формами развития сульфидов в ультраосновных породах.

Пирротин — самый распространенный рудный минерал, как правило, он составляет не менее 50% от общего количества сульфидов, а нередко до 70—80%, только в существенно медных рудах иногда присутствует в подчиненном количестве. Выделяются две генерации пирротина — пирротин 1 и пирротин 2.

Пирротин 1 — пирротин сингенетических руд, представленный несколькими морфологическими разновидностями.

а. Очень мелкие (0.001—0.05) эмульсионные включения в пироксене и более крупные (0.05—0.2 мм) каплевидные — в оливине, те и другие имеют вид пойкилитовых. Форма включений шарообразная, эллипсоидальная, более крупных — нередко грушевидная. Контуры эмульсионных включений обычно плавные, без каемки вторичных силикатов, а каплевидные выделения иногда окружены тонкой каемочкой серпентина. Сами включения чаще представляют собой монозерна пирротина, причем соседние нередко обладают одинаковой оптической ориентировкой. Иногда в них содержатся мелкие таблитчатые и неправильные включения пентландита или халькопирита (реже того и другого одновременно), но какой-либо закономерности в их расположении не наблюдается.

б. Пирротин сидеронитовой вкрапленности, составляющий обычно более половины объема вкрапленников. Форма последних определяется составом оруденелой породы: в существенно оливиновых она близка к изометрической с плавными волнистыми контурами, а в существенно пироксеновых — неправильная, угловатая с острозазубренными контурами. Пирротин здесь мелкозернистый (0.05—0.5 мм), реже среднезернистый (до 1 мм), иногда сдвойникованный, но двойники простые.

При поздних преобразованиях пирротин сидеронитовой вкрапленности подвергается замещению магнетитом, пиритом, марказитом, медникситом, а также нерудными минералами. Магнетит развивается в виде неправильных, сильно ветвящихся, дендритовидных прожилков с зазубренными краями, иногда в виде линзовидных выделений или каемок по периферии вкрапленника (рис. 1). И прожилки и линзовидные выделения тяготеют к границам раздела пирротина с пентландитом, реже — халькопиритом. В некоторых случаях прожилки и неправильные выделения магнетита сливаются друг с другом, образуя сплошную массу, содержащую реликты пирротина.

Замещение пирротина 1 пиритом наблюдается редко: пирит образует мелкую вкрапленность, иногда серповидные и линзовидные выделения.

Замещение же его мельниковитом и марказитом происходит значительно чаще и притом как в приповерхностной части месторождения, так и на значительной глубине.

В сидеронитовой вкрапленности встречаются иногда еще две разновидности пирротина, которые условно называем сиреневым и оливковым

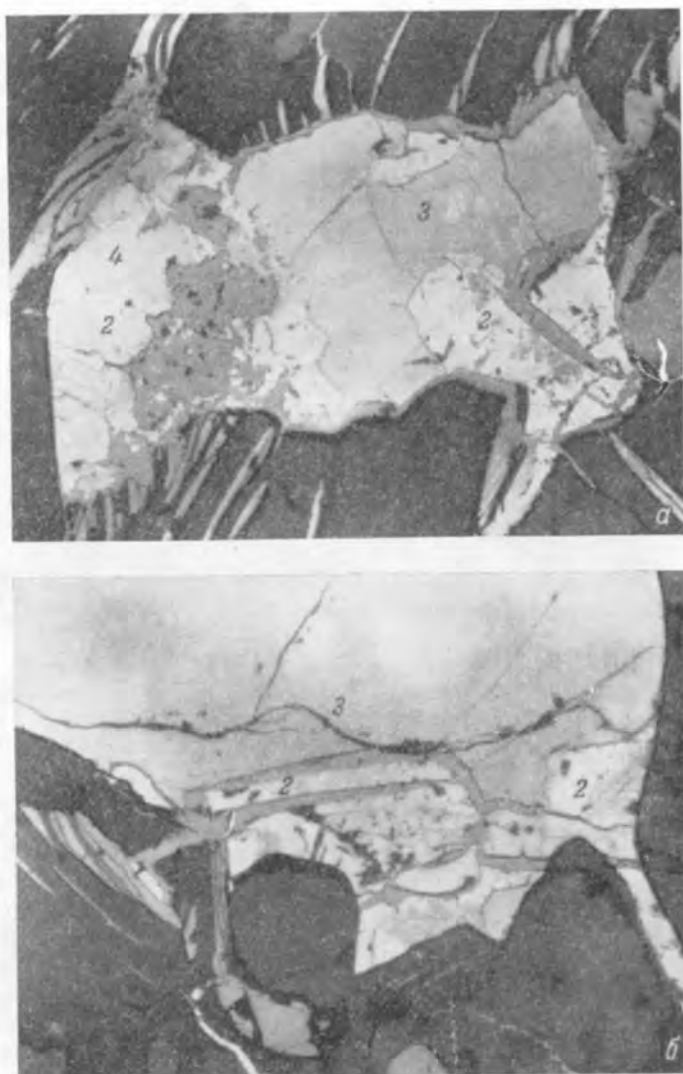


Рис. 1. Замещение сульфидов сидеронитовой вкрапленности магнетитом. Апплиф, при одном никеле, увел. 180.

а — магнетитом замещаются все сульфиды; б — магнетит замещает главным образом пентландит

1 — магнетит; 2 — пентландит; 3 — пирротин; 4 — халькопирит; темно-серое — силикаты.

пирротин. Сиреневый пирротин образует отдельные зерна, округленные и неправильные выделения среди пирротина 1, которые тяготеют к периферии вкрапленников. Этот пирротин отличается отчетливым сиреневатым оттенком (в момент просветления) и несколько большей отражательной способностью и анизотропностью, чем напоминает кубанит. Он обладает отчетливой спайностью, к трещинам которой приуро-

чены пластинчатые вроски или просечки магнетита. Параллельно спайности располагаются пластинчатые и таблитчатые включения пентландита и халькопирита, которых нет в окружающем обычном пирротине. В отдельных случаях количество этих включений достигает 50% и даже больше, а в целом их расположение очень напоминает структуры распада твердого раствора (рис. 2).

Оливковый пирротин встречается на участках интенсивной виоларитизации пентландита и дисульфидизации обычного пирротина. Он развивается в виоларитизированном пентландите в виде коротких ветвящихся прожилков мощностью до 0.2 мм, содержащих включения пентлан-



Рис. 2. Сиреневый пирротин (1) среди обычного пирротина 1 (2).
Аншлиф, при одном никеле, увел. 220.

Халькопирит (3), пентландит (4) и магнетит образуют пластинчатые и изометрические выделения в сиреновом пирротине, а также прожилки; черное — силикаты.

дита и халькопирита. Обладает отчетливым двуотражением (от коричневого до светло-оливкового) и анизотропией, рельеф его примерно таков, как у халькопирита, в нем нередки трещины, выполненные нерудными минералами. В местах утолщения и разветвления прожилки имеют сложное строение (рис. 3): в них обнаруживается второй компонент, напоминающий обычный пирротин, но с более густым сочным цветом, меньшим рельефом и несколько меньшей анизотропией.

Пирротин 2 — пирротин эпигенетических руд, представленный следующими разновидностями.

а. Пирротин брекчиевидных и массивных руд, средне- и крупнозернистый (до 3—4 мм), постоянно и часто сложно сдвойникованный. Как правило, составляет основную массу руды, в которой остальные минералы образуют вкрапленность или неправильные обособления. Он почти всегда содержит пластинчатые вроски пентландита и часто замещается мелкозернистым пиритом с образованием «матовых» руд.

б. Метасоматическая вкрапленность в сильно измененных ультраосновных породах. Пирротин здесь средне- и мелкозернистый, сдвойникованный значительно реже и содержащий меньше пластинчатых вросков пентландита.

в. Тонкие субграфические сростки со вторичными силикатами.

г. Метасоматическая и интерстиционная вкрапленность, а также мелкие прожилки в экзоконтактовых и вмещающих породах. Форма вкрапленников очень разнообразна и обусловлена минеральным составом

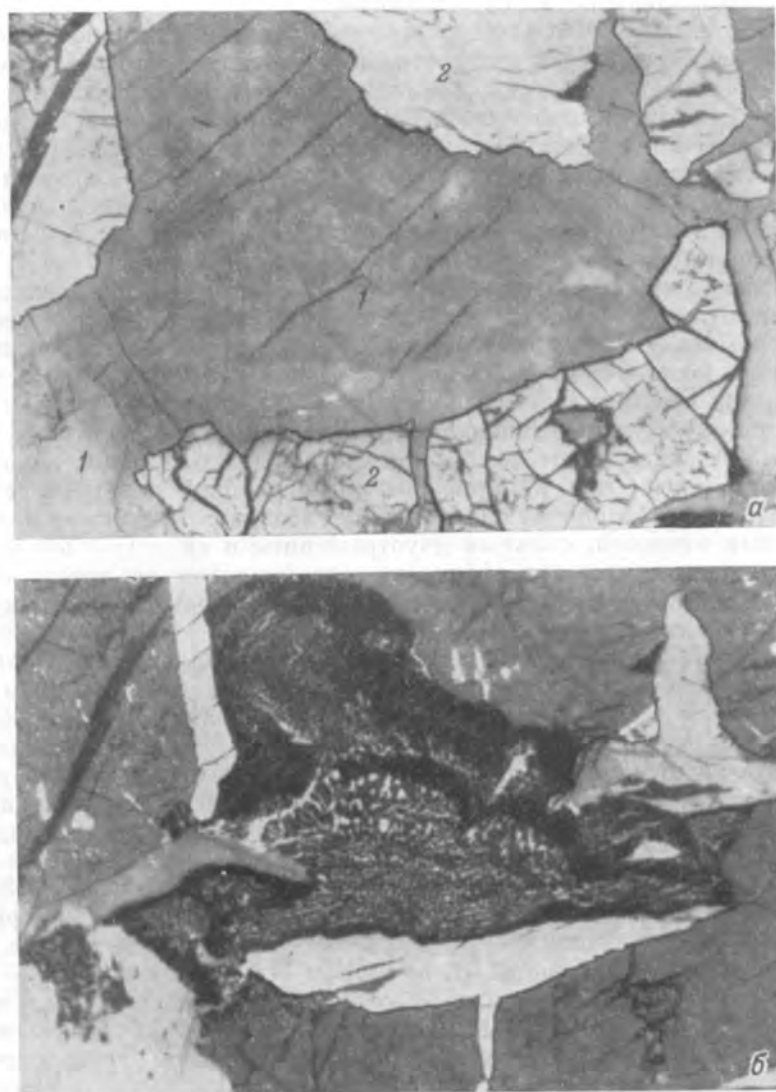


Рис. 3. Оливковый пирротин (1) в виоларитизированном пентландите (2). Аншлиф, увел. 360.

а — при одном николе; б — николи скрещены.

оруденелой породы. Как правило, пирротин здесь присутствует в подчиненном количестве, образуя мелкие включения в преобладающем халькопирите.

Все морфологические разновидности пирротина 2 не содержат реликтов первичных силикатов и не подвергаются замещению магнетитом. Сам пирротин 2 замещается халькопиритом, пиритом, марказитом, сложными марказит-мельниковитовыми агрегатами и некоторыми нерудными

минералами (дженкинситом, карбонатами и др.). При этом халькопирит развивается с периферии выделений пирротина, проникает по стыкам зерен и трещинам и т. д., пирит образует мелкую вкрапленность изометрических зерен, линзовидные и червеобразные вроски, тончайшие субграфические сростания, а марказит — пластинчатые и клиновидные выделения, параллельные (0001) пирротина.

Примечательным является процесс дисульфидизации пирротина с образованием морфологически разнообразных мельниковитовых агрегатов, обычно с примесью пирита, марказита, магнетита, карбонатов, гидроксидов железа и, иногда, гематита. Этот процесс наблюдается на всех горизонтах месторождения, и главным образом в брекчиевидных рудах.

Наиболее распространен пирротин 2, и прежде всего пирротин брекчиевидных руд и метасоматической вкрапленности, значительную роль играет также пирротин 1 сидеронитовой вкрапленности, а остальные разновидности имеют резко подчиненное значение.

Интересно, что разновидности пирротина отличаются и некоторыми физическими свойствами. Так, пирротин 1 сидеронитовой вкрапленности имеет отчетливый коричневый оттенок, двуотражение и анизотропия его отчетливые, но не сильные, двойники встречаются очень редко и только простые, он сравнительно слабомагнитен. Пирротин метасоматической вкрапленности в ультраосновных породах имеет более светлый и слегка розоватый оттенок, двуотражение и анизотропия его сильные, а двойники встречаются чаще, чем в пирротине сидеронитовой вкрапленности, он сильно магнитен. Пирротин сплошных руд обладает отчетливым розовато-коричневым оттенком, сильным двуотражением и анизотропией (с оранжево-коричневым цветным эффектом), сдвойникован он всегда сложно (сочетание ланцетовидных и тонкопластинчатых двойников), по нескольким направлениям, сильно магнитен.

Химический состав определен лишь для первой разновидности пирротина 2, т. е. для пирротина брекчиевидных руд (табл. 2, анализы 1—3). Этот пирротин всегда содержит мелкие пластинчатые вроски пентландита, от которых невозможно избавиться при отборе мономинеральных проб. Просмотр контрольных шлифов показывает, что содержание вросков и случайных более крупных включений пентландита в анализированном материале составляет 3—5%, т. е. в пентландите заключено не более 1.7 вес. % никеля. Но при пересчете весь никель отнесен к пентландиту, состав которого принимается таким же, как в образце 353/103.1^а (табл. 2, анализ 4). Результаты анализа показывают, что состав пирротина брекчиевидных руд изменяется в узких пределах: содержание серы (в ат. %) в первом образце 52.21, во втором — 52.61 и в третьем — 52.78.

Рентгенометрический анализ выполнен для 11 проб. Первые из них (обр. 222/6.0, 222/6.4 и 221/14.0^б) представляют собой слабомагнитную фракцию пирротина 1 сидеронитовой вкрапленности; предварительное разделение на фракции производилось с помощью ручного четырехполюсного магнита. Результаты анализа всех трех проб показали, что сульфид железа представлен здесь не пирротинном, а троилитом. В качестве примера в табл. 3 приводится рентгенограмма пробы 222/6.0. Она обнаруживает близкое сходство с эталонными данными (Михеев, 1957) почти для всех линий. Наличие троилита в рудах месторождения устанавливается впервые. Остальные 8 проб — это пирротин 2, причем первые 7 отобраны из массивных и брекчиевидных руд, а последние — из пегматита с прожилково-вкрапленным «нормальным» оруденением. Все анализы выполнены А. П. Денисовым с помощью дифрактометра УРС-5И. Результаты съемок показали (табл. 4), что пирротин из массивных и брекчиевидных руд является чисто моноклинным, а пирротин из пегматита — чисто гексагональным.

Химические анализы (1—8) сульфидов

Компоненты	1, обр. 228/42,0		2, обр. 353/13,1 ⁶		3, обр. 484/470,0		4, обр. 353/103,1 ^а		5, обр. 218/200,2		6, обр. 242/71,0		7, обр. 309/33,65		8, обр. 387/122,35	
	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во	вс., %	атомн. кол-во
S	38,67	1206	38,81	4210	38,37	1197	32,93	1027	34,16	1062	34,33	1071	34,64	1080	51,97	1621
Fe	60,18	1077	59,49	1064	57,81	1034	30,75	549	30,55	546	31,21	558	30,70	550	44,64	796
Ni	2,31	40	2,47	42	3,42	60	34,74	592	34,59	589	0,09	2	0,40	7	0,11	2
Co	0,006	—	0,004	—	0,035	—	0,11	2	0,55	9	0,00	—	0,004	—	0,80	14
Cu	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,00	—	0,04	1	33,74	531	33,62	530	0,02	—
Нераствори- мый осадок	1,18	—	0,49	—	1,04	—	1,24	—	0,31	—	0,66	—	0,70	—	2,56	—
Сумма	101,34	—	101,26	—	110,68	—	99,77	—	100,10	—	100,03	—	100,06	—	100,10	—
Удельный вс	4,60	—	4,48	—	4,53	—	4,87	—	5,00	—	4,18	—	4,17	—	4,98	—
Формула	Fe _{0,87} S _{1,12}	—	Fe _{0,87} S _{1,10}	—	Fe _{0,87} S _{1,10}	—	Fe _{0,28} Ni _{0,61} Co _{0,01} V _{0,90} S _{0,8} (a)	—	Fe _{0,28} Ni _{0,61} Co _{0,01} V _{0,90} S _{0,8} (a)	—	Cu _{0,02} Fe _{0,66} S _{0,82}	—	Cu _{0,02} Fe _{0,67} S _{0,82}	—	(Fe _{0,98} Co _{0,02}) _{0,82} S ₁	—
a ₀	5,943	—	5,939	—	5,944	—	10,015 ± 0,002	—	10,015 ± 0,002	—	5,283 ± 0,004	—	5,266 ± 0,010	—	5,4078 ± 0,0015	—
b ₀	3,429	—	3,428	—	3,429	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c ₀	5,680	—	5,684	—	5,681	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ρ	89°31'	—	89°38'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Химические анализы выполнены А. М. Богдановой, рентгенометрические — А. П. Денисовым (1—3) и Л. Г. Латашевой (4—8). При пересчете всех анализов (кроме анализа 7) исключена небольшая часть железа, так как нерастворимый остаток обусловлен примесью роговой обманки, содержащей около 8% FeO + Fe₂O₃ (анализ ее приводится в табл. 10, обр. 273/128,5). Из анализа 1 исключено 0,02% Fe, 2 — 0,04% Fe, 3 — 0,08% Fe, 4 — 0,10% Fe, 5 — 0,04% Fe, 6 — 0,07% Fe, 8 — 0,20% Fe. В анализе 7 примесь полевого шпата.

Рентгенограмма троилита

hkl	Обр. 222/6,0			№ 92 (Мн-хеев, 1957)		hkl	Обр. 222/6,0			№ 92 (Мн-хеев, 1957)	
	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$		J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	$\frac{d_{\beta}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1010	3	5.05	4.58	2	5.11	1126; 2134	3p	1.631	1.479	5	1.637
1011	1	4.71	4.27	3	4.72		3	1.503	1.362		
1012; 0003	3	3.74	3.39	3	3.82	0008	4	1.468	1.331	5	1.472
	3p	(3.326)	3.015	1	(3.294)	1127	1	1.443	1.308	3	1.448
1120	8	2.988	2.708	6	2.968	2244	3	1.329	1.205	8	1.328
		2.963	2.685			1128	2	1.318	1.194	6	1.319
	4	2.748	2.491			3036	1	1.281	1.161	2	1.279
1122	6	2.656	2.407	7	2.644		1	1.269	1.150	—	—
1014	5	2.539	2.302	1	2.531	4043; 3145	3	1.224	1.109	3	1.223
1124 β	5	(2.312)	2.095	5	(2.304)	3250; 4044	5	1.183	1.072	4	1.182
	2	2.238	2.029			2246	2	1.152	1.044	—	—
	1	2.153	1.952			4150; 3253	2	1.132	1.026	2	1.134
1124	10	2.093	(1.897)	10	2.085	3038	6	1.116	1.012	6	1.117
0.006; 3030	β 3p	1.929	1.749	4	1.921	4152	3	1.105	1.002	3	1.106
	3	1.861	1.687			1-1-2-10	3	1.087	0.988	2	1.090
2133	5	1.792	1.624	2	1.755		3	1.072	0.972	—	—
3030	7	1.722	1.561	9	1.720	4154; 4048	5	1.050	0.951	6	1.051

Примечание. Анализ обр. 222/6,0 выполнен А. П. Денисовым. Условия съемки: неотфильтрованное железное излучение, 50 кв, 14 ма, 3 гц; D = 66,0 мм, d = 0,5 мм; исправление по отдельному снимку с 25% (по объему) NaCl.

Э. Н. Елисеев (1962) и Е. Т. Леонченкова (1964) утверждают, что в моноклинном пирротине содержание серы выше 54,0 атомн. %. В нашем случае моноклинный пирротин трех образцов (табл. 3, 5) имеет содержание серы меньше 53,0 атомн. %, причем как параметры ячейки, так и содержание серы меняются в узких пределах.

Делать какие-либо выводы из этих фактов преждевременно — слишком мало данных, которые можно сопоставлять. Имеющиеся в литературе

Таблица 4

Параметры элементарной ячейки пирротинов

Номера образцов	Сингония	Параметры (в кХ)				Тип и разновидность руды
		a_0	b_0	c_0	β	
218/200.2	Моноклиная.	5.937	3.427	5.679	89°34'	Массивная, нормальная.
218/200.6	»	5.939	3.426	5.680	89 39	Брекчиевидная, нормальная.
353/103.1 ⁶	»	5.939	3.428	5.684	89 38	То же.
249/131.1	»	5.941	3.429	5.682	89 34	» »
249/131.0	»	5.942	3.429	5.685	89 44	» »
226/42.0	»	5.943	3.429	5.680	89 31	» »
484/170.0	»	5.944	3.429	5.681	—	» »
223/40.9	Гексагональная.	3.440	—	3.734	—	Оруденелый пегматит.

сведения трудно сравнивать: как правило, до последнего времени съемка всюду производилась на электронных трубках в камерах малого диаметра, так что признаки наличия моноклинного пирротина в них легко могли быть пропущены.

Изменение состава главного сульфида железа от троилита до моноклинного и гексагонального пирротина требует дополнительных тщательных исследований.

Пентландит широко развит в рудах всех типов, составляя обычно от 10 до 30 % общего количества сульфидов (с изменениями в пределах 1—70 %).

В рудах месторождения выделяются три генерации пентландита.

Пентландит 1 — пентландит сингенетических руд, образующий: а) мелкие (до 0.05 мм) таблитчатые и неправильные выделения в эмульсионной



Рис. 4. Пластинчатые выделения пентландита (1) и кубанита (2) среди халькопирита (3). Апплиф, при одном никеле, увел. 200.

Пентландит 1 содержит включения валлеринита (4); серые рельефные просечки — магнетит; 5 — пирротин; *втилу* — изометрическое зерно пентландита с вросками валлеринита.

и каплевидной вкрапленности пирротина в первичных силикатах, которые встречаются редко, занимая от 20 до 50 % объема капелек; б) пластинчатые выделения в халькопирите, ассоциирующие с пластинчатым кубанитом, иногда (скв. 222 и др.) встречаются комплексные кубанит-пентландит-халькопиритовые агрегаты сложного строения (рис. 4), их структурные особенности говорят об образовании минералов в результате распада (вероятно, сложного, двойного) твердого раствора; в) пластинчатые выделения в сиреневом пирротине; г) изометрические и неправильные включения в сидеронитовой вкрапленности, состоящие из нескольких зерен размером до 0.5 мм или представленные единичными идиоморфными зернами (рис. 1). Во вкрапленниках они располагаются без видимой закономерности, но иногда заметно тяготеют к их периферии. Взаимоотношения пентландита 1 с пирротинном 1 неотчетливые, вероятно, пентландит образовался позднее.

При поздних изменениях пентландит 1 чаще и интенсивнее других сульфидов замещается вторичным магнетитом, образующим многочисленные прожилки, приуроченные к плоскостям спайности, а также к контактам пентландита с другими сульфидами (рис. 1). Он замещается также виоларитом, бравоитом, пиритом и валлеринитом, а из числа нерудных

минералов наиболее часто — хлоритом и карбонатами. Весьма интересное явление представляет собой интенсивное развитие валлериита в пентландите 1, которое свойственно только этой генерации. В одних случаях

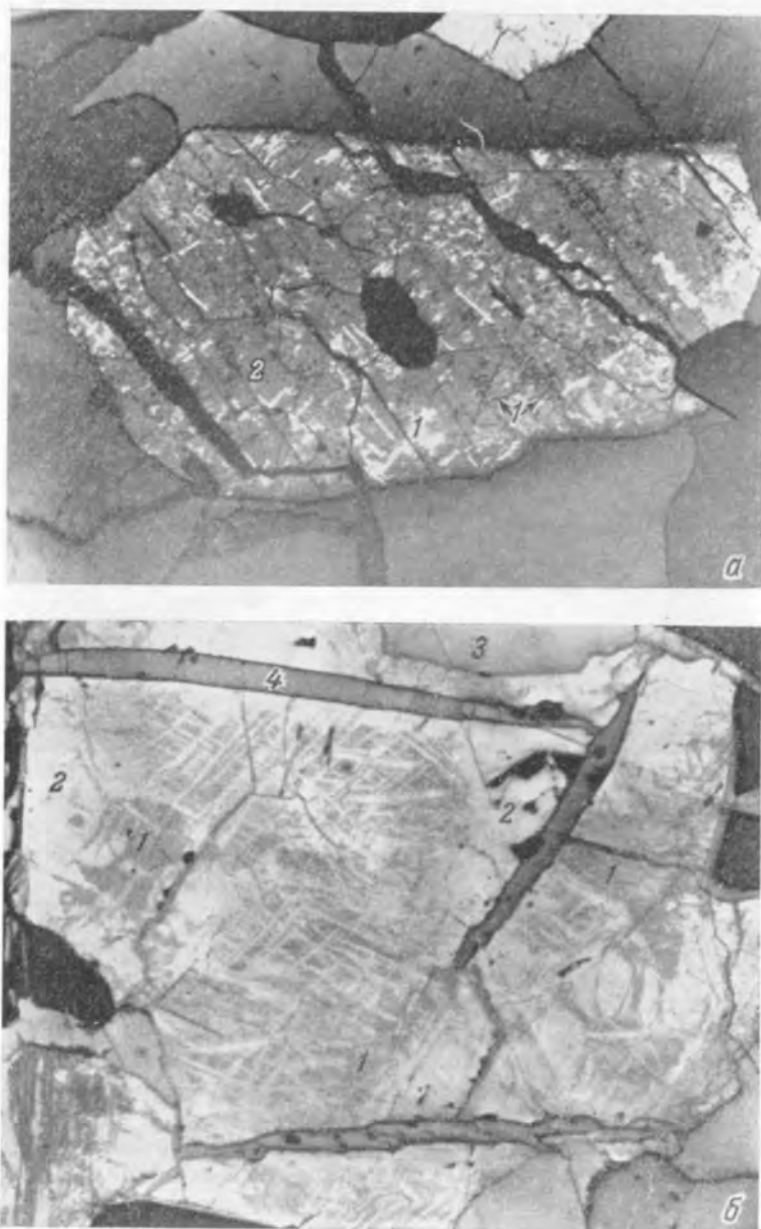


Рис. 5. Выделения валлериита (1) в пентландите (2). Аншлиф, увел. 150.

а — дендритовидные (николи скрещены не полностью); *б* — решетчатые (при одном николе); 3 — пирротин; 4 — магнетит; темно-серое — нерудные минералы.

валлериит отчетливо замещает пентландит, развиваясь главным образом в виде червеобразных вrostков и дендритовидных агрегатов от трещин спайности, в других — образует неправильно полосчатые, «бурундучные»,

решетчатые и сплошные выделения, которые морфологически очень напоминают структуры распада твердого раствора (рис. 5). На отдельных участках содержание валлериита достигает 70—80% объема выделения пентландита и последний составляет лишь наружную каемку агрегата. П. Рамдор (1962) отмечает подобные же соотношения валлериита с пентландитом из Инсизвы, он считает их продуктами распада твердого раствора.

Пентландит 2 — средне- и крупнозернистый пентландит эпигенетических руд, образующий несколько разновидностей.

а. Крупнозернистый пентландит массивных и брекчиевидных руд, представленный изолированными (порфировидными) вкрапленниками, а также их агрегатами; размеры первых составляют 0.3—2.0 мм, вторых — 0.5—5.0 мм в поперечнике, лишь иногда встречаются скопления до 15—20 мм. В брекчиевидных рудах, особенно небогатых, пентландит часто тяготеет к обломкам пород или нерудных минералов, иногда окружая их сплошной каемкой, обычно он довольно равномерно распределен в рудной массе.

б. Мелко- и среднезернистый пентландит метасоматической вкрапленности в ультраосновных породах, тесно ассоциирующий с вторичными силикатами. Представлен отдельными индивидами размером 0.2—0.5 мм или их сростками, состоящими из 2—4 зерен и достигающими иногда 1—2 мм в поперечнике. Форма индивидов изометрическая, но контуры их большей частью угловатые, мелкозубчатые; идиоморфные индивиды редки.

в. Пентландит интерстициальной и метасоматической вкрапленности в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах. Здесь он находится в подчиненном количестве, распределен неравномерно и представлен главным образом отдельными включениями, имеющими неправильную, часто сильно уплощенную форму, размеры их варьируют в пределах 0.1—2.0 мм.

Все разновидности пентландита 2 не замещаются поздним магнетитом, но замещаются халькопиритом, пиритом, виоларитом, реже бравоитом, причем интенсивность этого замещения очень неравномерна и максимальна лишь на отдельных участках, чаще всего в брекчиевидных рудах. Халькопирит развивается главным образом вдоль плоскостей спайности пентландита, образуя тонкие прямолинейные просечки, прожилки, в которых иногда появляются мелкие (0.001—0.01 мм) включения борнита. Пиритизация пентландита, как и других сульфидов, начинается с появления мельчайших линзовидных и червеобразных вростков пирита, которые затем разрастаются, образуют прожилки и сплошные мелкозернистые массы с реликтами первичных сульфидов.

Виоларитизация пентландита всюду имеет примерно одинаковый характер. Виоларит начинает развиваться в виде мелких каплевидных выделений внутри зерен пентландита, а также в виде тонких каемок с периферии зерен и вдоль трещин спайности. Затем каемки расширяются, сливаются друг с другом и часто полностью замещают пентландит. Замещение пентландита бравоитом встречается редко и никогда не имеет самостоятельного значения — оно сопровождается пиритизацией или виоларитизацией. Из числа нерудных минералов пентландит 2 замещается карбонатами, хлоритом (дженкинситом) и иногда ретжерситом.

Пентландит 3 — пентландит мельчайших так называемых графических вростков в пирротине всех главных разновидностей. Размеры вростков лишь в редких случаях достигают 0.05—0.1 мм в длину, а обычно составляют 0.001—0.02 мм. Они приурочены к плоскости отдельности пирротина и развиваются вдоль них с периферии зерен, от двойниковых швов, а также от прожилков поздних нерудных минералов. Поперечные

сечения вростков имеют клиновидную, пластинчатую или веретенообразную форму, а продольные — пламенивидную и т. п.

Чаще всего пентландит 3 встречается в пирротине брекчиевидных руд, реже — в метасоматической и сидеронитовой вкрапленности, а в остальных разновидностях пирротина он или отсутствует, или крайне редок. Но даже в пирротине 2 его содержание составляет 1—3% от объема (площади) пирротиновых выделений, в исключительных случаях достигая 5—7%; в пирротине 1 его не более 1%. Низкое содержание пентландита 3 в рудах является одной из характерных черт данного участка. Как известно, роль пластинчатого пентландита в рудах обычно довольно высока, особенно в рудах норильских и печенгских месторождений (Бетехтин и Генкин, 1951), да и на западном фланге Аллареченского месторождения он развит значительно интенсивнее. Очевидно, низкое содержание пластинчатого пентландита в рудах восточного фланга отражает какие-то своеобразные черты его формирования.

Химический состав определен для двух проб пентландита 2 (табл. 2, анализы 4 и 5): из брекчиевидных руд верхней зоны (обр. 353/103.1^a) и из массивных руд нижней зоны (обр. 218/200.2). Состав пентландита обеих проб очень близок: отношение Ni : Fe соответственно равно 1,078 и 1,079, но в первой содержание кобальта очень низкое, тогда как во второй оно вполне обычное для печенгских месторождений.

Рентгеноструктурный анализ выполнен для четырех проб пентландита, результаты его показывают (табл. 5), что в направлении от сингенети-

Таблица 5

Параметры элементарной ячейки пентландита

Номера образцов	Тип руды	Генерация пентландита	a_0
222/6.4a	Сидеронитовая вкрапленность.	Первая.	$10,097 \pm 0,003$
218/200.2	Массивная.	Вторая.	$10,015 \pm 0,002$
353/103.1a	Брекчиевидная.	»	$10,015 \pm 0,002$
218/198.6	Вкрапленная в экзоконтактной породе.	»	$9,999 \pm 0,007$

Примечание. Анализы выполнены Л. Г. Латышевой (обр. 222/6.4a, 218/200.2, 218/198.6) и Л. Черноусовым (обр. 353/103.1a). Условия съемки: рентгеновская трубка БСВ-2, Fe-излучение, напряжение 50 кВ, сила тока 14 мА, $D = 66$ мм, $d = 0,3$ мм. Исправления вносились по отдельному снимку с NaCl.

ческих руд к оруденелым экзоконтактовым породам a_0 уменьшается от 10,097 до 9,999 кХ, т. е. на 0,098 кХ.

Виоларит не относится к числу главных рудных минералов, но описание его удобнее дать вслед за пентландитом, так как он является почти постоянным его спутником. Если рассматривать руды участка в целом, роль виоларита в них невелика: он составляет не более 5—10% объема пентландита.

Он замещает пентландит всех разновидностей, но чаще и интенсивнее пентландит 2 брекчиевидных руд, затем — оруденелых экзоконтактовых пород и богатых вкрапленных руд в ультраосновных породах. Что же касается отдельных рудных тел, то наиболее широко виоларит развит в рудном теле № 2 нижней зоны, где он замещает пентландит на 30—50%, а иногда и полностью (скв. 218, 300 и др.). Таким образом, на фоне повсеместного сравнительно слабого его развития выделяются участки или зоны, в которых он является одним из главных минералов. Характерно также, что эти зоны отличаются еще и максимальной дисульфидизацией пирротина и общей пиритизацией руд.

Морфологические особенности развития виоларита отмечались выше, здесь следует лишь добавить, что интенсивная виоларитизация нередко сопровождается развитием мелкозернистого миллерита (рис. 6), который образует тонкие каемки на виоларитизированном пентландите, а также неправильные выделения во внутренних частях его зерен. Одновременно и главным образом по плоскостям спайности пентландита происходит отложение нерудных минералов, благодаря чему пентландитовые агрегаты разделяются на ряд полигональных участков, или блоков, создавая подобие «структуры усыхания гелей». Вместе с нерудными часто обра-

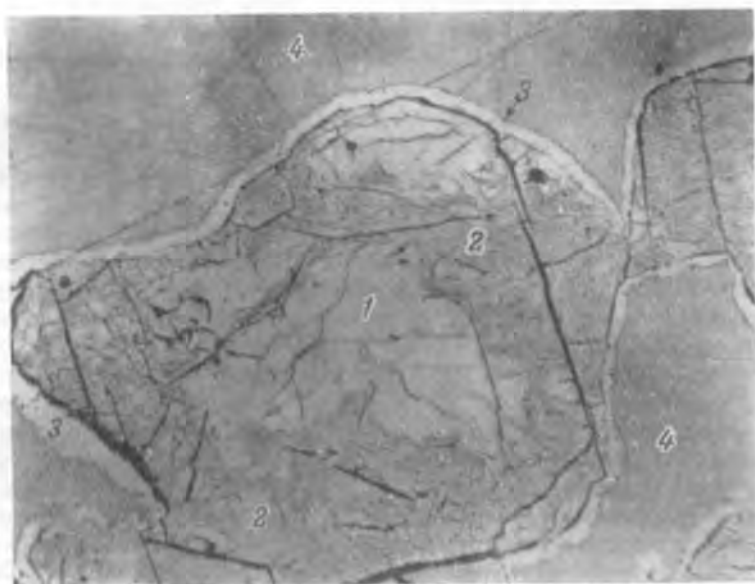


Рис. 6. Замещение пентландита (1) виоларитом (2). Аншлиф, при одном никеле, увел. 150.

3 — миллерит; 4 — халькопирит; черное — нерудные минералы.

зуются гидроокислы железа в виде тонких просечек и линзочек. Наблюдения показывают, что остальные сульфиды, за исключением пирротина, в процессе виоларитизации не изменяются совершенно, хотя они очень часто вмещают полностью виоларитизированные зерна пентландита. Что же касается пирротина, то дисульфидизация его с образованием агрегатов мельниковита наблюдается в основном там, где виоларитизация проявлена очень сильно, а частичное замещение пентландита виоларитом не сопровождается изменением пирротина. Иными словами, участки интенсивного проявления этих процессов совпадают, тогда как при слабой виоларитизации, представляющей распространенное явление, все остальные сульфиды не подвергаются изменениям.

Кроме того, виоларитизация не зависит от глубины; характер ее остается одинаковым как в приповерхностной части (скв. 223, 222 и др.), так и на глубоких горизонтах (скв. 218, 300 и др.). Примерно так же обстоит дело и с дисульфидизацией пирротина. По-видимому, оба процесса являются одновременными и обусловлены эндогенными причинами — проникновением по определенным зонам (трещиноватости или смятия) новых порций сравнительно низкотемпературных растворов, создающих более окислительную обстановку, в которой моносульфиды замещаются

ди- и полисульфидами, а также существенно кислородными соединениями (гидроокислами, сульфатами).

Отобрать мономинеральную пробу виоларита для химического анализа не удалось, поэтому был выполнен анализ сульфидного прожилка (обр. 218/210.8) мощностью 8—10 мм, в котором пентландит и виоларит в сумме составляли около 80%. Пересчет анализа с введением необходимых поправок дал следующий приблизительный состав виоларита: Ni — 38.7, Fe — 23.7, Co — 0.06, S — 37.0%. По сравнению с виоларитом из Садберри (Минералы, 1960) в нашем виоларите несколько меньше содержание серы и больше — железа.

Результаты рентгенометрического анализа, выполненного Л. Г. Латышевой для довольно чистого материала, оказались сходными с эталонными данными (Михеев, 1957, № 116), была обнаружена небольшая примесь пентландита. Параметр элементарной ячейки виоларита $a_0 = 9.444 \pm \pm 0.003$ кХ также близок к эталонному (9.484 Å) и параметру виоларита из Норильского месторождения — 9.45 Å (Генкин, 1950).

Халькопирит — второй по промышленной ценности минерал месторождения. Он присутствует в рудах всех типов, гораздо чаще других сульфидов встречается во вмещающих породах, где для него очень характерна ассоциация с борнитом и, реже, миллеритом. В «нормальных» рудах содержание халькопирита примерно вдвое ниже, чем пентландита, зато в «медистых» он преобладает над пентландитом, а зачастую и над пирротинном.

Выделяются три генерации халькопирита.

Халькопирит 1 — халькопирит сингенетических руд, в котором различаются разновидности: а) мелкие выделения в эмульсионной и капле-видной вкрапленности сульфидов среди ранних силикатов, размеры 0.001—0.02 мм, форма линзовидная, таблитчатая, иногда серпо- и сегментовидная; б) овальные обособления в сидеронитовой вкрапленности, содержащие пластинчатые и таблитчатые вроски кубанита и пентландита (рис. 4), встречаются довольно редко, размеры их до 0.05—0.1 мм; в) пластинчатые и неправильнотаблитчатые выделения в сиреневом пирротине (рис. 2), нередко соседствующие с такими же выделениями пентландита, размеры до 0.01—0.03 мм; г) жгутовидные и червеобразные вроски в пентландит-веллеритовых агрегатах, длина их до 0.1 мм; д) выделения в сидеронитовой вкрапленности, не содержащие вросок кубанита, но с включениями валлериита. Границы их неровные, волнистые, иногда зазубренные. Халькопирит отчетливо замещает титаномagnetит, пирротин и пентландит или развивается в промежутках между их зернами. Представлен агрегатами размером от 0.03—0.05 до 0.5—1.0 мм. Обычно мелкозернистый, иногда сдвойникованный и отчетливо анизотропный. Эта разновидность составляет не менее 80% халькопирита 1.

Халькопирит 1 всюду имеет густой соломенно-желтый цвет с едва заметным зеленоватым оттенком. Он замещается поздним магнетитом и поздними нерудными минералами — хлоритом, амфиболом и др., которые развиваются с периферии сульфидных вкрапленников.

Халькопирит 2 — халькопирит эпигенетических руд, морфологические разновидности которого также очень разнообразны.

а. Халькопирит брекчиевидных и массивных руд, образующий крупные (до 10—15 мм) изометрические и неправильные скопления, прожилки, а местами слагающий основную массу руды. Здесь он наиболее крупнозернистый (до 1 мм), очень часто сдвойникован (двойники ланцетовидные, «олеандровых листьев», полисинтетические и др.), всегда отчетливо анизотропен.

Среди главных рудных минералов халькопирит отлагается одним из последних, замещая пирротин, пентландит и магнетит. Он содержит

мелкие пластинчатые и изогнутые включения валлериита и изометрические — сфалерита, которые располагаются в нем без видимой закономерности. Замещается пиритом, часто с образованием тончайших субграфических сростаний, индивиды которых трудно различимы при самых больших увеличениях.

б. Халькопирит метасоматической вкрапленности в ультраосновных породах, образующий неправильные выделения с очень неровными, острозубчатыми контурами. Здесь халькопирит замещает поздние нерудные минералы, развиваясь по стыкам их зерен, вдоль плоскостей спайности и т. д., чем и обусловлен резкий ксеноморфизм его выделений. Он мелко- и средиезернистый, двойникование и анизотропность проявлены слабее, примесь валлериита и сфалерита, а также замещение пиритом встречаются значительно реже, чем в брекчиевидных рудах.

в. Халькопирит субграфических сростаний сульфидов с вторичными силикатами, а также очень тонких нитевидных ветвящихся прожилков в них. Всюду мелкозернистый, несдвойникованный и без включений валлериита, магнетита, пирита.

г. Халькопирит интерстициальной вкрапленности в экзоконтактовых и вмещающих породах. Форма вкрапленников определяется минеральным составом оруденелых пород, в большинстве случаев она сильно вытянутая, уплощенная, а также стреловидная, звездообразная и т. п. Помимо вкрапленности, широко развиты прожилки — согласные и секущие, часто сильно ветвящиеся, древовидные, мощность которых изменяется от 0.1—0.2 до 5—10 мм. Халькопирит здесь средне- и крупнозернистый, сдвойникованный, сильно анизотропный. Пиритизации подвергается часто, включений магнетита в нем нет, а вростки валлериита и сфалерита довольно обычны. Весьма характерной для этой разновидности является ассоциация с борнитом и миллеритом, особенно в оруденелых вмещающих породах, где борнит иногда преобладает над халькопиритом.

Все морфологические разновидности халькопирита 2 имеют густой зеленовато-желтый цвет, причем зеленоватый оттенок особенно интенсивен в брекчиевидных рудах и оруденелых экзоконтактовых породах. Они не замещаются поздним магнетитом, но замещаются иногда халькозином, ковеллином, борнитом и гидроокислами железа, причем этот процесс наблюдается как в приповерхностной части месторождения, так и на значительной глубине (до 90—100 м).

Халькопирит 3 — халькопирит пластинчатых, клиновидных, линзовидных, веретенообразных, а также решетчатых выделений в борните, размеры которых невелики: длина 0.01—0.2, редко до 0.5 мм, а мощность — 0.001—0.01 мм. Цвет их чисто желтый, тогда как соседние неправильные или изометрические выделения халькопирита (вероятно, второй генерации) имеют отчетливый зеленоватый оттенок.

Расположение вростков в борните напоминает структуры распада твердых растворов этих минералов, и в некоторых случаях они, по-видимому, имеют именно такое происхождение. Однако для большей части более вероятно образование их в результате разложения борнита (Рамдор, 1962), так как совместно с халькопиритом развиваются халькозин и магнетит (а вблизи поверхности — и ковеллин), что не свойственно распаду твердых растворов борнита и халькопирита.

Из всех генераций халькопирита наиболее распространенной является вторая, составляющая не менее 80—90%, остальная часть приходится на халькопирит 1, а халькопирит 3 редок.

Химический состав определен для двух проб халькопирита (табл. 2, анализы 6 и 7) — из массивных руд (обр. 242/71.0) и оруденелого пегматита (обр. 309/33.65). В обоих случаях он весьма близок теоретическому, отличаясь незначительным преобладанием железа над медью. В то же время

рентгенометрический анализ этих проб показал (табл. 2), что параметры элементарной ячейки в них заметно различаются и отличаются от эталонных (Михеев, 1957, № 85).

Магнетит широко распространен в оруденелых ультраосновных породах и незначительно — в остальных рудах. В первых содержание его составляет 1 — 5%, но иногда увеличивается до 10%, в остальных же не превышает 1%.

Предварительно выделено несколько его генераций.

Магнетит 1 — так называемый титаномагнетит, встречающийся в оруденелых ультраосновных породах в виде мелкой равномерной вкраплен-

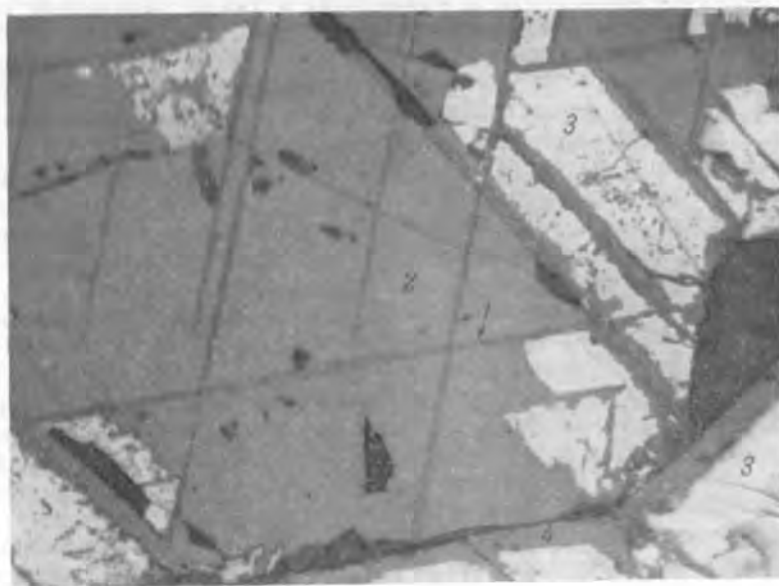


Рис. 7. Пластинчатые выделения ильменита (1) в раннем магнетите (2). Анилиф, при одном никеле, увел. 260.

3 — сульфиды; 4 — поздний магнетит; черное — выколки.

ности. Вкрапленники имеют округлую, иногда таблитчатую форму и небольшие размеры — 0.01—0.1 мм, очень редко до 0.5—1.0 мм в поперечнике. В зависимости от структурных соотношений между магнетитом и ильменитом, обусловленных полнотой распада их твердых растворов, различаются несколько разновидностей титаномагнетита.

а. Титаномагнетит с закономерным расположением ильменита, который представлен тонкопластинчатыми выделениями, параллельными (111) магнетита, образующими типичную решетчатую или сетчатую структуру распада твердого раствора (рис. 7). Как правило, пластинки ильменита составляют не более 1/10—1/15 объема вкрапленника титаномагнетита. В титаномагнетите встречается также шпинель в виде мелких изометрических или вытянутых обособлений на контакте магнетита и ильменита, а иногда в виде более крупных линзовидных тел, располагающихся параллельно (100) магнетита (рис. 8, а).

б. Титаномагнетит аллотриоморфнозернистой структуры, в которой соотношения между магнетитом и ильменитом очень разнообразны, вплоть до преобладания ильменита над магнетитом, чаще же ильменит составляет 1/3—1/4 объема вкрапленника. Магнетит и ильменит здесь более крупнозернистые, чем в первой разновидности. На контакте их

также наблюдаются цепочки зерен шпинели, а в отдельных случаях ильменит и шпинель образуют сложные мирмекитоподобные сростания, приуроченные к центральной части магнетитовых вкраплеников (рис. 8, б).

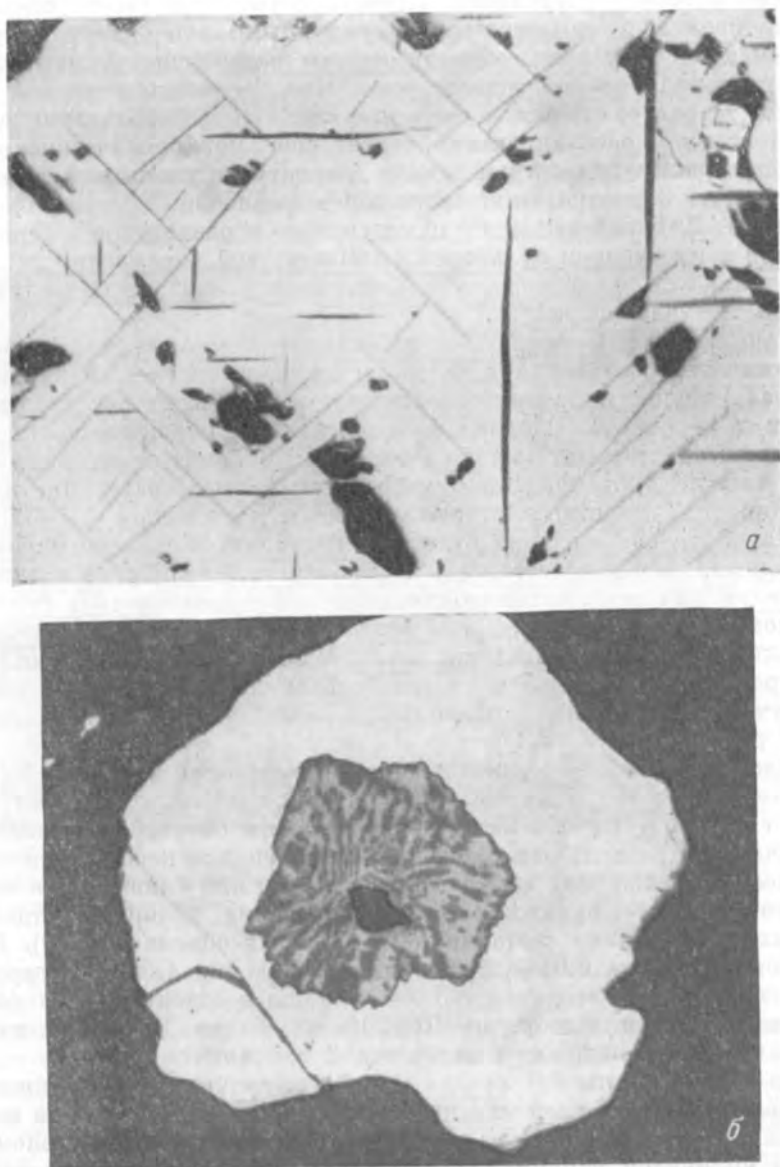


Рис. 8. Выделения шпинели (темно-серое, почти черное) в магнетите 1 (светло-серый, основная масса). Аншлиф, при одном никеле, увел. 390.

а — линзовидные вrostки шпинели; б — мирмекитоподобные сростания с ильменитом; серое — ильменит; черное — выколки и нерудные минералы.

в. Мельчайшие эмульсионные и каплевидные включения в пироксене и замстившем его амфиболе, размеры их до 0.01—0.03 мм.

Наиболее часто магнетит 1 замещается сульфидами сидеронитовой и, особенно, метасоматической вкрапленности. При этом сульфиды разви-

ваются преимущественно по магнетиту, а пластинки ильменита и шпинели сохраняются (рис. 7). При замещении же нерудными минералами более интенсивно замещается ильменит, пластинки и изометрические выделения которого утрачивают четкость форм, контуры их становятся мелкозубчатыми, кружевными. И нерудными минералами и сульфидами замещается главным образом первая разновидность магнетита 1, вторая разновидность замещается реже. Что же касается третьей разновидности, то она сохраняется даже при сильной амфиболитизации и лишь при интенсивном расщеплении теряет свои морфологические особенности и превращается в остроугольную, лапчатую и хлопьевидную «сыпь», приуроченную к центральной части зерен амфибола.

Магнетит 2, образование которого связано с разложением первичных силикатов и изменением сульфидов сидеронитовой вкрапленности, встречается только в оруденелых ультраосновных породах. Отчетливо выделяются три разновидности.

а. Тонкая вкрапленность и неправильные сростания, реже просечки и пластинчатые выделения с очень неровными краями, приуроченные к центральной части прожилков серпентина или к их зальбандам. Образуется в результате замещения серпентином первичных силикатов, и прежде всего оливина, но также пироксена. В прожилках часто встречаются ильваит, образующий с магнетитом тесные сростания, изредка халькопирит и пирротин, которые замещают магнетит.

б. Магнетит, замещающий сульфиды сидеронитовой вкрапленности, — линзовидные, нередко ветвящиеся прожилки, мелкие неправильные обособления (сгустки), а также каемки около вкрапленников сульфидов и титаномагнетита (рис. 1). Чаще всего магнетит замещает пентландит, несколько реже — халькопирит и значительно реже — пирротин. Мощность прожилков и каемок магнетита невелика — 0.01—0.05 мм, в редких случаях до 0.1 мм, неправильные обособления и дендритовидные сростки достигают 0.2—0.3 мм.

в. Пластинчатые, клино- и линзовидные выделения в хлорите и, реже, в биотите и амфиболе, которые приурочены к спайности последних и составляют 10—20% их объема. Очень часто они образуют параллельно-пластинчатые агрегаты, расположенные поперек или косо по отношению к удлинению вмещающих нерудных минералов, или сливаются в метельчатые, сноповидные, булавовидные образования, которые в отдельных нерудных обособлениях составляют 50—70% их объема (рис. 9). Длина пластинок магнетита 0.01—0.1 мм, иногда 0.5 мм. Общее содержание магнетита 2 в рудах составляет 0.5—2.0%, но в отдельных сульфидных вкрапленниках иногда достигает 10—20% их объема. При более поздних процессах все разновидности магнетита 2 изменяются слабо.

Магнетит 3 — магнетит средне- и крупнозернистой вкрапленности изолированных кристаллов или их агрегатов главным образом в массивных рудах. Встречается редко, в рудах распределен очень неравномерно. Размеры индивидов варьируют от 0.1—0.5 до 5—7 мм в поперечнике (скв. 224). Преобладают идиоморфные вкрапленники, иногда несколько оплавленные, реже встречаются их агрегаты, состоящие из 2—4 зерен. Магнетит 3 образуется раньше всех сульфидов массивных руд.

Магнетит 4 — магнетит вмещающих пород: гнейсов и гранито-гнейсов, а также пегматитов. Выделяются две морфологические разновидности.

а. Крупнозернистая (до 3—5 мм) вкрапленность, часто идиоморфная, а также неправильные гнездообразные обособления, располагающиеся в породе крайне неравномерно. Вкрапленники, особенно идиоморфные, имеют вид типичных метакристаллов, в краевой их части встречаются мелкие включения ильменита, который образует также и самостоятельные агрегаты.

б. Кольцеобразные выделения, представляющие собой цепочки зерен около темноватых нерудных минералов.

Магнетит 4 обычно трещиноват, замещается пиритом, халькопиритом и иногда гематитом (рис. 10).

Магнетит 5 сопровождается дисульфидизацией пирротина, представлен сплошными мелкозернистыми массами, цементирующими мельчайшие зерна пирита, или мирмекитоподобными, скелетными срастаниями с таким же пиритом. Никакими более поздними минералами магнетит 5 не замещается.

В рудах участка наиболее развиты магнетит 1 и магнетит 2, составляя вместе не менее 80—90% всего магнетита.



Рис. 9. Скопления магнетита 2 (белое) среди нерудных минералов (темно-серое). Апплиф, при одном никеле, увел. 200.

Пирит в рудах и породах встречается довольно часто, но содержание его обычно не превышает 1—2%. Исключение составляют лишь брекчиевидные руды, где пиритизация иногда настолько интенсивна, что пирит становится одним из ведущих минералов.

Выделяются три генерации пирита.

Пирит 1 развит во вмещающих породах, где образует две морфологические разновидности.

а. Неправильная, реже изометрическая вкрапленность размером от 0.1—0.2 до 3—5 мм в поперечнике, а также линзо- и гнездообразные обособления, цепочки и каемки около магнетита 4, всегда содержат овальные пирротин-халькопиритовые включения и клочковатые вросстки нерудных минералов, какой-либо зависимости от основного оруденения вкрапленность пирита не обнаруживает — она встречается во всей рудовмещающей толще.

б. Крупнозернистые выделения в комплексных миллерит-халькопиритовых прожилках и гнездообразных обособлениях. В апплифах этот пирит обладает гладкой поверхностью, нерудные включения в нем редки, мощность прожилков изменяется от 1—2 до 8—12 мм, размеры зерен варьируют от 0.2—1.0 до 4—5 мм, очень часто зерна раздроблены и це-

ментируются нерудными минералами и халькопиритом, причем последний замещает пирит.

Пирит 2 образуется в процессе пиритизации руд, развиваясь по всем главным сульфидам, но преимущественно по халькопириту. Формы проявления его очень разнообразны.

а. Тончайшие субграфические срастания с сульфидами, преимущественно с халькопиритом, индивиды пирита имеют жгутовидную, червеобразную и каплевидную форму и часто располагаются примерно параллельно друг другу, длина их составляет 0.001—0.005 мм; вместе с ними встречаются более крупные серповидные и линзообразные выделения пирита.

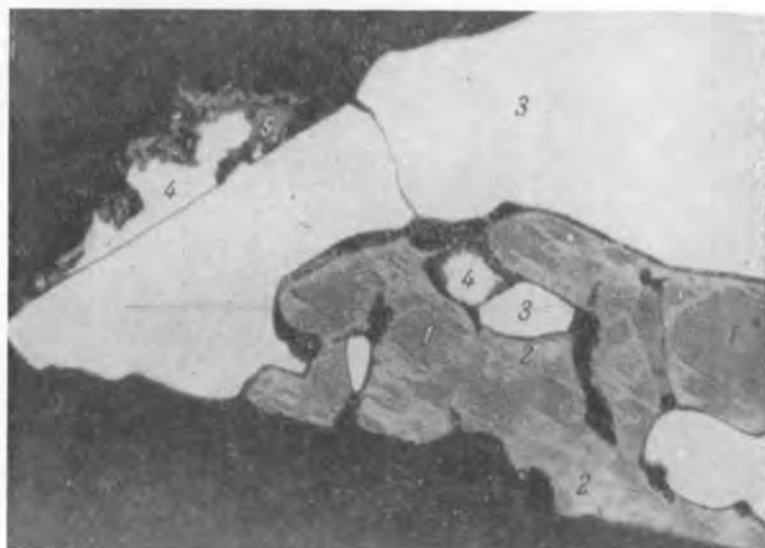


Рис. 10. Замещение магнетита 4 (1) гематитом (2). Апплиф, при одном никеле, увел. 400.

3 — пирит; 4 — халькопирит; 5 — борнит; черное — нерудные минералы.

б. Крупные жгуто- или шнуровидные выделения, пересекающие несколько зерен первичных сульфидов, длина их достигает 10—15 мм, а толщина — 1—2 мм (чаще 0.1—0.5 мм), контуры неровноволнистые или зазубренные; травление, а также наблюдение в косом свете показывают, что они имеют поперечноволокнутое (или пластинчатое) строение, являясь типичными метасоматическими прожилками, развивающимися, вероятно, от трещинок в пирротине и других сульфидах.

в. Петельчатые, т. е. круто разветвляющиеся и вновь сходящиеся прожилки, особенно характерные для развития пирита по пентландиту и пирротину.

г. Гнездообразные, пятнистые и неправильные обособления пирита тонкозернистого строения, с мельчайшими включениями нерудных минералов и более крупными хлопьевидными — первичных сульфидов, размеры обособлений до 20—30 мм в поперечнике.

д. Сравнительно крупнозернистые каемки или корочки, а также цепочки изолированных зерен, развивающиеся на контакте сульфидов, преимущественно халькопирита, с нерудными включениями, в отдельных зернах или каемках встречаются зонки бравоита.

е. Мелко- и тонкозернистые дендритовидные, кружевоподобные и пемзовидные агрегаты, неправильные сетчатые прожилки, приуроченные к обособлениям нерудных минералов, иногда содержат включения марказита и бравоита.

В процессе пиритизации возникают так называемые «матовые» руды, которые на восточном фланге Аллареченского месторождения встречаются редко в виде небольших обособлений среди брекчиевидных руд.

Пирит 3 образуется при дисульфидизации пирротина, в то время как остальные сульфиды им не замещаются, наблюдаются две его разновидности.

а. Мелко- и тонкозернистые агрегаты, в которые постепенно преобразуется мельниксит, насыщены мельчайшими включениями нерудных минералов (карбонатов), содержат мелкие вроски марказита и в отдельных случаях — обособления гидроокислов железа и магнетита 5, причем последние местами как бы цементируют зерна пирита.

б. Скелетные, паркетовидные, мозаичные и тому подобные выделения, образующие мирмекитоподобные сростания с такими же выделениями магнетита и карбонатов и содержащие многочисленные остроазубренные, клочковатые остатки пирротина.

Химический анализ выполнен для одной пробы пирита 1 (табл. 2, анализ 8) из кварцево-пиритового прожилка (с миллеритом и халькопиритом) в биотито-амфиболовой породе. Этот пирит является кобальтоносным, причем содержание кобальта в нем довольно высокое (0,80 вес. %). При просмотре контрольного шлифа каких-либо самостоятельных минералов кобальта в пробе не обнаружено; очевидно, кобальт входит в решетку пирита в качестве изоморфной примеси. Небольшое количество никеля и кобальта обусловлено примесью миллерита и халькопирита.

Порошкограмма и параметр ячейки (табл. 2) оказались очень близкими к эталонным (Михеев, 1957, № 124).

Ильменит распространен широко, причем распределение его в рудах и породах очень сходно с распределением магнетита, выделяются три генерации.

Ильменит 1 — ильменит ультраосновных пород с преимущественным сингенетическим оруденением, иначе — ильменит титаномagnetита, упоминавшийся ранее.

Ильменит 2 развит в ультраосновных и экзоконтактных породах с эпигенетическим оруденением. Образует самостоятельную вкрапленность, просечки и неправильные обособления в прожилках амфибол-асбеста, мирмекитоподобные сростания с амфиболом и пироксеном. Вместе с ним часто наблюдаются сфен и рутил, причем рутил замещает его.

Ильменит 3 встречается во вмещающих породах вместе с магнетитом 4 в виде мелких вросков в нем, более крупных самостоятельных выделений около магнетита, а также пластинчатых и клиновидных вросков в краевых частях зерен биотита, иногда амфибола. Крупнозернистые выделения ильменита содержат округлые и дисковидные тельца гематита, являющиеся продуктами распада твердого раствора. Вместе с ильменитом 3 часто встречаются также сфен, рутил, анатаз и пирит 1.

Валлерит встречается всюду, но наиболее интенсивно развит в одном из ультраосновных тел нижней зоны, расположенном на северном фланге: здесь он распространен примерно также, как пентландит. Правда, оруденение в этом теле бедное, сингенетическое.

Выделяются три генерации валлерита.

Валлерит 1 присутствует только в пентландите 1. Образует жгутовидные, изометрические и ячеисто-решетчатые выделения, закономерно сочетающиеся с такими же индивидами и агрегатами пентландита и халькопирита (рис. 5, б, 11, а). Для всех их характерны тяготение к централь-

ной части зерен пентландита, постоянная ассоциация с халькопиритом, резкое уменьшение количества выделений вблизи крупных прожилков магнетита 2 и нерудных минералов (а иногда и около отдельных идио-

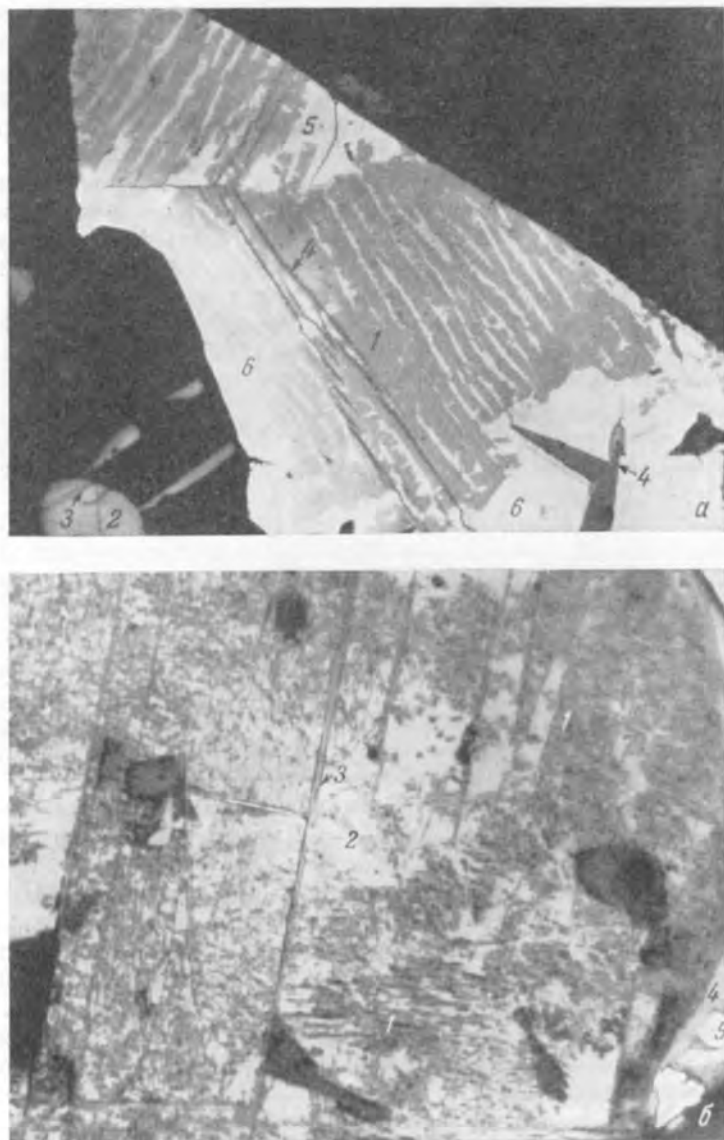


Рис. 11. Выделения валлериита 1 (а) и валлериита 3 (б). Апплиф, при одном никеле, увел. 360.

1 — валлериит; 2 — магнетит 1; 3 — ильменит; 4 — магнетит 2; 5 — халькопирит; 6 — пентландит; черное — нерудные минералы и выколки.

морфных включений последних). Все эти структурные особенности свидетельствуют о том, что валлериит 1 образовался в результате распада твердого раствора.

Валлериит 2 — отчетливо метасоматический, развивающийся по пентландиту и халькопириту первой и второй генераций. Представлен клиновидными стреловидными вростками в краевых частях пентландита и халькопи-

рита, мелкими неровными прожилками, а также дендритовидными выделениями, развивающимися от трещин спайности пентландита по одному-двум направлениям (рис. 5, а).

Валлериит 3 в отдельную генерацию выделен условно. Это графитоподобный валлериит, замещающий магнетит 1 или образующий самостоятельные выделения среди поздних нерудных минералов. Его диагностические признаки: средняя отражательная способность ($R_{\max}=30-35\%$, $R_{\min}=15-17\%$), очень сильное двуотражение и анизотропия (как у обычного валлериита), цвет от бронзово-желтого до серого, твердость низкая.

Валлериит 3 образует очень мелкие клочковидные выделения среди магнетита 1, который отчетливо и иногда интенсивно замещает (до псевдоморфоз), а также более крупные скопления среди нерудных минералов (рис. 11, б). Встречается только там, где широко развит валлериит 2. Примечательно, что он совсем не замещает магнетит 2, даже каемки его на магнетите 1, по-видимому, он образуется раньше магнетита 2.

Б о р н и т встречается часто, но преимущественно во вмещающих породах, реже в экзоконтактовых и очень редко — в брекчиевидных рудах, в ультраосновных породах не встречен. Различаются две генерации.

Борнит 1 вместе с халькопиритом 2 и миллеритом образует внешний ореол основного оруденения, а иногда наблюдается и в брекчиевидных рудах. Во вмещающих породах развивается в виде самостоятельной вкрапленности, неправильных и пластинчатых выделений в совместных борнит-халькопиритовых агрегатах, а в брекчиевидных рудах представлен мелкими вростками в халькопирите, замещающем пентландит.

Борнит 2 встречается редко, при интенсивном замещении халькопирита халькозином (дигенитом) или гидроокислами железа и гематитом (рис. 9). В обоих случаях он играет роль промежуточного продукта, развиваясь по халькопириту в виде тонких каемок или клиновидных вростков.

М и л л е р и т развит во многом подобно борниту, но существенно миллеритовое оруденение наблюдается главным образом в гранито-гнейсах и пегматитах, где борнита мало. Часть миллерита образуется в процессе виоларитизации пентландита, в соответствии с этим выделяются две его генерации.

Миллерит 1 — миллерит существенно медного оруденения во вмещающих и экзоконтактовых породах, образует лейстовидные и таблитчатые, а также жгутовидные и лапчатые выделения среди халькопирита сульфидных вкрапленников (рис. 12). В существенно пиритных прожилках встречаются линзо- и полосовидные обособления миллерита.

Миллерит 2 образуется при замещении пентландита виоларитом и халькопирита халькозином, поэтому встречается как в оруденелых вмещающих породах, так и в богатых рудах. Представлен тонкими каемками на виоларите или халькозине (рис. 6, 12) и мелкими неправильными включениями в том и другом, в каемках индивиду его часто имеют короткостолбчатый облик.

М а р к а з и т встречается в рудах всех типов, но заметные концентрации образует лишь на отдельных участках, чаще всего в рудном теле № 1 нижней зоны. Часть его образуется одновременно с пиритом 2, а часть несколько позднее, что позволяет различать две генерации.

Марказит 1 представлен пластинчатыми и клиновидными вростками в пирротине, которые располагаются вдоль плоскостей его отдельности, а также зернистыми и таблитчатыми выделениями в пирите 2, главным образом в сплошных и кружевных агрегатах.

Марказит 2 развивается одновременно с мельниковитом и образует мелкозернистые агрегаты в тыльной части мельниковитовых масс вместе с пиритом 3, нерудными минералами и гидроокислами железа. Значительно

реже встречаются тонкопластинчатые агрегаты марказита 2, содержащие линзовидные обособления гематита, нерудных минералов, а также реликты пирротина (рис. 13).

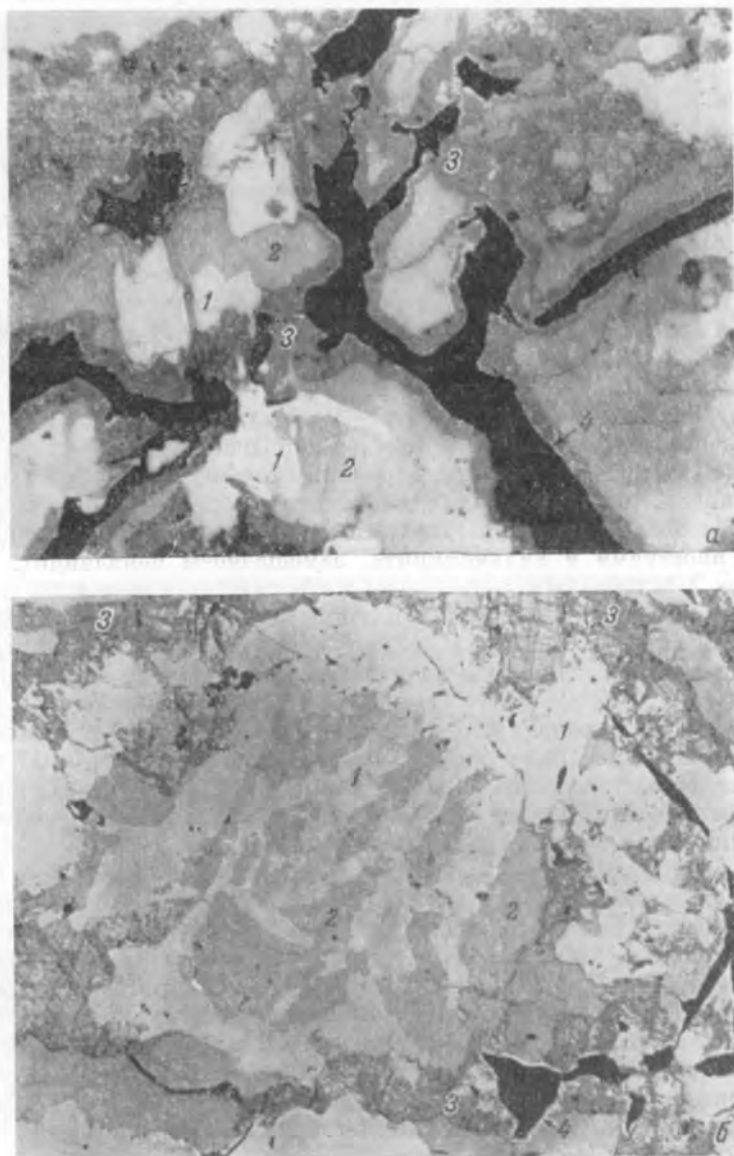


Рис. 12. Агрегаты миллерита 1 (1) в халькопирите 2 (2). Аппарат, при одном никеле, увел. 180 (а) и 360 (б).

а — неправильно таблитчатые; б — жгутовидные и пестельчатые. Халькопирит замещается халькозинном (3), на котором отлагается миллерит 2 (1); черное — нерудные минералы.

Марказит 1 и марказит 2 развиты как в приповерхностной части, так и на значительной глубине (до 300—350 м).

Мельниковит образуется только за счет пирротина, замещая все его разновидности, но несколько чаще — пирротин брекчиевидных руд, особенно в рудном теле № 1 нижней зоны. При этом в одних случаях

возникает мельниковит-пирит, в других — мельниковит-марказит, а иногда и тот и другой вместе.

В процессе дисульфидизации граница между пирротином и мельниковитом остается нерезкой, расплывчатой: пирротин как бы распадается на мельчайшие зерна, которые превращаются в мельниковит и цементируются карбонатами. В тыльной части мельниковитовые агрегаты уплотняются и постепенно переходят в пирит или марказит, здесь иногда появляются гидроокислы железа или магнетит 5.

Форма мельниковитовых агрегатов очень разнообразна: встречаются неравномерно полосчатые, концентрически-зональные, почковидные обособления и сплошные массы.



Рис. 13. Полосчатые гематит-марказитовые агрегаты в сильно измененной вкрапленной руде. Ашлиф, при одном никеле, увел. 220.

1 — марказит; 2 — гематит; 3 — реликты пирротина; 4 — халькопирит; 5 — виоларитизированный пентландит; 6 — магнетит 2; черное — нерудные минералы.

Б р а в о и т всегда образует совместные агрегаты с пиритом 2, марказитом 1, виоларитом, халькозином. Соответственно различаются две генерации, или разновидности.

Бравойт 1 сопровождает развитие пирита 2, образуя лапчатые, серповидные и таблитчатые выделения в его агрегатах, а также слагает отдельные зоны в каемках пирита 2.

Бравойт 2 образуется в процессе виоларитизации пентландита или замещения халькопирита халькозином. Представлен тонкими каемками на зернах полностью виоларитизированного пентландита, а также цепочками мелких зерен и линзовидными обособлениями среди халькозина.

Х а л ь к о з и н, д и г е н и т, к о в е л л и н очень часто встречаются вместе и имеют одинаковый характер развития: замещают халькопирит и борнит, а самостоятельных агрегатов не образуют; это и позволяет рассматривать их совместно. Наиболее распространенным среди них является халькозин, значительно реже встречается дигенит, а ковеллин, хотя и встречается часто, но всегда в ничтожном количестве. Диагно-

стика халькозина и дигенита подтверждена микрорентгеноструктурным анализом по методике А. Д. Генкина (Генкин, Королёв, 1961).

Чаще всего ими замещается халькопирит (и борнит) в оруденелых вмещающих породах, гораздо реже — в рудах других типов. Ведущими

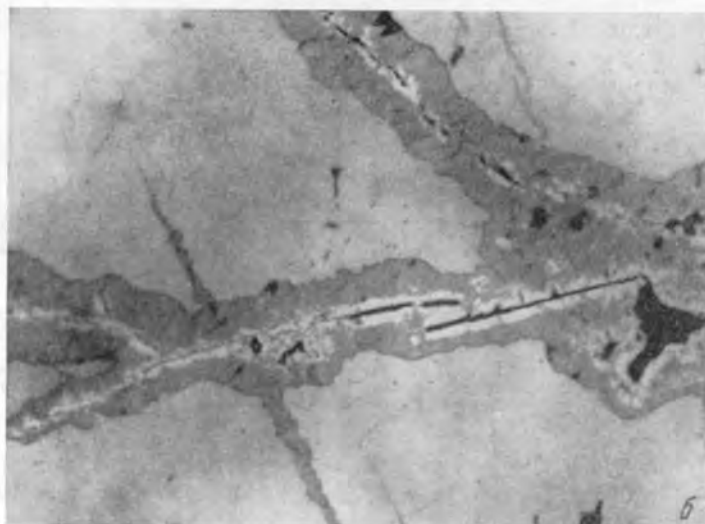
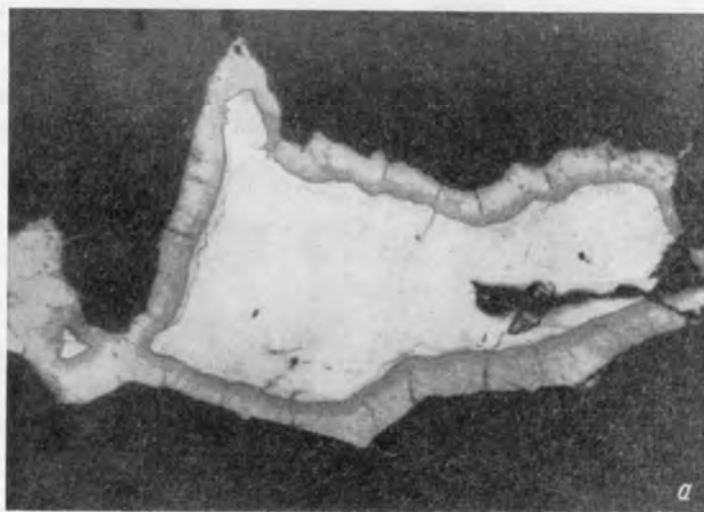


Рис. 14. Замещение халькопирита (*светло-серый*) халькозином (*серый*) и дигенитом (*темно-серый*). Аншлиф, при одном николе, увел. 225 (а) и 360 (б).

а — зональная халькозин-дигенитовая каемка; б — прожилки халькозина с миллеритом 2 (белое).

формами развития халькозина и дигенита являются каемки и прожилки, мелкие выделения халькопирита замещаются нацело. Ковеллин образует мелкую вкрапленность и неправильные скопления среди халькозина.

В борнит-халькопиритовых рудах сначала замещается борнит, причем одновременно с халькозином и дигенитом образуется халькопирит 3, в результате возникают сложные многоминеральные агрегаты. В мил-

лерит-халькопиритовых рудах замещается главным образом халькопирит 2, а миллерит 1 сохраняется (рис. 12). Здесь нередко возникают зональные каемки, внутренняя часть которых сложена дигенитом, а наружная — халькозином (рис. 14, а). От дигенитовой зоны внутрь халькопирита иногда отходят клиновидные вроски борнита, халькозиновые каемки имеют шестоватое строение. Нередко на халькозиновых каемках отлагается и частично замещает их миллерит 2, образуя тонкие (менее 0.01 мм) корочки или пленки. Наиболее мощные из них также обладают шестоватым строением, наследуя ориентировку индивидов халькозина (рис. 14, б).

Местами (например, в рудном теле № 2 нижней зоны) халькозин, дигенит и ковеллин развиваются настолько интенсивно, что становятся ведущими. Наблюдения показывают, что эти же участки характеризуются сильным изменением других сульфидов — пентландита, пирротина, а также преобразованием вмещающих пород.

Многие минералы-примеси встречаются всего несколько раз и в малом количестве, поэтому для них приводятся лишь весьма краткие сведения о морфологии и величине выделений, а также о приуроченности к рудам того или иного типа. Почти все они определены по оптическим признакам, и диагностика многих из них нуждается в подтверждении точными методами.

Ш п и н е л ь встречается часто в виде изометрических, пластинчатых и линзовидных выделений в магнетите 1, а также кружевоподобных сростаний с ильменитом 1 (рис. 8). Изредка включения шпинели наблюдаются в магнетите 3 (идiomорфные) и магнетите 4 (неправильные).

Р у т и л, а н а т а з, с ф е н нередко развиваются совместно, образуют тесные сростания друг с другом. Встречаются во всех рудах и породах, но рутил и анатаз тяготеют к ильмениту или титаномагнетиту, а сфен представлен и самостоятельными агрегатами. Формы развития рутила и анатаза: мелкие лапчатые и кружевоподобные выделения в ильмените, игольчатые и пластинчатые — в биотите и амфиболе. Сфен отличается многообразием форм проявления: он образует тонкозернистые агрегаты в ильмените (в местах лейкоксенизации), среднезернистые каемки около магнетита 4, клиновидные вроски в биотите, самостоятельную крупную вкрапленность, а также мirmekитоподобные сростания с ильменитом 2.

Г р а ф и т редок, встречается среди оруденелых вмещающих пород, где образует мелкие пластинчатые и чешуйчатые выделения, которые иногда изогнуты, к ним нередко тяготеют сульфиды.

К у б а н и т встречается только в ультраосновных породах с сингенетическим оруденением. Представлен одиночными пластинками и табличками в халькопирите 1 или пентландите 1, системами табличек и пластинок в сложных пентландит-кубанит-халькопиритовых агрегатах (рис. 4), а также округленно-клиновидными выделениями в краевой части крупных вкрапленников халькопирита 1. Клиновидные выделения состоят из двух-трех компонентов и имеют сложное строение.

Х а л ь к о п и р р о т и н чрезвычайно редок, встречается только в сингенетических рудах, где образует тонкие каемки около клиновидных выделений кубанита и валлеринита 1 в халькопирите 1, а также изометрические включения в пирротине.

И л ь в а и т наиболее точно диагностируется в полированных шлифах, поэтому его описание удобнее дать в группе рудных минералов. На месторождении встречается довольно часто, среди оруденелых ультраосновных пород и среди вмещающих пород с бедной сульфидно-магнетитовой минерализацией. В слабоизмененных ультраосновных породах образует мелкие включения и сростки в прожилках магнетита 2, сечения отдельных зерен ильванта имеют ромбо- или клиновидную форму

(рис. 15). В сильно измененных ультраосновных породах встречаются крупнозернистые гнездообразные скопления ильванита до 1—2 мм в поперечнике. В амфиболитах и гнейсах, главным образом на участках их мигматизации и скарнирования, ильванит развивается в виде мелких жгутовидных обособлений среди марказита и пирита, в виде мелкой вкрапленности в сульфидах и силикатах, каемок около вкрапленников пирита и халькопирита, а также в виде тонких мирмекитоподобных сростаний с силикатами.

Как известно, ильванит является типичным скарновым минералом, образуясь вслед за гранатом и пироксеном (Карпова, Ивашенцов, 1954).

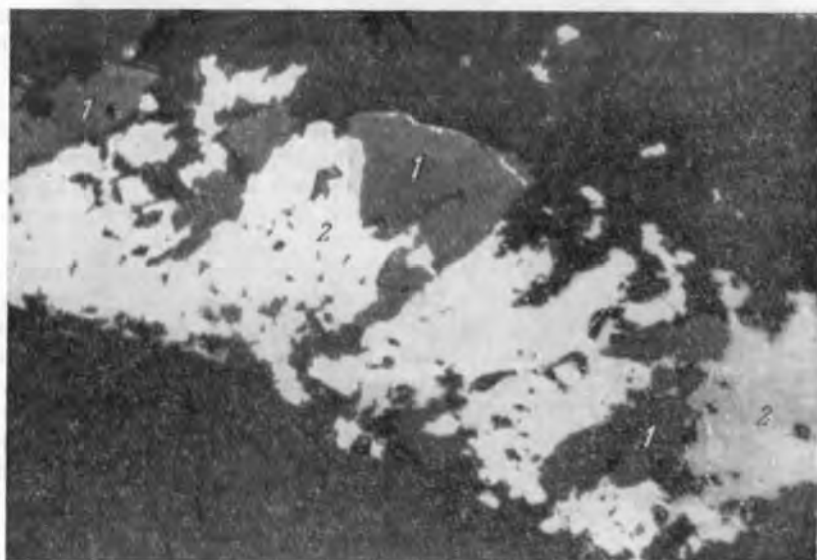


Рис. 15. Сростание ильванита (1) с магнетитом 2 (2). Ашпиф, при одном никеле, увел. 350.

Темно-серое и черное — нерудные минералы.

В сульфидных медно-никелевых месторождениях он встречается редко, в незначительном количестве и преимущественно в рудах какого-либо одного типа (Генкин, 1953; Горбунов и Корнилов, 1954). Столь широкое и местами интенсивное его развитие, как на восточном фланге Аллареченского месторождения, отмечается впервые.

С ф а л е р и т и г а л е н и т по условиям развития очень близки друг другу, хотя и обладают резко различной распространенностью: сфалерит встречается часто, галенит редок. Но они оба наблюдаются главным образом в ассоциации с халькопиритом 2, что и определяет их приуроченность только к эпигенетическим рудам. В халькопирите 2 сфалерит и галенит образуют мелкие изометрические и неправильные включения, которые располагаются на контакте с магнетитом, пентландитом или нерудными минералами.

М о л и б д е н и т присутствует только в эпигенетических рудах, главным образом в оруденелых вмещающих породах. Образует мелкие включения изолированных чешуек или более крупные линзовидные скопления, те и другие располагаются по гнейсовидности или сланцеватости пород.

Г е м а т и т развит главным образом в рудных телах нижней зоны и во вмещающих породах с пирит-магнетитовым оруденением. Представ-

лен двумя генерациями. Первая — гематит мелких округлых включений в ильмените 2, являющихся тельцами распада твердого раствора гематита в ильмените. Вторая — гематит, возникающий при поздних преобразованиях руд: дисульфидизации пирротина, виоларитизации пентландита и т. п. Представлен линзовидными выделениями в пирит-марказитовых агрегатах, заместивших пирротин (рис. 13), пластинчатыми вростками в магнетите 4 (рис. 10), а также тонкими каемками и клиновидными обособлениями в краевой части вкрапленников халькопирита во вмещающих породах.

Гидроксиды железа встречаются в рудах всех типов и в пределах всей разведанной части месторождения. Представлены линзовидными выделениями в виоларитизированном пентландите и в мельниковите, сплошными массами в мельниковите, петельчатыми прожилками и микрожеодовыми агрегатами в сильно измененных вмещающих породах. В отдельных случаях среди них различаются гётит, лепидокрокит и лимонит (Волынский, 1949).

Арсенопирит образует мелкую вкрапленность в пирротине и халькопирите, реже в других сульфидах, иногда встречаются неправильные вростки его в пирите 1.

Медь самородная в рудах не встречена, но во вмещающих породах наблюдается довольно часто. Она образует вкрапленность и линзовидные обособления в пироксено-полевошпатовых амфиболитах, мелкую вкрапленность в сильно измененных полевошпатовых амфиболитах, пересеченных прожилками цеолитов, а также мельчайшие пластинчатые выделения в полевом шпате крупнозернистых пегматитов.

Золото самородное наблюдается преимущественно в брекчиевидных рудах в виде мелкой вкрапленности среди сульфидов и нерудных минералов, форма вкрапленников лапчатая, серповидная с извилистыми или зазубренными контурами.

Теллуриды представлены алтаитом, гесситом и милонитом. В рудах месторождения встречаются довольно часто, но главным образом в борнит-халькопиритовых или миллерит-халькопиритовых прожилково-вкрапленных, а также в медистых брекчиевидных рудах.

Алтаит образует округлые или слегка вытянутые включения в пирротине, пентландите, халькопирите, а иногда и в миллерите.

Гессит и милонит встречаются обычно вместе в виде неправильных сростков, в которых гессит преобладает, располагаются они в краевой части вкрапленников халькопирита.

В рудах участка встречено семь минералов, не определенных из-за крайне малых размеров, в связи с чем характеристика их здесь не приводится.

Нерудные минералы

Оливин (с серпентином) встречается в ультраосновных породах (в оливинитах и метаперидотитах) только в виде реликтов. Он образует изометрические зерна размером от 0,5 до 5 мм и иногда пойкилитовые вростки в гиперстене. В некоторых индивидах видна отчетливая спайность. По оптическим данным ($-2V=86-88^\circ$, $N_m=1.695$) оливин является хризолитом. В процессе изменения индивиды оливина разбиваются трещинами, по которым вначале развиваются линзовидные прожилки магнетита, превращающиеся затем в магнетито-серпентиновые, имеющие симметрично-зональное и параллельно-шестоватое строение: периферические зоны параллельно-шестоватые, серпентиновые, а центральные представлены просечками магнетита. Это ранний серпентин, он бесцветный, с белыми цветами интерференции. Оставшиеся реликты оливина замещаются чешуйчатым серпентином с цепочками зерен магнетита и с пятнами бов-

лингита. Поздний серпентин имеет слабо-зеленоватую окраску и серые, темно-серые цвета интерференции. Таким образом, по оливину образуется сложная псевдоморфоза, состоящая из чешуйчатого серпентина, параллельно-шестоватого серпентина, линз и зерен магнетита и пятен трудно-диагностируемого агрегата. Кроме того, оливин может замещаться кумингтонитом и хлоритом.

Ромбический пироксен встречается только в ультраосновных породах и образует две генерации: а) породообразующий пироксен перидотитов и пироксенитов, б) пироксен, составляющий поздние прожилки.

Пироксен первой генерации представлен идиоморфными зернами (от 0.5 до 1 см), особенно крупными в изолированных телах пироксенитов. Цвет пироксена розовый до розовато-коричневого, в шлифах окраска

Таблица 6

Оптические свойства пироксена

Номера образцов	N_g	N_m	$N_p, N_g - N_p$	$2V$	eNg	Содержание $FeSiO_3, \%$
221/12.8 из прожилка	1.690	1.685	1.678, 0.012	—78°	0°	19
302/395.1 из пироксенита	1.696	1.692	1.683, 0.013	—65	6	23

Примечание. Здесь и далее показатели преломления измерены В. В. Колесниковой.

его едва заметная, плеохроизма нет. Замещается многими поздними минералами, формы развития которых самые разнообразные. Так, амфиболы образуют разрозненные обрывки и призматические зерна, хлорит — прожилки и гнезда из мелкочешуйчатых агрегатов, тальк — прожилки и реакционные каемки на контакте с сульфидами, магнетит и сульфиды — изометрические зерна.

Пироксен второй генерации (прожилковый) встречается гораздо реже. Он образует мономинеральные прожилки или прожилки с асбестовидным актинолитом и другими минералами. Полиминеральные прожилки имеют сложное и необычное строение: все минералы в них ориентированы удлинением вдоль прожилка. В большинстве прожилков пироксен располагается преимущественно по периферии, а в некоторых и в центре (как бы плавает в массе асбеста). Кристаллы его чистые, светло-коричневого цвета. По времени образования пироксен более ранний, чем все остальные минералы, последние пересекают его зерна, проникают по границам раздела индивидов, замещают его (рис. 16). По оптическим свойствам (табл. 6) пироксены первой и второй генерации близки друг другу, согласно общепринятой классификации (Винчелл, 1953; Греггер, 1958) их следует считать гиперстенами. Это определение подтверждается химическим анализом прожилкового пироксена (обр. 221/13.6 б): SiO_2 — 54.7, Al_2O_3 — 0.92, Fe_2O_3 — 0.54, FeO — 13.87, MnO — 0.36, MgO — 28.53, CaO — 0.50, Ni — 0.06, Co — 0.01, H_2O^+ — 0.49%, сумма — 99.98% (аналитик В. Г. Загивайченко). Формула — $(Mg_{1.52}Fe_{0.42}Ca_{0.02}Mn_{0.01}Fe_{0.02}^{3+}Al_{0.01})_{2.00} \cdot (Si_{1.97}Al_{0.03}/2.00O_{6.00})$ — соответствует первым померам гиперстена.

Амфиболы являются, пожалуй, самыми распространенными нерудными минералами и отличаются многообразием форм проявления. По составу они относятся к нескольким изоморфным сериям: обыкновенной роговой обманки, гастингсита, купферит-грюнерита и тремолит-актинолита с широкими пределами колебаний в каждом ряду. Ниже приводится описание амфиболов экзоконтактовых и ультраосновных пород.

Амфиболы экзоконтактовых пород. В эту группу входят амфиболы мономинеральных амфиболовых, биотито-амфиболовых, гранато-амфибо-

ловых и кварц-гранатовых пород, а также амфиболы обломков вмещающих пород в брекчиевидных рудах.

Амфибол первых трех пород представлен идиоморфными крупными (до нескольких миллиметров) индивидами, которые часто содержат мелкие включения сфена, апатита и других аксессуаров, с типичными плеохроичными двориками вокруг них. Габитус индивидов таблитчатый до длинностолбчатого и даже игольчатого (в породах с совершенно сланцеватой текстурой). Цвет от темно-зеленого до черного, в шлифе зерна густо окрашены и плеохроируют от темно-зеленого с часто заметным синеватым оттенком по *Ng* через оливково-зеленый по *Nm* до буровато-желтого

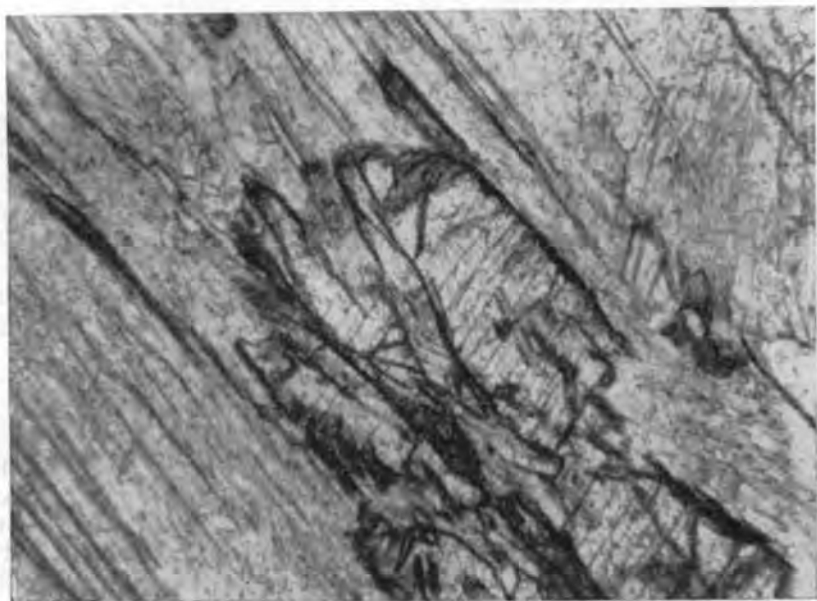


Рис. 16. Гиперстен 2 (рельефный, в центре) в прожилке амфибол-асбеста. Шлиф, при одном никеле, увел. 70.

по *Nr*. Бурый оттенок в плеохроизме весьма характерен для этого амфибола.

Амфибол кварц-гранатовых пород образует крупные ксеноморфные зерна, захватывающие при своем развитии зерна кварца и граната и приобретающие таким образом ситовидное строение. Он примечателен своими аномальными цветами в плеохроизме и интерференции: густо-сине-зеленые по *Ng*, синие по *Nm* и зеленовато-желтые по *Nr*, интерференция — коричневые, голубовато-синие, травяно-зеленые, темно-фиолетовые, погасание амфибола плохо фиксируется.

Обломки вмещающих пород в брекчиевидных рудах имеют различную степень изменения, от почти не измененных разностей до типично экзоконтактовых пород. Поэтому и роговая обманка соответственно изменяется от первичной породообразующей через роговую обманку биотито-амфиболовых пород до типичных экзоконтактовых «черных» разностей. В последних амфибол очень часто имеет отчетливые аномальные синие цвета плеохроизма и интерференции.

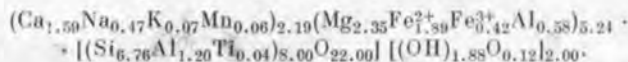
Для амфиболов экзоконтактовых пород выполнена серия оптических определений (табл. 7) и один химический анализ (обр. 218/201.0 из гранато-амфиболовой породы).

Оптические свойства экзоконтактовых амфиболов

№№ п. п.	Номера образцов	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	cN_g	Определение
1	247/247.8	1.686	1.679	1.665	0.021	15°	№ 52, роговая обманка.
2	218/201.0	1.675	1.667—1.668	1.653	0.022	17	№ 37, то же.
3	271/167.6	1.690	1.682	1.668	0.022	17	№ 57, »
4	377/403.4	1.695	1.689	1.673	0.022	25	№ 62, »
5	434/79.9	1.703	1.697	1.683	0.020	22	№ 63, баркевикит.
6	228/54.9	1.679	1.671	1.656	0.023	19	№ 43, роговая обманка.
7	440/29.7	1.695	1.685	1.669	0.016	18	№ 62, то же.

Примечание. Места взятия образцов: 1 — из мономинеральной амфиболовой породы, 2—4 — из гранато-амфиболовой породы, 5 — из гранато-амфиболовой породы с кварцем, 6—7 — из обломков брекчиевидной руды.

Результаты химического анализа: SiO_2 — 45.21, TiO_2 — 0.37, Al_2O_3 — 10.11, Fe_2O_3 — 3.72, FeO — 15.12, MnO — 0.50, MgO — 10.53, CaO — 10.18, Na_2O — 1.62, K_2O — 0.36, H_2O — 0.17, P_2O_5 — 0.20, H_2O^+ — 1.89, S — 0.03, $\text{O} \equiv \text{S}$ — 0.01%. Сумма 100.00%. Удельный вес 3.25 (аналитик Т. С. Романова). Формула (исключая 0.26% CaO на примесь апатита и 0.05% FeO — на примесь сульфидов) имеет вид;



Из оптики и химического анализа следует, что амфибол относится к роговой обманке с сильно изменчивым составом. Это и понятно, так как на состав амфибола влияет много факторов: состав вмещающей и ультраосновной пород, интенсивность оруденения в той и другой и т. д. Кроме того, диаграммы состав—свойства (Kennedy, 1947; Hess, 1949; Винчелл, 1953; Трегер, 1958 и др.) не учитывают влияния всех компонентов (Петров, 1964) и если в какой-то мере приемлемы для минеральных рядов простого состава, то для сложных минералов иногда совсем непригодны. Так, многие авторы не принимают во внимание влияние трехвалентного железа, между тем в экзоконтактовом амфиболе его оказывается довольно много.

В целом амфиболы существенно амфиболовых экзоконтактовых пород (образованных по амфиболитам) относятся к сильно железистым роговым обманкам с большим содержанием трехвалентного железа, а амфиболы существенно гранатовых и кварц-гранатовых пород (образующихся по гнейсам и гранито-гнейсам) относятся к гастингситу и содержат, вероятно, заметное количество щелочей.

Амфиболы ультраосновных пород. Среди амфиболов ультраосновных пород четко выделяются две генерации: 1) амфиболы слюдистых амфиболитов внутренних и краевых частей ультраосновных тел, 2) амфиболы куммингтонитсодержащих пород.

Амфибол первой генерации — амфибол внутренних частей ультраосновных пород — выделяется, возможно, сразу вслед за серпентином, а так как серпентина часто нет, то этот амфибол практически является самым ранним вторичным минералом, метасоматически развивающимся по оливину и гиперстену. Сначала появляются скелетные кристаллы внутри зерен гиперстена, состоящие из обрывков — «зародышей» одного крупного индивида (все «зародыши» гаснут одновременно). Очень часто даже в очень маленьком субиндивиде-обрывке появляются пятна магнетитовой «сыпи»,

что является отличительной особенностью амфибола этой генерации. Пятна сложены мельчайшими, «сажистыми», неиндивидуализированными частичками магнетита (рис. 17, *a*). В начальные стадии в индивидуальном амфиболе содержится несколько таких пятен, которые затем «собираются»

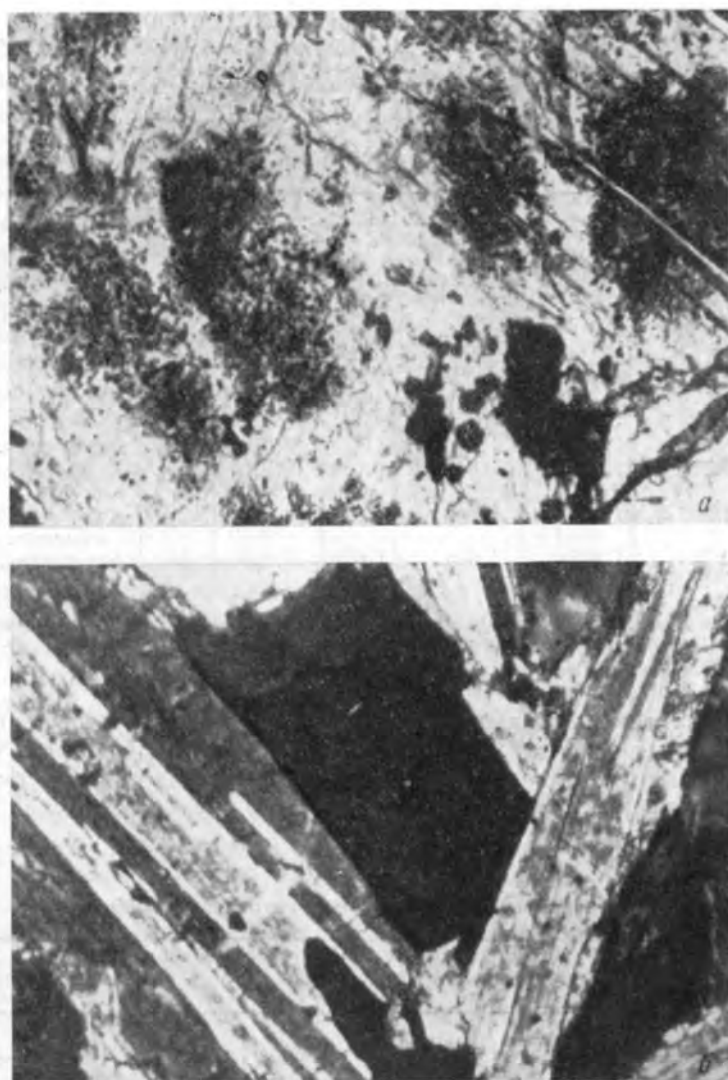


Рис. 17. Амфиболы ультраосновных пород. Шлиф, увел. 120 (*a*) и 48 (*b*), николи скрещены.

a — первой генерации, с пятнами магнетита, при одном никеле; *b* — второй генерации, сдвойникованный.

в центре в виде единого пятна, уже с различными индивидами магнетита. Количество магнетита заметно больше у амфибола, развивающегося по оливину, и меньше (иногда магнетит и совсем отсутствует) у амфибола, замещающего гиперстен. Амфиболовые зерна имеют светло-зеленый цвет, в шлифе чаще бесцветны или слабо окрашены, но не плеохроируют. При последующих процессах ранний амфибол перекристаллизовывается с укрупнением зерна. Преобразованный амфибол имеет более интенсив-

ную зеленую окраску и иногда слабо плеохроирует в зеленоватых тонах. По оптическим данным он выделен во вторую разновидность первой генерации. Для него характерен частый парагенезис с амфиболом второй генерации. Оптические данные амфибола первой генерации приведены в табл. 8, а химических анализов пока еще нет.

Таблица 8

Оптические свойства амфиболов первой генерации

№№ п. п.	Номера образцов	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>Ng — Np</i>	<i>cNg</i>	Определение
Первая разновидность							
1	222/4.9	1.639	1.627	1.613	0.026	17°	Актинолит.
2	221/12.8	1.646	1.633—1.634	1.621	0.025	18	»
3	219/14.4	1.647	1.634	1.621	0.026	17	»
4	221/27.1	1.645	1.630	1.617	0.028	18	»
Вторая разновидность							
5	302/131	1.648	1.636	1.622	0.026	18	Актинолит.
6	420/216.1	1.659	1.646	1.636	0.023	16	Куммингтонит, актинолит.
7	377/396.5	1.655	1.646	1.630	0.025	20	Актинолит, роговая обманка.
8	300/298	1.645	1.634	1.620	0.025	18	Актинолит.

Примечание. Места взятия образцов: 1—4 — амфиболы из слабоамфиболизированного метAPERИДОТИТА, 5—8 — из интенсивно амфиболизированного метAPERИДОТИТА.

Эндоконтактовый амфибол является тем же зеленым амфиболом второй разновидности, распространенным в приконтактовых участках. Он более густо окрашен, отчетливо плеохроирует в зеленоватых тонах. Судя по оптическим данным (табл. 9), состав его меняется в узких пределах и ближе

Таблица 9

Оптические свойства эндоконтактового амфибола

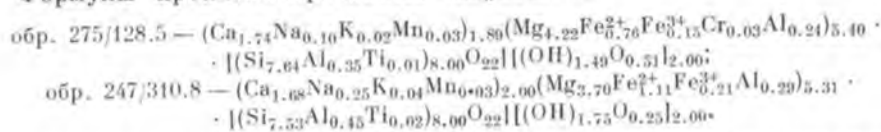
№№ п. п.	Номера образцов	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>Ng — Np</i>	<i>cNg</i>	Определение
1	302/395	1.662—1.661	1.651—1.650	1.639	0.023	18°	Актинолит?
2	377/489.1	1.661	1.650	1.638	0.023	18	Роговая обманка?
3	219/17.3	1.657	1.645	1.630	0.027	18	Актинолит?
4	221/72.0	1.652	1.641	1.626	0.026	18	То же.
5	247/310.8	1.651	1.640	1.625	0.026	19	»
6	275/128.5	1.643	1.629	1.620	0.023	20	Актинолит.

Примечание. Места взятия образцов: 1, 2 — из породы, развивающейся по пироксениту, 3—6 — из породы, развивающейся по метAPERИДОТИТУ.

всего соответствует обыкновенной роговой обманке или актинолиту.

Химический анализ двух эндоконтактовых амфиболов приведен в табл. 10.

Формулы проанализированных амфиболов:



Из этих данных следует, что амфиболы являются переходными от актинолитового ряда к ряду обыкновенной роговой обманки.

Амфибол второй генерации — куммингтонит — активно замещает амфибол первой генерации всех разновидностей. Ультраосновные поро-

Таблица 10

Химические анализы (1—3) амфиболов из ультраосновных пород (в %)

Компоненты	1, обр. 275/128.5	2, обр. 247/310.8	3, обр. 300/298.0
SiO ₂	54.18	52.48	55.64
TiO ₂	0.11	0.20	0.11
Al ₂ O ₃	3.57	4.39	0.79
Fe ₂ O ₃	1.37	1.92	1.21
FeO	6.43	9.26	17.10
MnO	0.23	0.27	0.41
MgO	20.11	17.31	21.28
CaO	11.50	10.96	1.72
Na ₂ O	0.38	0.89	0.10
K ₂ O	0.09	0.21	0.02
H ₂ O	0.15	0.15	0.05
H ₂ O ⁺	1.44	1.69	1.44
Ni	0.065	Не опр.	0.196
Co	0.006	» »	0.013
Cr ₂ O ₃	0.24		
Сумма	99.87	99.73	100.08
Удельный вес	3.11	3.12	3.14

Примечание. 1, 2 — эдиоконтактовый амфибол, 3 — амфибол второй генерации — куммингтонит. Аналистик Т. С. Романова.

Куммингтонит амфиболовых пород находится в тесном срастании с зеленым актинолитом, замещение которого носит характер гомоосевой псевдоморфизации типа уралита. Оно начинается с периферии зерна, в результате чего появляются футлярообразные выделения куммингтонита, а затем актинолит замещается нацело. Почти всегда здесь присутствует флогопит. Очень часто в куммингтоните содержится вкрапленность мелких зерен, магнетита, разбросанных по всему индивиду довольно равномерно. Куммингтонит в изолированных телах представлен длиннопризматическими кристаллами, которые образуют основу структуры, а между ними зажаты резко ксеноморфные индивиды биотита, хлорита и других минералов, в результате чего порода приобретает псевдодолеритовую структуру (рис. 17, б). Нередко в парагенезисе с этим куммингтонитом присутствуют реликты зеленого амфибола первой генерации и биотита.

Прожилковый куммингтонит характеризуется тонковолокнистостью и ориентировкой волокон параллельно стенкам прожилка. Около прожилков в окружающей породе развивается обычный столбчатый и игольчатый куммингтонит, который замещает все ранние минералы. Оптические

константы (табл. 11) куммингтонита из пород довольно постоянны и хорошо укладываются на графике куммингтонитовой серии в пределах содержаний железистого компонента 37—40% (Трегер, 1958).

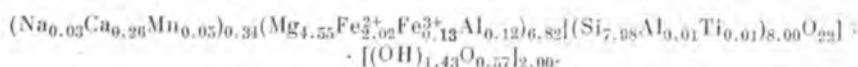
Таблица 11

Оптические свойства амфибола второй генерации

N п. п.	Номера образцов	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	e_{Ng}	$2V$	Определение
1	300/298	1,659—1,660	1,644	1,634	0,026	23°	+75°	№ 38, куммингтонит.
2	377/400	1,659	1,642	1,633	0,026	20	+74	То же.
3	243/62,3	1,658	1,644	1,633	0,025	22	+74	№ 37, куммингтонит.
4	488/104,1	1,659—1,660	1,645	1,635	0,025	16	+75	№ 38, куммингтонит.
5	221/33,6	1,638	1,626	1,611	0,027	16	—	Актинолит? Купферит.
6	221/22,2	1,635	1,629	1,612	0,023	14	—	Купферит? Актинолит.
7	221/42,3	1,642	1,630	1,616	0,026	20	—	То же
8	221/44,0	1,641	1,627	1,616	0,025	16	—	» »

Примечание. Места взятия образцов: 1—4 — из биотито-куммингтонитовых пород, 5—8 — из прожилков.

Химический анализ одного из этих амфиболов (обр. 300/298.0) приведен в табл. 10, формула его имеет вид:



Прожилковый амфибол этой генерации значительно отличается по оптическим свойствам от породообразующего и ближе всего соответствует купфериту, иногда напоминает антофиллит, но имеет косое погасание. Точнее этот амфибол определить без химических анализов пока не удалось.

Куммингтонит в оруженелых участках замещается серицитом и образует тесные сростания с сульфидами, возрастные соотношения с которыми трудно выяснить. Возможно, сульфиды метасоматической вкрапленности близки по времени образования куммингтониту или образуются немного позднее его: при интенсивном орудении сульфида нередко цементируют реликты зерен куммингтонита. Около аплитовидных пегматитов и зон выщелачивания амфиболы обеих генераций замещаются поздним хлоритом — дженкинситом, карбонатами, а куммингтонит иногда и кварцем.

Биотит встречается во всех без исключения вмещающих породах и почти во всех разновидностях ультраосновных пород.

В амфиболитах появление биотита, как правило, связано с зонами рассланцевания, контактами амфиболитов с гранито-гнейсами и пегматитами, с участками мигматизации. Он находится в тесном сростании с амфиболом и ориентирован всегда согласно общей сланцеватости породы. Биотит в амфиболитах имеет коричневый цвет и плеохроирует от темно-коричневого до светло-желтого. Судя по изменению окраски и плеохроизма, железистость биотита из амфиболитов изменяется в широких пределах, что до некоторой степени подтверждается оптическими свойствами (табл. 12).

В гранито-гнейсах и гнейсах биотит присутствует в переменных количествах вплоть до образования слюдитов. В гранито-гнейсах биотит часто замещается зеленым хлоритом до образования полных псевдоморфоз.

Оптические свойства биотита

№№ пп	Номера образцов	Nm	Np	$Nm - Np$	Определение
Биотит вмещающих пород					
1	302/87.6	1.633	1.576	0.057	Флогопит-аннит.
2	221/92.8	1.641	1.580	0.061	Лепидомелан.
3	227/271.4	1.656	1.590	0.066	»
Биотит экзоконтактовых пород					
4	247/246.9	1.637	1.580	0.057	Флогопит-аннит.
5	240/232.7	1.637	1.580	0.057	То же.
6	221/72.0	1.638	1.579	0.059	» »
Биотит ультраосновных пород					
7	221/11	1.603	1.559	0.044	Флогопит-аннит с примесью истонита (флогопит 80%).
8	221/27.2	1.604— 1.602	1.560	0.044	—2V = 5°. Флогопит близок к мероксену.
9	300/298	1.632	1.574	0.058	Флогопит-аннит (в равных коли- чествах).
10	247/245.2	1.630	1.575	0.055	Флогопит-аннит (флогопита не- много больше).

Примечание. Места взятия образцов: 1 — из гранатового амфиболита, 2, 3 — из полево-шпатового амфиболита, 4—6 — из оруденелых биотито-амфиболовых пород, 7, 8 — из прожилков в метаперидотите, 9, 10 — из куммингстонитовых пород.

в которых наряду с хлоритом появляется много мелких включений других минералов — эпидота, апатита, сфена, магнетита. В слюдитах, развивающихся по гранито-гнейсам и гнейсам, биотит образует очень крупные чешуи (до 5 мм), переполненные включениями окружающих минералов — кварца, серицитизированного плагиоклаза и т. д. Биотит плеохроирует от темно-коричневого, черного (в слюдитах) по Nm до бесцветного и чуть желтоватого по Np .

В экзоконтактовых породах биотит нередко образует мономинеральные прослои. К этой же группе следует отнести биотит брекчиевидных руд, где он развит в большом количестве. Чешуи его здесь интенсивно окрашены, сильно деформированы, перемяты так, что погасание в них фиксируется очень плохо. В некоторых разностях брекчиевидных руд биотит замещается дженкинситом. По оптическим данным (табл. 12) биотит относится к ряду флогопит-аннит с приблизительно равным содержанием того и другого компонента.

Биотит ультраосновных пород отличается от биотита вмещающих пород прежде всего своей более светлой окраской. Он встречается как породообразующий вместе с амфиболом, а также в виде прожилков, где слагает внутреннюю зону. Биотит окрашен в светло-буроватые тона, в шлифе плеохроирует слабо, а иногда плеохроизм отсутствует. В более густоокрашенных разностях схема плеохроизма такая: Nm — зеленовато-желтый, зеленовато-бурый, Np — светло-желтый, бесцветный.

По оптическим данным (табл. 12) биотиты прожилков в ультраосновных породах являются существенно флогопитовыми, а в биотито-амфиболовых породах — промежуточными в ряду флогопит—аннит с некоторым преобладанием флогопита. Очень часто по биотиту развивается дженкинсит в виде неправильных линзочек, пятен с неравномерной окраской.

Хлорит встречается часто как во вмещающих породах, так и в измененных ультраосновных. Чаще всего хлоритизации подвергаются

амфиболиты, причем она развивается по отдельным зонам, занимающим секущее положение по отношению к сланцеватости. При этом образуются породы, имеющие типичный метасоматический облик. Они сложены агрегатами тесно сросшихся зерен кальцита, хлорита, кварца и реликтов первичных минералов. Хлорит представлен неоднородными чешуями, содержащими включения халцедоновидного кварца, кальцита и мелких линзочек эпидота, расположенных параллельно спайности. Он имеет характерную зеленую окраску, плеохроирует от зеленого до бесцветного, аномальные цвета интерференции — коричневые и фиолетовые.

В гранито-гнейсах хлорит замещает биотит. В секущих зонах дробления и выщелачивания хлорит замещает роговую обманку и часто развивается в виде мельчайших сферолитов, спутанных агрегатов зеленовато-буrowатой окраски.

В ультраосновных породах хлорит представлен двумя разновидностями — клинохлором и дженкинситом.

Клинохлор развивается в сильно измененных породах в виде гнезд, неправильных прожилков, секущих амфибол первой генерации и находящихся в сложном прорастании с куммингтонитом. По-видимому, как и биотит, хлорит в ультраосновных породах является минералом проходящим, выделяющимся неоднократно на разных стадиях метаморфизма.

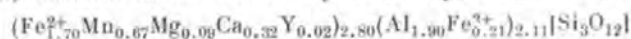
Чешуйки хлорита обычно мелкие, идиоморфные, нередко полисинтетически sdвойникованы, имеют волнистое погасание и в шлифе хорошо узнаются по цветам интерференции — серым, темно-серым с характерным слабым коричневым оттенком. Плеохроизм, как правило, отсутствует. По трещинам спайности часто развиваются линзочки магнетита. Хлорит оптически одноосный, положительный, удлинение отрицательное.

Дженкинсит встречается как во внутренних зонах ультраосновных пород, так и в эндо-экзоконтактных породах, а также в брекчиевидной руде. Он развивается в виде неправильных пятен, просечек, узких каемок в биотите, амфиболе, а также в сульфидах, цвет его характерный зеленовато-синий, более интенсивный в брекчиевидных рудах и экзоконтактных породах. Интенсивность окраски очень неравномерная, иногда постепенно понижающаяся от центра к краям чешуйки, из-за чего границы чешуек очень неясные, расплывчатые. Измерена оптика двух хлоритов из слюдисто-куммингтонитовой породы: $Ng=Nm=1.603$ и 1.595 , $Np=1.592$ и 1.584 , $Ng-Np=0.011$, что соответствует дженкинситу (Трегер, 1958). По времени образования дженкинсит является одним из самых поздних минералов.

Г р а н а т встречается во всех вмещающих, а также во многих экзоконтактных и скарноподобных породах. В амфиболитах и гнейсах он образует идиоморфные разрозненные кристаллы — порфиробласты диаметром от нескольких миллиметров до 1 см. Порфиробласты часто имеют ситовидное строение, содержат много включений окружающих минералов, особенно кварца. Цвет граната красновато-бурый, в шлифе бесцветный, изотропный. Показатель преломления граната из амфиболита (обр. 302/87.6) 1.785 , а из гнейса — 1.808 ($247/375.8$), вероятно, эти гранаты являются существенно алмандиновыми.

В гранито-гнейсах и пегматитах гранат встречается в виде разрозненных мелких и крупных (в пегматите) кристаллов, которые переполнены посторонними примесями, обычно более поздними, располагающимися в виде примазок, жилочек и т. п. В шлифе гранат однородно окрашен и изотропный. Для одной пробы граната из дифференцированного пегматита выполнены химический и рентгенометрический анализы (табл. 13, анализ 1).

Формула, вычисленная по этому анализу, имеет вид:



Химические анализы граната (1, 2), апатита (3) и турмалина (4)

Компоненты	1, обр. 420/188.7	2, обр. 218/201.0	3, обр. 302/394.0	4, обр. 308/195.0
SiO ₂	36.90	38.55	0.06	39.88
TiO ₂	0.02	0.07	0.12	0.60
Al ₂ O ₃	19.86	20.94	4.0	27.52
Fe ₂ O ₃	3.42	1.37	}	7.50
FeO	25.04	26.11		
MnO	9.74	3.83	0.02	0.03
MgO	0.76	2.51	0.19	7.80
CaO	3.70	6.27	55.42	1.36
Na ₂ O	Не опр.		0.01	1.42
K ₂ O	» »		0.06	1.56
H ₂ O ⁻	0.10	0.12	0.15	0.40
H ₂ O ⁺	0.33	0.38	0.35	3.12
TR ₂ O ₃	0.58	—	0.15	Не опр.
B ₂ O ₃	Не опр.		Не опр.	8.55
SiO	» »		0.25	0.08
P ₂ O ₅	» »		42.14	Не опр.
CO ₂	» »		0.72	»
F	» »		0.93	1.07
Сумма	100.45	100.15	100.80	100.89
Удельный вес	4.19	4.00	3.167	3.008
N(No)	1.816	1.787	1.648	1.653
Ne	—	—	1.642	1.627
a ₀	11.596 ± 0.012	11.582 ± 0.007	9.414 ± 0.005	—
c ₀	—	—	8.869 ± 0.005	—

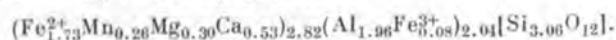
Примечание. Химические анализы выполнены Е. А. Кульичиной (1, 4), Т. С. Романовой (2) и А. В. Мокрецовою (3), рентгенометрические — Л. Г. Латышевой.

Гранат содержит альмандина 60,6, спессартина — 22,3,grossуляра — 10,7, пиропы — 3,0, андрадита — 3,3%.

Таким образом, гранат относится к ряду спессартин—альмандин и содержит заметную примесь grossуляра. В скарноподобных образованиях он напоминает гранат из амфиболитов и гнейсов.

В экзоконтактовых породах гранат встречается очень часто, но редко образует мономинеральные скопления. В существенно амфиболовых породах он слагает маломощные согласные прослои, а в кварцевых разностях находится в тесном сростании с кварцем. В гранато-кварцевой породе для граната характерны петельчатые структуры замещения, когда он захватывает все остальные минералы, особенно кварц. По границе раздела кварца и граната образуется узкая прерывистая полоска слабоанизотропного граната. В гранато-амфиболовых породах гранат оказывается более ранним, чем амфибол, последний замещает его.

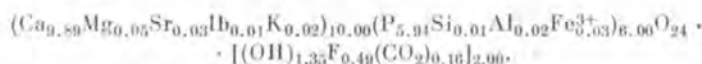
Пересчет анализа граната из гранато-амфиболовой породы (табл. 13, анализ 2) дал следующую формулу:



Таким образом, этот гранат содержит альмандина 63, спессартина — 9,0, grossуляра — 18,3, пиропы — 9,7% и является grossуляр-альмандином.

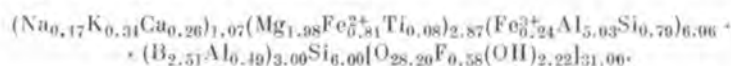
А п а т и т имеет несколько форм проявления: акцессорный во вмещающих породах, мелкие кристаллики зеленовато-голубого цвета в пегматитах, мигматизированных гранито-гнейсах, апатит, связанный с ультра-

основными породами. Последний образует гнездовые обособления в экзоконтактовой амфиболо-биотитовой породе или в слюдите, а также внутри измененной ультраосновной породы. Здесь он выделяется в виде крупнозернистого агрегата ксеноморфных зерен характерного зеленовато-желтого цвета. По оптическим данным и параметрам ячейки (табл. 13, анализ 3) апатит ближе всего подходит к F-апатиту. Но по данным химического анализа его трудно отнести к определенной разновидности. Содержание редких земель в апатите незначительное. Формула имеет вид:



Турмалин встречается в амфиболитах как акцессорного минерала и в виде прожилков. Первый образует очень мелкие, хорошо ограниченные кристаллики, окрашенные в шлифе в темно-коричневый цвет. По оптическим свойствам ($N_o=1.664$, $N_e=1.634$) близок к шерлу.

Второй турмалин образует неправильные прожилки, гнезда и отдельные крупные кристаллы. Прожилки могут быть согласными или слабосекущими, имеют пережимы и раздувы, средняя мощность их составляет 1—4 см. По составу они бывают мономинеральными и полиминеральными, в последнем случае грубо зональными, причем центральные зоны чаще занимает турмалин, а внешние — кварц и плагиоклаз. Около таких прожилков наблюдаются скарирование и хлоритизация амфиболита. В парагенезисе иногда присутствует халькопирит в виде мелкой вкрапленности. Турмалин этой разновидности представлен своеобразными тонкоиглочатыми индивидами с характерным шелковистым блеском, агрегаты его черные, перемятые, частично раздробленные и похожи на древесный уголь. В шлифе турмалин имеет неоднородную пятнистую аномальную окраску в синевато-зеленых тонах. По оптическим данным ($N_o=1.653$, $N_e=1.627$) его можно отнести к ряду дравит-шерл с небольшим преобладанием дравитового компонента. Результаты химического анализа (табл. 13, анализ 4) подтверждают это определение. Формула (при условном отношении $FeO : Fe_2O_3=3 : 1$) имеет вид:



ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ МИНЕРАЛОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изложенная выше характеристика минералов свидетельствует о том, что в истории формирования месторождения они образуют несколько парагенетических групп, закономерно сменяющих друг друга во времени.

Самую раннюю группу составляют породообразующие силикаты ультраосновных пород, титаномагнетит и сульфиды сидеронитовой вкрапленности. Вслед за ними развиваются минералы, являющиеся продуктами начального, сравнительно слабого изменения пород и руд, — серпентин, бовлингит, ранний хлорит, магнетит 2, ильваит и др.

Значительно позднее образуется обширная группа минералов, возникающая в результате интенсивного изменения ультраосновных и вмещающих пород и развития эпигенетического оруденения. Часть из них предшествует отложению богатых руд (амфибол 1, флогопит, хлорит, минералы экзоконтактовых пород), другие сопровождают его или выделяются несколько позднее (амфибол 2, биотит, апатит, кварц, гиперстен 2, амфибол-асбест, часть карбонатов). Среди нерудных минералов резко преобладают амфиболы, которые образуются в основном метасоматическим путем;

замещая ранние силикаты. Рудные минералы представлены вторыми генерациями пирротина, пентландита и халькопирита, первыми генерациями пирита, борнита и миллерита, третьей и четвертой генерациями магнетита, а также основной частью редких для месторождения минералов (сфалерит, галенит, самородные золото и серебро, теллуриды и др.).

Последнюю группу составляют минералы, возникающие в результате разложения и замещения сульфидов и силикатов предыдущих групп. Это пирит 2 и 3, марказит, виоларит, мельниковит, халькозин, ковеллин, халькопирит 3, магнетит 5, вторые генерации миллерита и борнита, гидроокислы железа, гематит 2. Изменение сульфидов сопровождается образованием позднего хлорита (дженкинсита), талька, серицита, карбонатов, кварца, альбита, цеолитов, сульфатов и др.

Все это свидетельствует о том, что процесс минералообразования протекал в несколько последовательных периодов, или этапов, которым и соответствуют определенные парагенетические группы минералов. Отчетливо выделяются три таких этапа, условно их можно назвать магматическим, метаморфическим и гидротермальным. К первому из них относится не только процесс кристаллизации ультраосновных пород и образования сидеронитовой вкрапленности сульфидов, но и близкий по времени процесс развития серпентина, раннего хлорита, магнетита 2 и других минералов, соответствующий автометаморфическим изменениям ультраосновных пород.

Второй этап включает процессы интенсивного и почти повсеместного преобразования ультраосновных пород и сингенетических руд (амфиболизация, рассланцевание и др.), развития экзоконтактовых пород, а также образования эпигенетических руд. Метаморфизм ультраосновных пород, как уже отмечалось, протекал в несколько последовательных периодов, а отложение сплошных и вкрапленных руд происходило, вероятно, в конце этапа. Характерной особенностью этого этапа является метасоматический способ образования почти всех главных минералов.

Минерализация третьего этапа имеет узколокальный характер развития: она проявляется вблизи зон смятия и дробления, проходящих как в рудных телах, так и во вмещающих породах. В ультраосновных породах она выражается в развитии талька, хлорита (дженкинсита), серицита, карбонатов, в рудах первичные сульфиды замещаются вторичными, а в отдельных случаях — гидроокислами железа и гематитом. Заключает этап образование карбонатов, кварца, сульфатов, цеолитов.

В пределах каждого этапа при более детальных исследованиях можно будет выделить стадии минерализации с соответствующими парагенетическими ассоциациями. В настоящее время для их обоснованного разделения еще недостаточно данных. Этапы же хорошо выделяются не только сменой парагенетических групп минералов, но и интенсивным проявлением тектонических подвижек, которые между первым и вторым этапами приводят к образованию межпластовых зон смятия и рассланцевания, а между вторым и третьим — секущих и согласных зон дробления.

ВЫВОДЫ

1. Оруденение восточного фланга Аллареченского месторождения пространственно и генетически связано с небольшими линзовидными телами ультраосновных пород, которые залегают примерно согласно с вмещающими породами кольской серии, представленными амфиболитами, гранито-гнейсами и гнейсами.

Вмещающие породы образуют в разрезе три пачки: амфиболитовую (нижнюю), тонкого и грубого переслаивания всех пород (среднюю) и собственно гранито-гнейсовую (верхнюю). Ультраосновные тела и руды

концентрируются в двух зонах: первая из них приурочена к средней пачке, а вторая — к верхам нижней пачки.

2. Ультраосновные породы сильно метаморфизованы, причем в процессе метаморфизма выделяются несколько последовательных периодов, которым соответствует образование: а) серпентинитов, б) биотито-актинолитовых, в) куммингтонитовых, г) тальковых, хлорито-карбонатных пород с серицитом.

3. Рудные тела имеют сложное строение, обусловленное сочетанием оруденелых ультраосновных пород, тектонической брекчии и оруденелых экзоконтактовых (биотито-амфиболовых и гранато-кварцевых) и вмещающих пород. Оруденелая тектоническая брекчия и сопровождающее ее вкрапленное оруденение во вмещающих породах выходят далеко (до 200 м) за пределы ультраосновных тел.

4. В составе руд насчитывается около 60 минералов, многие из них представлены несколькими генерациями. К числу особенностей минерального состава относятся: а) повышенное содержание валлериита на отдельных участках; б) малое количество пластинчатых выделений пентландита в пирротине; в) развитие миллерит-борнит-халькопиритового оруденения вмещающих пород; г) постоянное и местами интенсивное развитие виоларита и других поздних минералов; д) слабое проявление ранней серпентинизации ультраосновных пород и почти полная их амфиболизация, в конце которой образуется куммингтонит, не отмечавшийся в изученных массивах Печенгского района.

5. В формировании месторождения четко выделяются три этапа, каждый со своей парагенетической группой минералов. Промышленное оруденение приурочено ко второму этапу, характеризующемуся интенсивной амфиболизацией ультраосновных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. и А. Д. Генкин. Парагенетические ассоциации минералов в системе Fe-Ni-S и Fe-Ni-S-O . Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.
- Винчелл А. Н. и Г. Винчелл. Оптическая минералогия. ИЛ, М., 1953.
- Вольнский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, т. III. Гостеолиздат, М., 1949.
- Генкин А. Д. О виоларите из медно-никелевых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950.
- Генкин А. Д. Об ильваните из месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 82, 1953.
- Генкин А. Д., Н. Н. Журавлев и Е. М. Смирнов. Мончент и котульскит — новые минералы и состав майченерита. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 92, 1963.
- Генкин А. Д., Н. В. Королев. К методике определения небольших зерен минералов в рудах. Геология рудных месторождений, № 5, 1961.
- Гневушев М. А., А. И. Калинин, В. И. Михеев, Г. И. Смирнов. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 85, вып. 4, 1956.
- Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. Геология рудных месторождений, № 2, 1959.
- Годлевский М. Н. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. Минералог. сб. ВСЕГЕИ, № 2, вып. 45, Л., 1961.
- Горбунов Г. И. и Н. А. Корнилов. О новой находке ильванита в медно-никелевых сульфидных рудах. Докл. АН СССР, т. 94, № 2, 1954.
- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд. Львовск. ун-в., 1961.
- Елисеев Э. Н. Моноклиный пирротин. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., № 6, 1962.
- Карпова Е. Д. и А. Г. Ивашенцов. Скарны. В сб.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение, Гостеолиздат, М., 1954.
- Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Изд. АН УССР, Киев, 1960.

Леонченкова Е. Т. Изучение взаимосвязи состава, структуры и химических свойств пирротинов. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, М., 1955.

Минералы. Справочник, т. I. Изд. АН СССР, М., 1960.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Петров В. П. Предисл. к кн.: Дира У. А. и др. Породообразующие минералы, т. I, изд. «Мир», М., 1964.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, М., 1962.

Трегер В. Е. Таблицы для определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Ясинская А. А. и Э. Н. Елисеев. О троилите. Минералог. сб. Львовск. геол. общ., № 17, Изд. Львовск. унив., 1963.

Bystrom A. Monoklinik magnetic pyrites. Ark. Kemi., Bd. 19, Stockholm, 1945.

Cameron E. H. Origin of sulphides in the nickel deposits of Mount Prospect, Connecticut. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 54, 1943.

Hess H. H. Chemical compositions and optical properties of clinopyroxenes. Amer. Miner., v. 34, 1949.

Kennedy. Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some rock-forming minerals. Amer. Miner., v. 32, 1947.

Patterson J. M. Geology of the Thompson-Moak area. Winnipeg, 1963.

Sriramades A. Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Amer. Miner., v. 42, 1957.

О ГЕНЕЗИСЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АМФИБОЛИТАХ РАЙОНА КЕЙВ

Сульфидная минерализация в метаморфизованных основных породах района Кейв не имеет промышленного значения, однако изучение закономерностей ее образования необходимо для более разностороннего обсуждения проблемы происхождения богатых медноникелевых руд. В настоящей статье делается попытка выяснить генезис сульфидной минерализации в основных породах Кейв путем изучения распределения микроэлементов между их сульфидной и силикатной фазами.

Анализ содержания никеля, кобальта, хрома и меди в амфиболитах и в выделяемых из них мономинеральных фракциях производился количественным спектральным методом. Ошибка определений составляет для никеля 15 %, для кобальта и меди 13 %, для хрома 16 %.

Район Кейв сложен осадочно-метаморфическими породами кейвской серии. Состав и стратиграфическая последовательность их, начиная с более молодых, приведены в табл. 1 (Бельков, 1963). Слагающие район

Таблица 1

Состав и стратиграфическая последовательность осадочных
образований района Кейв

Стратиграфические подразделения	Мощность м	Состав пород
Свита кейв:		
Пачка Ж	70	Слюдяные гнейсы, биотитовые сланцы.
» Е	40—100	Песчаники, доломиты.
» Д	125—250	Двуслюдяные и мусковитовые сланцы.
» Г	0—250	Кизанито-ставролитовые и ставролитовые порфиروبластические сланцы.
» В	0—60	Мусковитовые кварциты.
» Б	250	Кизанитовые сланцы.
» А	5—30	Ставролит-гранатовые сланцы.
Горизонт гнейсов . .	1500	Биотитовые гнейсы.

породы образуют вытянутую в запад-северо-западном направлении синклинорную зону. Биотитовые гнейсы занимают обширные территории в краевых частях, а сланцы свиты кейв обнажаются в виде узкой полосы в осевой части синклинорной зоны.

Тела амфиболитов обнаружены во всех породах района, но максимальное количество их приходится на полосу свиты кейв. Среди пород этой

свиты матабазиты образуют множество пластовых тел мощностью от 1 до 300 м и протяженностью до нескольких десятков километров. В биотитовых гнейсах амфиболитов меньше, и их тела здесь имеют преимущественно секущий характер. Все тела амфиболитов являются метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации гипабиссальными основными интрузиями, принимавшими участие в складчатости вместе с вмещающими осадочными толщами (Мирская, 1962).

По составу выделяется несколько разновидностей метаморфизованных пород: 1) роговообманковые амфиболиты, образовавшиеся по магматическим породам ряда габбро—анортозиты—габбро; 2) актинолитовые амфиболиты, отвечающие по составу габбро-норитам и норитам; 3) хлорито-актинолитовые породы, являющиеся метаморфизованными перидотитами или полевошпатовыми перидотитами; 4) амфиболовые серпентиниты — метаперидотиты и метаоливиниты.

Сульфидная минерализация обнаружена во всех четырех разновидностях матабазитов. Она представлена убогой вкрапленностью в приконтактных частях тел амфиболитов и вдоль кварцевых прожилков, секущих амфиболиты. В самих кварцевых прожилках сульфиды образуют редкие мелкие гнезда.

Сульфидная минерализация характерна лишь для тел амфиболитов, залегающих в кианитовых и кианито-ставролитовых сланцах пачек Б и Г и отсутствует во всех прочих амфиболитах. Сланцы пачек Б и Г, по И. В. Белькову (1963), образовались за счет наиболее тонкообломочных глинистых осадков, для которых характерно повышенное содержание серы. В кианитовых сланцах Кейв установлено содержание сульфидов (пирротин и пирит) до 5% (Бельков, 1963).

Присутствие медно-никелевой минерализации только на контакте с обогащенными серой сланцами указывает на источник серы для образования сульфидов в амфиболитах.

Состав изучаемой сульфидной минерализации соответствует наиболее обычному составу руд медно-никелевых сульфидных месторождений. В ней преобладает пирротин. Пентландит и халькопирит встречается в меньших количествах. Из второстепенных минералов обнаружен валлерит. Наиболее обычными постериорными минералами являются виоларит, образующийся по пентландиту, и марказит — по пирротину.

Соотношения сульфидов по результатам количественно-минералогических подсчетов в аншлифах приведены в табл. 2. Средние содержания рудных элементов в основных породах, подсчитанные по результатам анализа почти 200 проб, приведены в табл. 3. Сравнение этих таблиц показывает, что состав сульфидной вкрапленности определяется содержаниями рудных элементов, рассеянных в породе.

Таблица 2

Состав сульфидной минерализации

Порода	Содержание, %			
	сульфидов	пирротина	халькопирита	пентландита
Роговообманковый амфиболит	3	95	5	Следы.
Актинолитовый амфиболит	2	94	5	1
Хлорито-актинолитовая порода . . .	2	85	1.5	13.5
Серпентинит	0.5	25	Следы.	75

Для выяснения характера соотношения распределения рудных элементов в породах с сульфидной вкрапленностью были вычислены общие парные коэффициенты корреляции их с серой (Вистелиус, 1948) по 26 анализам метабазитов, содержащих видимую сульфидную вкрапленность (табл. 4). По корреляционным связям намечаются две ассоциации элементов: 1) медь и сера, 2) никель и кобальт. Первая ассоциация обусловлена перераспределением меди в процессе образования сульфидов. Отсут-

Таблица 3

Средние содержания рудных элементов в породах

Порода	Средние содержания микро- элементов, в частях на миллион		
	Ni	Co	Cu
Роговообманковый амфиболит	50	36	190
Актинолитовый амфиболит	230	50	110
Хлорито-актинолитовая порода	840	90	90
Серпентинит	1800	120	60

ствие же корреляционных связей между содержаниями никеля и серы, а также кобальта и серы говорит о том, что перераспределения никеля и кобальта в этом процессе не происходило. В этом можно убедиться, сопоставляя содержания никеля и кобальта в амфиболитах с сульфидами с их содержаниями в породах соответствующего состава без сульфидов (табл. 5). Содержания никеля и кобальта в них отличаются незначительно,

Таблица 4

Общие парные коэффициенты корреляции содержаний микроэлементов в породах с сульфидной вкрапленностью

	S	Co	Ni
Cu	0.52	-0.08	-0.09
Ni	0.20	0.87	
Co	0.18		

Примечание. 95%-я зона значимости $r \geq 0.39$.

что не позволяет связывать их с образованием сульфидной минерализации.

Таким образом, с одной стороны, сульфидная минерализация не влияет на содержания никеля в породе, с другой — в сульфидах находятся существенные количества никеля (табл. 2, 6). По-видимому, никель для образования сульфидов заимствовался из породообразующих силикатов. При этом общее содержание никеля в породе не изменялось.

Если данное объяснение справедливо, то образование сульфидов должно сопровождаться уменьшением содержания никеля в силикатных минералах. В табл. 7 на примере пяти групп проб, взятых из пяти пластовых тел разных амфиболитов от их всякого бока к лежащему через равные интервалы, показана зависимость содержания никеля в отдельных пробах и в выделенных из них амфиболах от содержания серы в породе. Содержания никеля в амфиболах из проб с сульфидной вкрапленностью резко занижены. Но уменьшение содержания никеля может трактоваться двояко, так как исходные содержания никеля до образования сульфидов неизвестны.

Сопоставим содержания никеля с содержаниями хрома (рисунок). На графике видна прямолинейная зависимость между содержаниями

Зависимость средних содержаний рудных элементов от наличия сульфидной минерализации в породах

Порода	Количество определений	Содержание, в частях на миллион		
		Ni	Co	Cu
Роговообманковый амфиболит	20	50	35	68
То же с сульфидами	7	60	37	523
Актинолитовый амфиболит	64	255	50	73
То же с сульфидами	9	175	40	280
Хлорито-актинолитовая порода	32	750	81	87
То же с сульфидами	6	1090	107	148
Серпентинит	17	1760	120	55
То же с сульфидами	6	1930	110	132

никеля и хрома. В породах с сульфидами эта зависимость не нарушается. Точки амфиболов, сосуществующих с сульфидной минерализацией, располагаются ниже прямолинейного графика, т. е. содержания никеля в них уменьшены.

Таким же образом можно показать уменьшение количества никеля в амфиболах, ассоциирующих с сульфидами, для всех выбранных пород (табл. 7), кроме роговообманковых амфиболитов, в которых это уменьшение не превышает точности определения содержаний никеля. Прямолинейная зависимость между содержаниями хрома и никеля, очевидно, определяется магматической стадией становления основных пород. При кристаллизации магмы хром и никель входили в решетки образующихся минералов в определенных пропорциях, которые обусловили взаимозависимость содержаний этих элементов. Постоянное нарушение этой зависимости в амфиболах, ассоциирующих с сульфидами, подтверждает заимствование никеля для образования сульфидов из породообразующих минералов основных пород.

Из-за метаморфизма пород по характеру выделений сульфидов нельзя установить время их образования. Близкое соотношение содержаний никеля и хрома, а также отсутствие корреляционной зависимости между содержаниями никеля и серы в породах с сульфидами позволяют утверждать, что сульфидная минерализация образовалась после кристаллизации основных пород. Нам представляется, что образование сульфидной медно-никелевой минерализации происходило во время главной фазы регионального метаморфизма, хотя оно могло происходить и в результате автотемпорических гидротермальных процессов.

В свете приведенных фактических данных можно попытаться представить механизм образования сульфидной минерализации в metabasites Кейв. Образование сульфидов происходило при наличии поровых растворов на контактах осадочных и магматических основных и ультра-

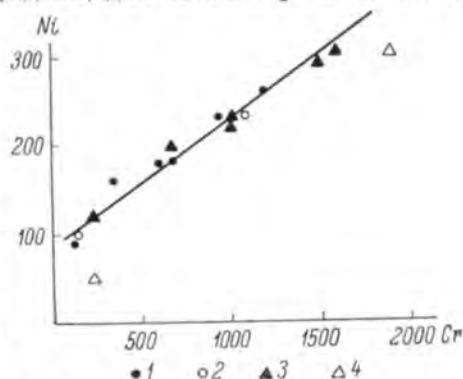


График содержаний никеля и хрома в амфиболитах и в выделенных из них амфиболах (обн. 25), в частях на миллион.

1 — амфиболиты; 2 — амфиболит с сульфидной вкрапленностью; 3 — амфиболиты; 4 — амфиболы из пород с сульфидной вкрапленностью.

Таблица 6

**Результаты рационального химического анализа
(аналитик В. В. Астафьева)**

Номера образцов	Порода	Содержание, в частях на миллион		
		Ni _{общ}	Ni _{силик}	Ni _{сульф}
111	Хлорито-актинолитовая порода	950	280	760
216	Актинолитовый амфиболит . .	200	120	110

основных пород. Это хорошо согласуется с положением сульфидной минерализации в телах метабазитов на контактах. Состав образующихся сульфидов определялся концентрациями рудных элементов в основных и ультраосновных породах.

В метабазитах Кейв образование сульфидной минерализации не привело к заметному концентрированию никеля и кобальта. Инертность этих

Таблица 7

**Содержания никеля в амфиболитах с разным количеством серы
и в выделенных из этих пород силикатных минералах**

Номера образцов	Порода	Содержание, в частях на миллион				
		в породах			в амфиболе	
		S	Ni	Cr	Ni	Cr
114	Хлорито-актинолитовая порода (оби. 59).	200	570	2800	740 *	2600 *
115		800	570	2600	580 *	2400 *
116		300	1000	3100	730 *	3300 *
117 **		6900	1100	3000	550 *	3000 *
588 **	Амфиболит актинолитовый (оби. 264).	8600	190	280	60	360
589		900	230	280	140	370
590 **		1600	360	550	230	800
216 **	Амфиболит актинолитовый (оби. 105).	4500	160	240	90	410
215		1400	150	260	110	280
214		600	200	300	160	310
60 **	Амфиболит актинолитовый (оби. 25).	7000	100	150	50	220
59		700	180	600	220	1000
58		1500	230	1100	300	1900
57		0	260	1200	290	1500
56		300	180	670	230	1000
55		0	160	350	200	680
54		100	230	940	300	1600
53		0	90	130	120	220
403	Амфиболит роговообманковый (оби. 179).	1600	60	140	50	120
404		1800	50	140	60	130
405 **		2400	50	110	40	110
406		700	60	160	50	160
407		800	60	140	50	120

Примечание. Одной звездочкой обозначены суммарные содержания в амфиболе и хлорите, двумя — образцы с видимой вкрапленностью сульфидов.

элементов, а также низкая интенсивность процесса образования сульфидов на Кейвах, по нашему мнению, являются результатом низкой концентрации ионов серы в растворах в зоне образования сульфидов.

Вышеизложенное можно обобщить в виде следующих выводов.

1. Сульфидная медно-никелевая минерализация в метаморфизованных основных и ультраосновных породах Кейв образовалась за счет серы вмещающих сланцев и рудных элементов, находившихся в рассеянном состоянии в породообразующих минералах самих основных пород.

2. Образование сульфидов происходило в результате биметасоматоза на контакте интрузивных пород с вмещающими их сланцами.

3. При образовании сульфидов медь испытывала существенное перераспределение, никель же и кобальт были инертными и распределение их в породах практически не менялось.

4. Пример Кейв показывает принципиальную возможность возникновения медно-никелевой сульфидной минерализации за счет рассеянных в основных и ультраосновных породах никеля, кобальта и меди. В благоприятной обстановке этот процесс может приводить, по-видимому, к образованию промышленных руд.

ЛИТЕРАТУРА

Бельков И. В. Киаинитовые сланцы свиты кейв. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 77, вып. 2, 1948.

Мирская Д. Д. Метабазиты (амфиболиты) свиты кейв и связанные с ними контактовые изменения вмещающих пород. В сб.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.

РЕТГЕРСИТ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Природный шестиводный тетрагональный сульфат никеля $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ впервые был описан Фронделем и Пэлачем (Frondel a. Palache, 1949) и назван ретгерситом в честь датского физико-химика и кристаллографа Ретгерса. Железисто-магнитная разновидность ретгерсита была установлена в СССР в зоне окисления медно-никелевых месторождений Печенги Э. Н. Елисеевым (Елисеев и Смирнова, 1958). Автором статьи на Аллареченском месторождении (Печенгский район) встречен ретгерсит, близкий по химическому составу и свойствам к ретгерситу из Минасрагра (Перу), описанному Фронделем и Пэлачем.

В состав медно-никелевых руд Аллареченского месторождения входят пентландит, пирротин, халькопирит, магнетит. На поверхности сульфид-

Таблица 1

Оптические свойства ретгерситов

Показатели преломления	Ретгерсит Аллареченского месторождения	Ретгерсит из Минасрагра, Перу (Frondel a. Palache, 1949)	Железисто-магнитный ретгерсит (Елисеев и Смирнова, 1958)
N_o	1.510 ± 0.001	1.5109	Средний показатель преломления 1.492, 0.020—0.025.
N_e	1.486 ± 0.001	1.4863	
$N_o - N_e$	0.024	0.0246	

ные руды окисляются и быстро покрываются налетом ретгерсита. Исследованный ретгерсит был извлечен из горизонтальной трещины в сплошных рудах, где он находился в виде щетки волосовидных кристаллов, свисавших с верхней поверхности трещины.

Кристаллы ретгерсита имеют удлиненную пластинчатую форму ($7 \times 0.5 \times 0.1$ мм). Ретгерсит прозрачен, голубовато-зеленого цвета со стеклянным блеском, хрупкий. Под микроскопом светло-зеленый или бесцветный в тонких обломках. Погасание прямое, удлинение положительное, одноосный, отрицательный. Показатели преломления определены В. В. Колесниковой (табл. 1).

Ретгерсит — минерал неустойчивый, хорошо растворим в воде, в сухом воздухе дегидратируется и рассыпается. При перекристаллизации в воде переходит в моренозит — семиводный сульфат никеля ($N_g=1.491$, $N_m=1.488$, $N_p=1.467$).

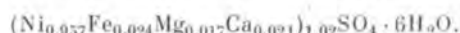
Химический анализ минерала сделан из водного экстракта высушенного при температуре 105° на следующие окислы (в %): NiO — 38.69, MnO — следы, MgO — 0.39, CaO — 0.63, Al₂O₃ — 0.00, Fe₂O₃ — 1.37, SO₃ — 43.18, SiO₂ — 0.11, сумма 84.37. Двухвалентное железо определялось переводом в трехвалентное, а вода не определялась. Помимо указанных элементов, спектральным анализом установлено присутствие Co — средние линии, Cu — слабые линии. Расчет химической формулы ретгерсита приводится в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав ретгерситов в пересчете на состав NiSO₄ · 6H₂O

Окислы	Ретгерсит Аллареченского месторождения *			Ретгерсит из Минас-срагра, Перу (Fronde! a, Palache, 1949), вес. %	Железисто-магнийстый ретгерсит из Печенги (Елисеев и Смирнова, 1958), вес. %
	вес. %	молекулярные количества	молекулярные количества, приходящиеся на 1 молекулу SO ₃		
NiO	27.19	5180	0.957	26.87	18.13
FeO	0.65	182	0.024	0.63	3.62
CoO	—	—	—	—	0.35
MgO	0.26	92	0.017	0.65	2.98
ZrO	—	—	—	—	0.63
CaO	0.45	115	0.021	—	0.76
SO ₃	30.41	5398	1	30.32	32.12
H ₂ O	41.06 **	—	—	41.53 **	41.44
Сумма . . .	100.00	—	—	100.00	100.00

Кристаллохимическая формула



* Анализы: В. Г. Загинайченко.

** Вода не определялась.

Для ретгерсита Аллареченского месторождения сняты две порошкограммы оказавшиеся идентичными. Одна из порошкограмм приведена в табл. 3.

Величины межплоскостных расстояний и интенсивности линий нашего ретгерсита заметно не отличаются от соответствующих величин железисто-магнийстого ретгерсита и близки к соответствующим величинам ретгерсита из Минас-срагра, Перу (Михеев, 1957). По данным межплоскостных расстояний и индексам отражений вычислены параметры элементарной ячейки изученного ретгерсита (табл. 4).

Определение параметров a_0 и c_0 выполнено по отражениям 420, 226, 313, 315, 228, 209, 228.

Приведенные результаты изучения ретгерсита Аллареченского месторождения показывают, что минерал по химическому составу и свойствам идентичен ретгерситу из Минас-срагра, Перу.

Рентгенограммы ретгерситов

Ретгерсит Аллареченского месторождения			Ретгерсит из Минарагра, Перу (Михеев, 1957)		Железисто-магнитный ретгерсит (Елисеев и Смирнова, 1958)	
hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$ в.зм.
101	3	6.75	2	6.4	—	—
	3	5.90			1	5.952
	—	—			1	5.798
	4m	5.47			2	5.505
	3	5.15			2	5.400
111, 103, 004	1	4.93	8	4.6	1	5.001
	—	—			5	4.830
	4	4.594			1	4.450
	3	4.430			—	—
	10	4.291			10	4.359
112	4	4.035	10	4.26	2	4.064
	1	3.915			6	3.993
104	2	3.794	1	3.77	—	—
	2	3.643			2	3.607
	2	3.551			2	3.559
	3	3.432			6	3.422
200	3	3.352	6	3.38	1	3.339
105	1	3.249	1	3.22	2	3.198
202	3	3.188	1	3.18	2	3.172
203	5	2.983	8	2.96	1	2.970
	5	2.899			8	2.895
204	1	2.832	9	2.72	1	2.805
	6	2.736			1	2.761
	1	2.682			1	2.672
116	6	2.580	9	2.57	1	2.558
	1	2.529			1	2.497
215	5	2.336	8	2.34	1	2.398
	1	2.268			3	2.268
	1	2.247			1	2.198
224, 310	5	2.126	10	2.13	1	2.157
118	2	2.085	2	2.07	2	2.043
313	2	2.02	3	2.02	—	—
217	4	1.983	2	1.98	3	1.986
226	4	1.893	7	1.89	1	1.954
	5	1.852			1	1.888
315	5	1.852	3	1.85	3	1.855
218	—	—	2	1.83	—	—
323	1	1.802	2	1.80	1	1.804
209, 316	5	1.752	7	1.75	2	1.753
	3	1.711			1	1.709
400	2	1.690	—	—	1	1.692
228	3	1.653	5	1.65	1	1.675
	2	1.632			—	—
404	2p	1.591	3	1.59	1	1.598
	1p	1.562			—	—
0012	1	1.542	2	1.54	—	—
	2	1.521			1	1.523
420	2	1.507	3	1.51	1	1.493
	1	1.488			—	—
	2	1.470	2	1.470	—	—
	2	1.399	2	1.393	1	1.401
	2	1.389	—	—	—	—
	2	1.377	—	—	1	1.378
	1	1.357	2	1.354	1	1.334
	1	1.325	—	—	—	—
	2	1.309	2	1.301	1	1.298
	2	1.296	—	—	—	—

Таблица 3 (продолжение)

Ретгерсит Адлареченского месторождения			Ретгерсит из Минасрагра, Перу (Михеев, 1957)		Железисто-магнитный ретгерсит (Елисеев и Смирнова, 1958)	
<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$ изм.
	1	1.283	2	1.280	—	—
	1	1.275	—	—	—	—
	2	1.258	2	1.262	1	1.264
	1	1.249	2	1.250	—	—
	1	1.213	2	1.216	—	—
	2	1.183	2	1.188	—	—
	1	1.163	2	1.164	1	1.170
	1	1.157	—	—	1	1.159
	1	1.139	2	1.147	—	—
	1	1.125	2	1.130	2	1.128
	2	1.111	2	1.112	—	—
	2	1.035	2	1.035	—	—

Примечание. Съемка производилась на электронной рентгеновской трубке при неотфильтрованном железном излучении. Экспозиция 4 часа, диаметр камеры 66 мм, диаметр образца 0,3 мм. Аналитик Л. Г. Латышева (Кольский филиал АН СССР).

Таблица 4

Параметры элементарной ячейки сульфатов никеля

Параметры	Ретгерсит Адлареченского месторождения	Ретгерсит из Минасрагра, Перу (Михеев, 1957)	Железисто-магнитный ретгерсит (Елисеев и Смирнова, 1958)
a_0 (кХ)	6.740 ± 0.05	6.765	$6.739 \pm 0.15^*$
c_0 (кХ)	18.38 ± 0.1	18.40	$18.38 \pm 0.20^*$
$a_0 : c_0$	1 : 2.727	1 : 2.72	1 : 2.727

* Пересчитано в кХ.

ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н. и Г. Винчелл. Оптическая минералогия. ИЛ, М., 1949.
 Елисеев Э. Н. и С. И. Смирнова. Железисто-магнитный ретгерсит. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 87, вып. 1, 1958.
 Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
 Соболева О. С. Оптические свойства смешанных кристаллов $(\text{Ni}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и $(\text{Ni}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Минералог. сб. Львовск. геол. общ., № 6, Изд. Львовск. унив., 1952.
 Frondel C. a. C. Palache. Retgerstite, $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, a new mineral. Amer. Miner., v. 34, № 3, 4, 1949.

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГЛИНОК МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГИ

Во многих работах, посвященных изучению структуры рудного поля и отдельных месторождений сульфидных медно-никелевых руд Печенги, неоднократно отмечалось наличие в широтной трещинной зоне тектонических глинок трения. Однако детального изучения минералогического состава и условий образования глинок не проводилось, несмотря на то, что эти вопросы имеют большое значение при изучении как формирования структуры месторождения, так и оруденения (Крейтер, 1940; Крейтер, Смирнов, 1947).

Вопрос образования тектонических глинок до сих пор остается открытым. В геологической литературе оно разными исследователями объясняется по-разному. Одни из них считают, что тектонические глинки образовались при разрушении пород в процессе трения в местах подвижек (Пэк и др., 1960), другие объясняют это как результат химической переработки перетертого материала под воздействием гидротермальных растворов (Федотьев, 1962), третьи связывают образование целитовых глинок с гипергенной переработкой перетертого материала поверхностными водами, проникающими на глубину по тектоническим нарушениям (Ильичева, 1965).

Необходимость изучения тектонических глинок медно-никелевых месторождений Печенги вызвана тем, что богатое сульфидное оруденение, представленное энгенетическими рудами, контролируется тектоническими зонами субширотного простирания и локализуется главным образом на тех участках, где широтные трещинные зоны соприкасались с ультраосновными рудоносными интрузивами (Горбунов, 1959). Чаще эти зоны проходят вблизи контакта интрузий, повторяя большие складки, в которые собраны подстилающие туфогенно-осадочные породы. На некоторых участках зоны расположены непосредственно в интрузивах, на флангах месторождений, сложно ветвясь, они заходят в филлиты.

Условия залегания и морфология тектонических глинок в сульфидных медно-никелевых месторождениях Печенги разнообразны. Они занимают различное положение относительно рудного тела и наблюдаются как в висячем, так и в лежащем боках богатых сульфидных руд, пересекают их, подтверждая пострудный характер (рис. 1, а, б), прослеживаются также параллельно контактам с вмещающими породами на участках выклинивания или раздвоения интрузивов (рис. 1, в, г).

Тектонические глинки чаще образуют пластовые залежи значительной протяженности (десятки и сотни метров как по простиранию, так и по падению), реже представлены телами линзовидной формы или заполнениями небольшого размера. Мощности их колеблются от нескольких миллимет-

ров до 10—20 см. Макроскопически это тонкозернистая масса светло-серого с зеленоватым оттенком цвета, сохраняющегося на всем протяжении широтной зоны независимо от того, какого состава вмещающие породы она пересекает. В трещинах, сопровождающих основную широтную зону на флангах месторождений, где гидротермальные изменения проявились значительно слабее, цвет тектонической глинки в основном черный. Во влажном состоянии тектонические глинки пластичные, и только

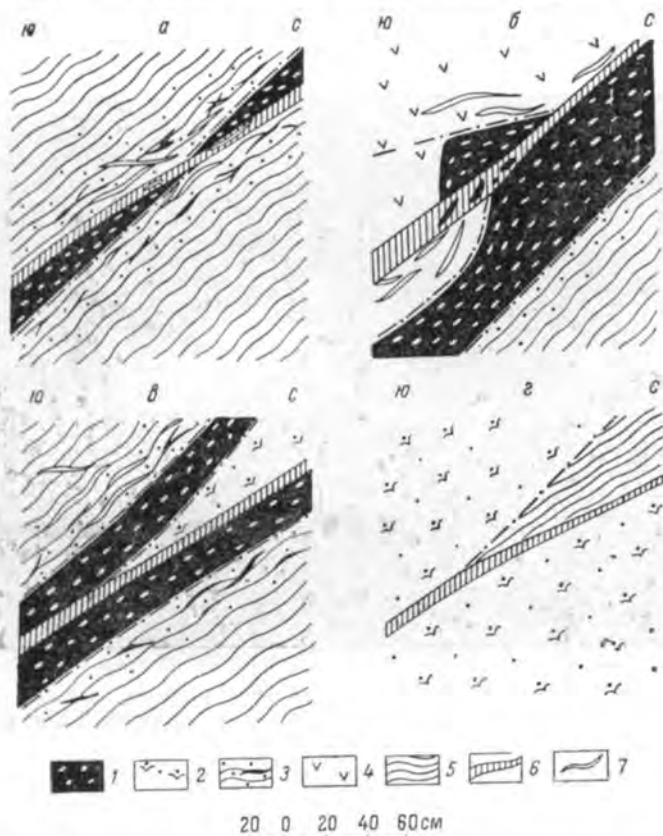


Рис. 1. Положение тектонической глинки в рудном теле.

1 — брекчиевидные и массивные руды; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — оруденелые филлиты; 4 — хлорито-талковая порода; 5 — филлиты; 6 — тектоническая глина; 7 — кварцевые прожилки.

отдельные более уплотненные разности распадаются при изломе на удлиненные куски неправильной формы. Излом в большинстве случаев шероховатый, землистый. Текстура чаще линзовиднослоистая. В тектонической глинке нередко наблюдаются включения кварца, карбоната и сульфидов. Кварц иногда образует секущие прожилки мощностью 2—5 см, реже представлен отдельными скоплениями чечевицеобразной формы, расположенными параллельно контактам зоны.

Микроскопическое изучение в шлифах и иммерсионных препаратах показало, что тектонические глинки состоят главным образом из талька, хлорита, карбоната и рудных минералов. Наибольшее распространение имеют тальк и хлорит, причем соотношения этих минералов в различных образцах сильно варьируют. Тальк и хлорит в обр. 1 образуют тонкие прорастания, и в иммерсионном препарате не удается замерить их показатели преломления. В обр. 2 среди агрегатно поляризующих сростков

талька и хлорита встречаются мелкие чешуйки хлорита, средний показатель которых около 1.602. В обр. 3 чешуйки хлорита с показателем преломления 1.600—1.596 преобладают над агрегатными сростками талька и хлорита.

Рудные минералы представлены пирротинном, пиритом, пентландитом, халькопиритом, магнетитом, ильменитом и лейкоксерном, что полностью соответствует минеральному составу руд на данном участке месторождения. Содержание их неравномерное и колеблется от 1—2 до 40—45% от общего объема. Форма обломков угловатая. Образовавшиеся трещины

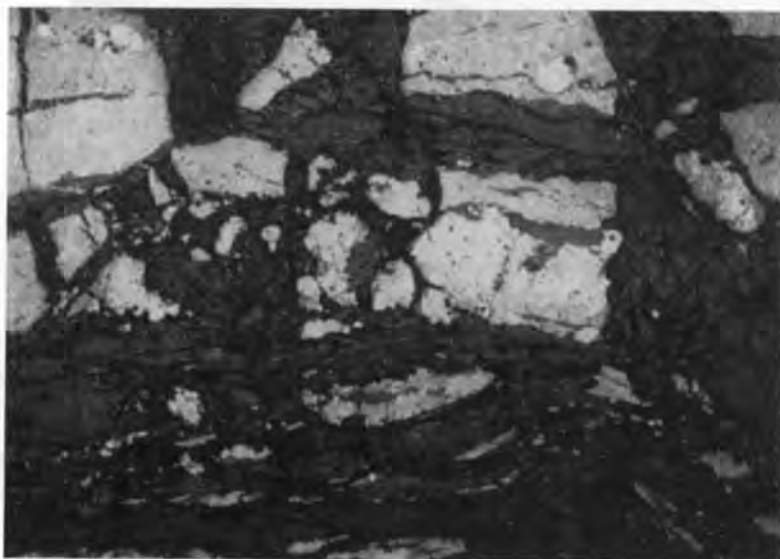


Рис. 2. Замещение пирротина (светло-серое) пиритом (белое) в тектонической глинке на глубоких горизонтах месторождения Каула. Увел. 92.

Темно-серое и черное — глинистый материал и выбоины.

в рудных минералах залечены тальком и карбонатом. Среди сульфидов зоны заметно повышается содержание пирита, который развивается главным образом по пирротину и реже — по халькопириту (рис. 2). Это говорит о существовании более окислительной среды по сравнению с условиями, в которых образовались первичные руды. В тектонических глинках, расположенных в сланцах, сульфиды представлены одним пиритом с четко выраженным идиоморфизмом зерен (рис. 3). Содержание сульфидов заметно повышается, когда зона с глиной соприкасается с богатыми сульфидными рудами или находится в контакте с ними.

Методами рентгенографии и термического анализа детально изучались глинистые минералы тектонических глинок. Для этого методом седиментации выделялась фракция менее 0.001 мм. Изготавливались также ориентированные препараты, с которых затем производилась запись дифрактограмм воздушно-сухого, насыщенного глицерином и прокаленного при определенных температурах образца (рис. 4). Такая методика позволила не только надежно диагностировать глинистые минералы, но и выяснить некоторые весьма существенные их особенности. Оказалось, что глинистую фракцию составляют три основных минерала — тальк, хлорит и разбухающий хлорит. Базальные отражения талька (001 — 9.25 кХ; 003 — 3.10 кХ) четко выделяются на всех дифрактограммах и сохраняются без измене-

ния до 700° , что вообще свойственно тальку, имеющему очень устойчивую кристаллическую решетку. Хлорит (обр. 3) имеет четкую серию базальных отражений: 001 — 13.8 кХ, 002 — 7.06 кХ, 003 — 4.69 кХ, 004 — 3.53 кХ, 005 — 2.83 кХ. При насыщении препарата глицерином и прокаливании до 700° положение рефлекса 13.8 кХ не меняется. Все это свидетельствует о том, что в данном случае в состав глинистой фракции входит обычный, негидратированный хлорит. В иммерсионном препарате под микроскопом в этом образце видны очень мелкие чешуйки хлорита с показателем преломления 1.600—1.596.

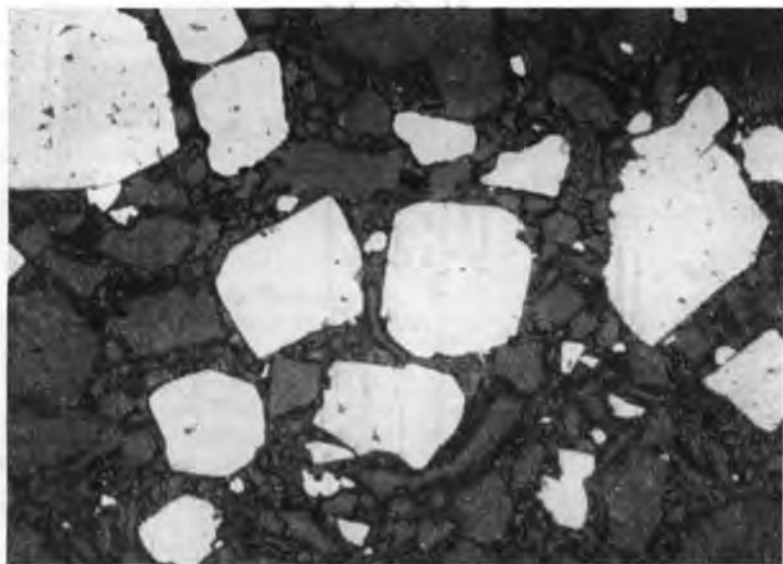


Рис. 3. Идиоморфные выделения пирита (белое) в глине из тектонической зоны в сланцах. Увел. 92.

На дифрактограммах обр. 1 и 2, насыщенных глицерином, появляются рефлексы 17.3 и 17.5 кХ. Характер изменения этих рефлексов при нагревании образцов свидетельствует о том, что в них присутствует разбухающий хлорит, впервые описанный Стефеном и Мак Еваном (Stephen, MacEwan, 1950, 1951). Максимальное количество разбухающего хлорита, судя по интенсивности рефлекса 17.3 кХ, содержится в обр. 1. Этот хлорит следует, по-видимому, отождествить с микрочешуйчатым хлоритом, находящемся в тонком срастании с тальком.

На термограмме обр. 2, содержащего разбухающий хлорит, кроме эффектов, свойственных обычному хлориту ($650, 820, 865^{\circ}$), имеется отчетливый низкотемпературный эндотермический эффект при 125° , который свидетельствует о том, что хлорит гидратирован (рис. 5).

Разбухающий хлорит изучен еще недостаточно. Предполагается, что его образование связано с частичным выщелачиванием бруситоподобного слоя в хлоритовом пакете. Он неоднократно отмечался в осадочных породах и в коре выветривания, в том числе в пикритовых габбро-диабазы Норильска (Мирончук, 1964). На Кольском полуострове гидрохлорит был обнаружен в коре выветривания хлоритовых сланцев (Афанасьев, 1963). В тектонических глинах он отмечается впервые.

Касаясь генезиса тектонических глинок Печенги, следует отметить, что состав и свойства глинок заметно не изменяются с глубиной их залегания. Отбирались образцы с самой различной глубины — от 30 до 500 м,

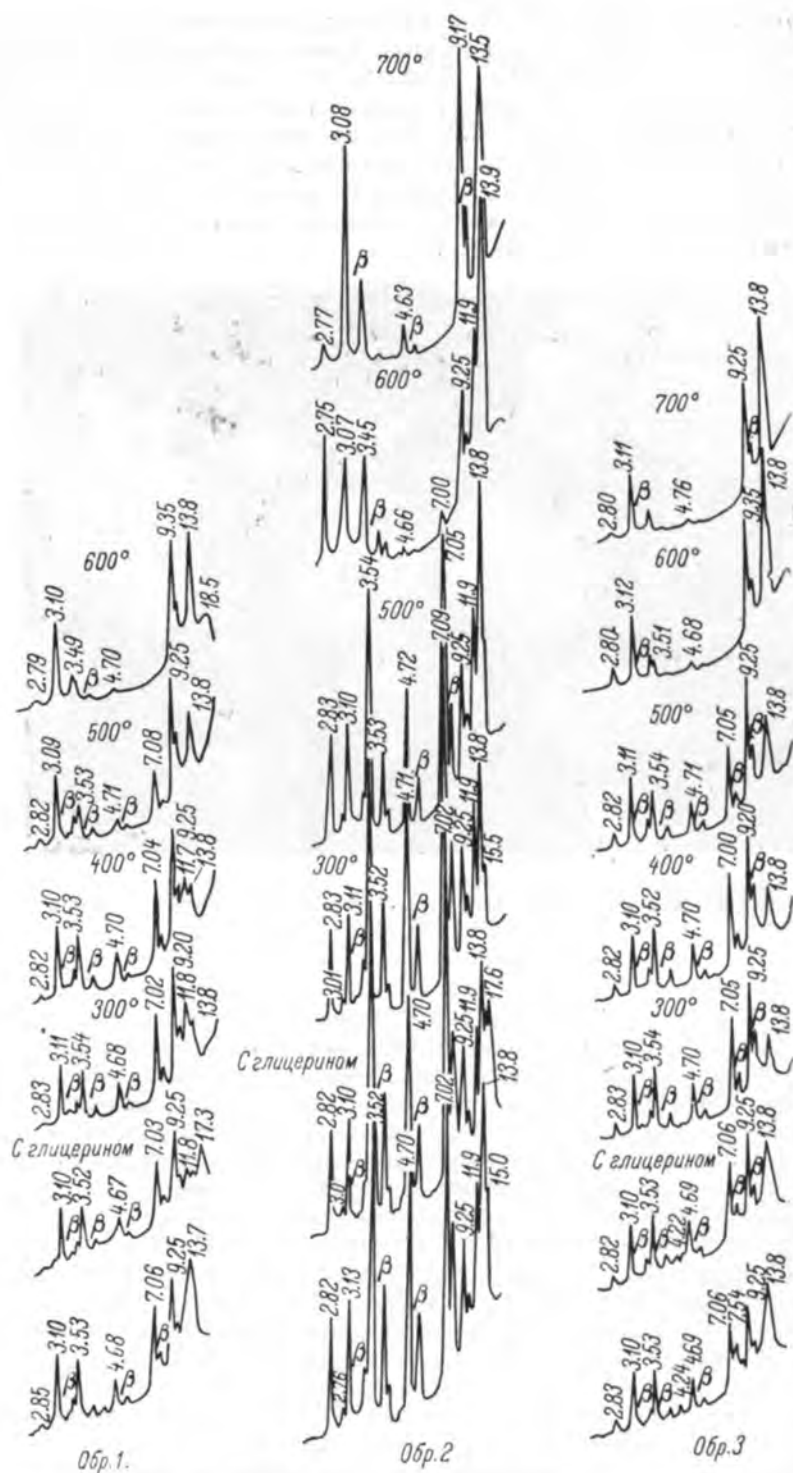


Рис. 4. Дифрактограммы тектонической глины (обр. 1—3). Записаны А. П. Денисовым.

Условия съемки: аппарат УРС-50И, напряжение 33 кв, сила тока 4 ма, постоянная времени 6 сек., скорость вращения счетчика 2 об./мин., щель счетчика 0,1 мм, неотфильтрованное V-излучение.

и всюду тектонические глинки имели одинаковые цвет и пластичность. Видимые различия в них отсутствовали. Кроме того, во всем указанном интервале глубин сульфиды (в том числе и пирротин) в тектонических глинках не имели следов окисления. Не было обнаружено ни корочек или налетов гидроокислов железа, ни других явлений, свойственных зонам окисления. Сами вмещающие породы также не несут следов выветривания. На основании этих фактов можно предположить, что тектонические глинки не являются линейными (трещинными) зонами выветривания, а возникли при воздействии гидротермальных растворов на перетертый материал в зонах тектонических подвижек.

Гидротермальные минералы в медно-никелевых месторождениях Печенги отмечались и ранее. Н. А. Корнилов (1960), Н. А. Елисеев (1961) и другие отмечают, что основные и ультраосновные породы Печенгского рудного поля претерпели гидротермальные изменения, выразившиеся в амфибололизации, серпентинизации, хлоритизации, отальковании и карбонатизации, причем на участках месторождений гидротермальные изменения проявились более интенсивно, чем гидротермальные изменения регионального характера.

Ассоциация таких минералов, как тальк, хлорит и разбухающий хлорит, свидетельствует о том, что температура гидротермальных растворов изменялась во времени в значительных пределах, так как разбухающий хлорит (в отличие от хлорита и талька), содержащий низкотемпературную воду (рис. 5), мог образоваться только при температуре 100—150°. Разбухающий хлорит возник, по-видимому, на завершающих этапах гидротермального процесса при низких температурах путем частичного выщелачивания хлорита.

Замещение пирротина пиритом (рис. 2) может быть истолковано как процесс гипергенный. С. С. Смирнов (1955) отмечает, что такие процессы возможны в нижних горизонтах зон окисления, указывая, однако, на их редкость. При этом чаще образуется марказит с характерной коллоидной текстурой. Однако в нашем случае маловероятно, чтобы замещение пирротина пиритом происходило в гипергенных условиях, так как этот же процесс имеет место в массивных и брекчиевидных рудах глубоких горизонтов и явно связан с гидротермальным метаморфизмом. Данные, приведенные выше, позволяют сделать следующие выводы:

1) тектонические глинки являются образованиями пострудного характера;

2) наиболее вероятным механизмом их образования является воздействие гидротермальных растворов на перетертый материал в зонах тектонических подвижек;

3) тектонические глинки сложены в основном тальком, хлоритом, разбухающим хлоритом и рудными минералами; разбухающий хлорит в гидротермальных образованиях отмечается впервые.

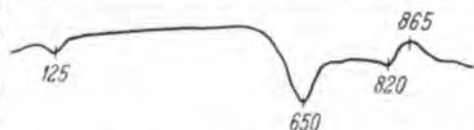


Рис. 5. Термограмма тектонической глинки (обр. 2).

Условия съемки: скорость нагревания 25 град./мин., навеска 500 мг, хромель-алюмелевая дифференциальная термопара.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев А. П. Минералогия древней коры выветривания на породах свиты Имадра—Варзуга к югу от Хибин. В сб.: Кора выветривания, вып. 6, Изд. АН СССР, М., 1963.

Горбунов Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе. Геология рудных месторождений, № 4, 1959.

Горбунов Г. И. Рудопроявления в интенсивно метаморфизованных горных породах. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

Елисеев Н. А. Изменение горных пород под влиянием гидротермального метаморфизма. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

Ильичева Л. Ф. О гранулометрическом составе тектонических глин некоторых месторождений юго-западного Карамазара. Геология рудных месторождений, № 2, 1965.

Корнилов Н. А. Особенности гидротермальных изменений боковых пород и рудного метасоматоза в Печенгских медно-никелевых месторождениях. Автореф. дисс. Л., 1960.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеолиздат, М.—Л., 1940.

Крейтер В. М., В. И. Смирнов. Некоторые задачи рудничной геологии. Сов. геология, № 20, 1947.

Мирончук М. Г. Некоторые особенности постмагматического минералообразования никеленосных интрузий. В сб.: Геология и геохронология докембрия, Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Пэк А. В., Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. Геология рудных месторождений, № 4, 1960.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, М.—Л., 1955.

Федотьев К. М. Изменение микроклина под воздействием гидротермального раствора. В сб.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд. АН СССР, М., 1962.

Stephen I., D. M. C. MacEwan. Swelling chlorite, Geotechnique, 2. London, 1950.

Sterhen I., D. M. C. MacEwan. Chlorite minerals on unusual type. Clay Mineral. Bull., v. 1, 1951.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ И МИКРОКЛИН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. СРЕЛЬНЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ ГРАНИТОИДОВ

Район среднего течения р. Стрельны (юго-восточная часть Кольского полуострова) сложен разновозрастными геологическими образованиями, представленными гнейсами, сланцами, мигматитами, измененными эффузивами, интрузиями ультраосновных и основных изверженных пород, а также разнообразными гранитоидами (рис. 1). Гнейсово-сланцевый комплекс, имеющий широкое распространение в западной и восточной частях рассматриваемой территории, на основании сходства разрезов толщ, входящих в его состав с разрезами беломорской и тундровой серий разделен на две разновозрастные геологические формации — архейскую и нижнепротерозойскую.

Архейские образования, представленные биотитовыми, биотито-амфиболовыми гнейсами и мигматитами, распространены в восточной части района, где образуют антиклинальную складку с размахом крыльев около 10 км. Нижнепротерозойские образования, относящиеся к тундровой серии, представлены мелкозернистыми гнейсами, сланцами, кварцитами и широко распространены в западной части изученного района. На границе архейской и нижнепротерозойской формаций располагается Стрельнинский массив микроклин-плагиоклазовых гранитов. Нижнепротерозойский возраст условно принимается для пород, представленных измененными эффузивами, гнейсами и сланцами, частично образованных по субстрату основных и ультраосновных изверженных пород, расположенных в северной части территории (Симон, 1965).

Гранитоиды района различаются по возрасту, положению в геологических структурах, вещественному составу и текстурно-структурным признакам. По вещественному составу могут быть выделены плагиоклазовые гранитоиды, микроклин-плагиоклазовые и щелочные граниты. Среди микроклин-плагиоклазовых гранитов по структурно-текстурным признакам нами различаются аплитовидные граниты и гнейсо-граниты, а также среднезернистые и пегматоидные граниты массивной и, реже, гнейсовидной текстуры.

Наибольший по размерам массив плагиоклазовых гранитоидов расположен в северо-восточной части района (нижнее и среднее течение р. Березовой). Породы массива ясно огнейсованы, что определяется ориентированным расположением темноцветных минералов, представленных биотитом и амфиболом. Пластинки биотита и удлиненные зерна амфибола имеют в породе как линейную, так и плоскостную ориентировку. Простирание гнейсовидности варьирует от север-северо-западного до субширот-

ного. Падение гнейсовидности к западу в западной части массива, к югу — в южной и к северу — в северо-западной (с углами падения 40—70°) определяет антиклинальную структуру массива с осью широтного простирания. В замковой части этой структуры располагается массив аплитовидных микроклин-плагиоклазовых гранитов. В северной части плагиоклазовые гранитоиды отделяются от осадочно-вулканогенных образований нижнепротерозойского возраста узким пластом слюдистых кварцитов и гранато-биотитовых сланцев, опоясывающих массив с севера, запада и юга. Контакты пород массива с кварцитами и сланцами являются, по-видимому, тектоническими. Плагиоклазовые гранитоиды пересекаются жилами аплитов (нижний протерозой) и щелочных гранитов (средний протерозой), определяющих верхний возрастной предел для плагиоклазовых гранитоидов. Нижний возрастной предел для них не установлен, и условно возраст плагиоклазовых гранитоидов принимается нами архейским.

Микроклин-плагиоклазовые аплитовидные граниты образуют ряд массивов, расположенных главным образом в северной и западной частях района среди плагиоклазовых гранитоидов, гнейсов тундровой серии и на границе архейских и нижнепротерозойских образований. Широко распространены мигматиты аплитовидных гранитов по гнейсам архейского и нижнепротерозойского возраста, что фиксируется образованием линзовидных обособлений, прожилков и прослоев аплитовидного гранита в гнейсах, а также равномерным пропитыванием гнейсового субстрата гранитоидным материалом. Контакты массивов аплитовидных гранитов с вмещающими породами повсеместно нечеткие, расплывчатые и согласные. Гнейсы и плагиоклазовые гранитоиды в зоне контакта интенсивно магматизированы аплитовидным гранитом и превращены в темновые мигматиты, характеризующиеся неравномерным распределением темноцветных минералов в породе, чередованием полос лейкократового гранитоидного состава с полосами и неправильной формы участками субстрата, обогащенного темноцветными минералами. При удалении от массива аплитовидных гранитов темновые мигматиты сменяются послойными мигматитами и мигматитами с рассеянным жильным материалом. Массивы сложены главным образом мелко и среднезернистыми аплитовидными гранитами и гнейсо-гранитами, ориентированная текстура которых обусловлена линейным расположением пластинок биотита, иногда образующих небольшие скопления. Значительно меньше распространены аплиты, образующие жилы небольшой мощности (1.0—1.5 м) и реже — небольшие тела мощностью до 30 м. Аплиты характеризуются массивной текстурой, незначительным количеством темноцветных минералов и являются, по-видимому, жильной фацией аплитовидных гранитов. Количественно-минеральный состав аплитовидных гранитов и аплитов представлен в табл. 1.

Изучение внутренней структуры массивов аплитовидных гранитов показывает, что их гнейсовидная текстура полностью сопряжена со структурными элементами вмещающих массивы плагиоклазовых гранитоидов и гнейсов архейского и нижнепротерозойского возраста. Характер ореолов контактового метаморфизма, особенности структур и текстур аплитовидных гранитов, а также согласное залегание массивов по отношению к вмещающим породам определяют их принадлежность к абиссальной фации глубинности магматических пород (Кузнецов, 1949; Горжевский, Козеренко, 1965).

Среднезернистыми и пегматоидными гранитами сложены Стрельнинский массив, расположенный в центральной и юго-западной части района, а также ряд малых массивов, находящихся в верхнем течении р. Слюдянки (западная часть изученного района). Стрельнинский массив имеет

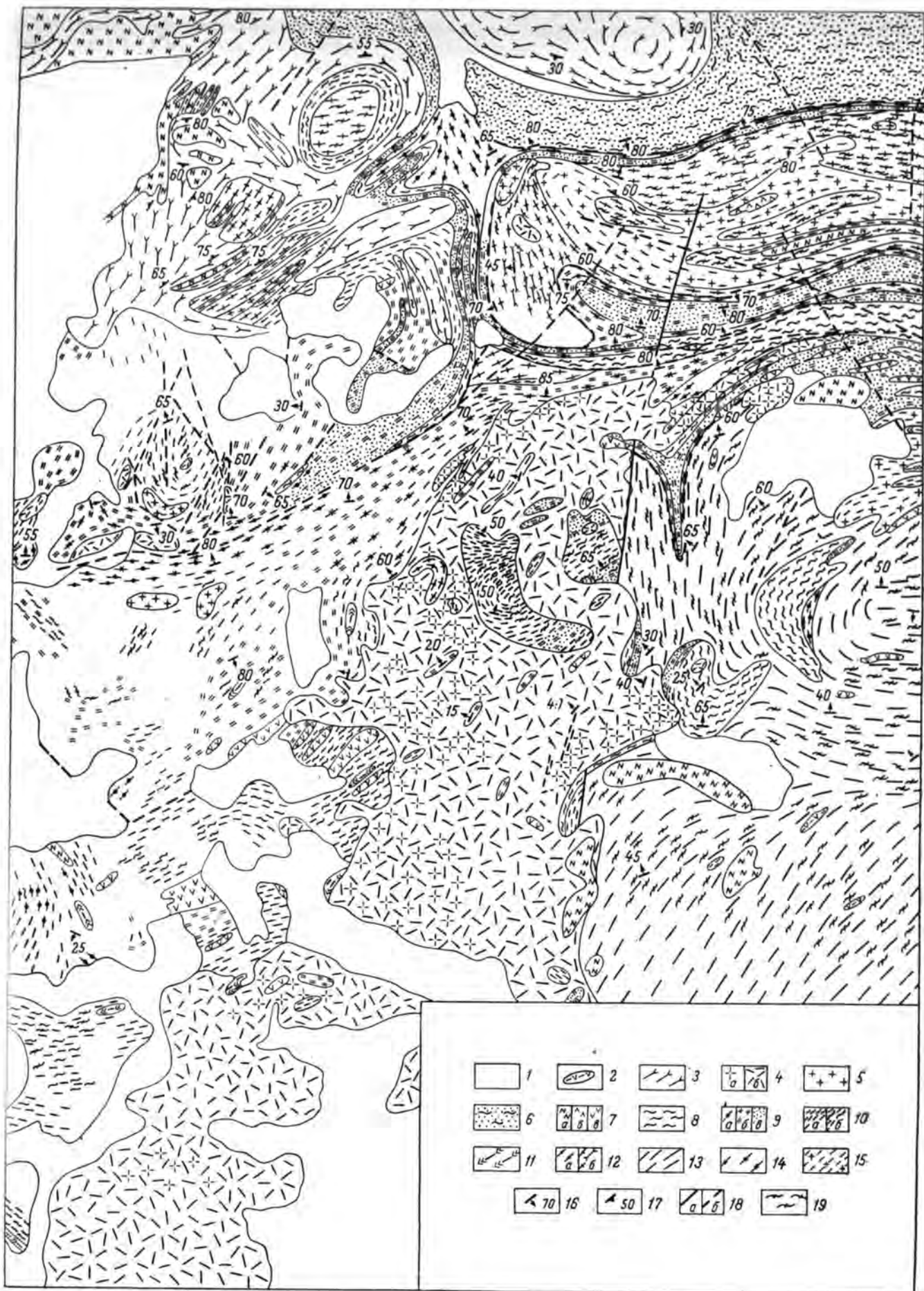


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района среднего течения р. Стрельны.

Составил В. Р. Ветрин по результатам полевых работ 1963—1964 гг. с использованием геологических материалов Кольского филиала АН СССР и СЗГУ.

1 — четвертичные отложения; 2 — дайны диабазов (верхний протерозой); 3 — щелочные граниты (средний протерозой); 4 — микроклин-плагинкловидные граниты (средний протерозой); 5 — микроклин-плагинкловидные граниты (нижний протерозой); 6 — метабазиты, метадиабазы, метамандельштейны и метасоматиты по ним; 7 — основные и ультраосновные породы: а — габбро и габбро-нориты, б — габбро-анортозиты, в — метанориты, метанориты (нижний протерозой); 8—10 — образования тундровой серии (нижний протерозой): 8 — сланцевые амфиболиты, зетевые сланцы, 9, а — гранато-биотитовые и гранато-биотито-мусковитовые сланцы, 9, б — мусковито-кварцевые, биотито-мусковито-кварцевые сланцы, 9, в — кварциты, 10, а — биотитовые гнейсы, 10, б — биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы; 11 — амфиболиты (архей-протерозой); 12 — плагинкловидные гнейсы-граниты и гнейсы-гранодиориты: а — биотитовые, б — амфиболо-биотитовые (архей); 13 — биотитовые гнейсы (архей); 14 — blastsмилиты по гнейсам; 15 — реликтовые текстуры субстрата гнейсов и плагинкловидных гранитов в микроклин-плагинкловидных гранитах; 16 — простирание и падение гнейсовидной текстуры; 17 — простирание и падение плоскопараллельных текстур в гранитоидах; 18 — разломы: а — существующие, б — предполагаемые; 19 — значок мигматизации.

в плане удлиненную форму и вытянут в северо-восточном направлении. Форма массива в значительной степени определяется его приуроченностью к зоне разломов на границе архейских и нижнепротерозойских образований, что подтверждается наличием в северной и северо-восточной экзо-контактовых частях массива нарушенного залегания вмещающих пород с амплитудой горизонтального перемещения в 150—250 м. Контакты пород массива с вмещающими породами обычно резкие. В зоне контактов массивов распадается на ряд жиллообразных тел и апофиз, инъецирующих вмещающие гнейсы и сланцы. Во внутренних частях массива наблюдается большое количество участков, сложенных главным образом гнейсами и сланцами тундровой серии. Значительная величина этих участков позволяет предполагать, что часть из них является останцами кровли, сохранившимися в погружениях поверхности массива.

Стрельнинский массив и малые массивы сложены светло-розовыми или розовато-серыми микроклин-плагноклазовыми гранитами (табл. 1), по величине зерен породообразующих минералов варьирующими от среднезернистых до крупнозернистых. Среднезернистые граниты встречаются главным образом в периферических частях Стрельнинского массива, хотя отдельные участки этих пород наблюдаются и в его центральных частях. Преобладающее распространение в пределах массивов имеют неравномернозернистые и крупнозернистые граниты массивной текстуры, выделяемые нами под названием пегматоидных гранитов и имеющие размер зерен от 5—7 мм до 1—4 см в поперечнике. Среди пегматоидных гранитов часто наблюдаются обособления пегматита с кристаллами плагноклаза до 10—15 см в поперечнике, микроклина — до 30—40 см, выделениями кварца до 25—30 см и пластинками мусковита до 8—10 см в диаметре. Геологические наблюдения свидетельствуют об образовании пегматоидных обособлений за счет перекристаллизации среднезернистых и крупнозернистых гранитов, происходившей в твердом состоянии. По классификации Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), рассматриваемые интрузии относятся к глубинной подгруппе мезоабиссальной фации глубинности.

В экзоконтактовых частях Стрельнинского массива широко распространены жилы пегматитов с мусковитом, редкометальными и другими минералами, генетически связанные, как полагают некоторые исследователи (Макиевский, 1962), с гранитами массива.

Микроклин-плагноклазовые граниты прорывают образования тундровой серии, что позволяет считать время их образования посленижнепротерозойским.

Щелочные граниты в пределах изученного района образуют Верхне-Стрельнинский и Пурначский массивы (северная часть территории). Геолого-петрографическая характеристика щелочных гранитов этих массивов приведена в статьях А. М. Иванова (1958) и Б. А. Юдина (1958). Абсолютный возраст щелочных гранитов Кольского полуострова, определенный калий-аргоновым методом по слюдам, характеризуется цифрами 1600—1810 млн лет (Полканов, Герлинг, 1960). Возрастные соотношения щелочных гранитов со среднезернистыми и пегматоидными микроклин-плагноклазовыми гранитами неясны, так как взаимные пересечения этих пород не наблюдались. Косвенные данные (наличие в пегматоидных гранитах участков амазонитизации с фергюсонитом, являющимся характерным аксессуарным минералом некоторых щелочных гранитов) могут свидетельствовать о более позднем времени образования щелочных гранитов по отношению к пегматоидным гранитам.

Таблица 1

Результаты количественно-минерального подсчета гранитов Стрельнинского района (объемн. %)

Порода	Массив	Количество подсчетов	Плагиоклаз	Микроклин	Кварц	Биотит	Амфибол	Эпидот	Мусковит	Хлорит	Акцессорные минералы	Состав плагиоклаза
Пегматонидные граниты.	Малые массивы	14	$\frac{31.1-61.5}{43.6}$	$\frac{0-27.4}{13.4}$	$\frac{27.6-45.1}{35.4}$	$\frac{0-11.4}{1.2}$	—	—	$\frac{0-17.9}{6.1}$	—	$\frac{<0.1-0.7}{0.3}$	4-14
	Стрельнинский	18	$\frac{35.6-59.0}{46.0}$	$\frac{0.8-23.0}{18.5}$	$\frac{24.2-52.7}{51.7}$	$\frac{0-3.6}{1.2}$	—	—	$\frac{0-15.7}{2.5}$	—	$\frac{<0.1-0.6}{0.1}$	7-15
Среднезернистые граниты.	То же	8	$\frac{38.0-47.1}{42.6}$	$\frac{21.2-27.4}{24.1}$	$\frac{29.1-32.7}{50.6}$	$\frac{1.2-3.5}{2.1}$	—	—	$\frac{0.1-3.3}{0.6}$	—	$\frac{<0.1-0.2}{<0.1}$	9-15
Аплиты.	Березовский	7	$\frac{29.8-44.3}{36.0}$	$\frac{12.4-57.5}{22.7}$	$\frac{25.0-57.4}{40.3}$	$\frac{0-2.8}{0.8}$	—	—	$\frac{0-0.4}{<0.1}$	—	$\frac{0-0.6}{0.2}$	3-8
Аплитовидные граниты.	»	16	$\frac{30.0-44.7}{38.0}$	$\frac{22.1-38.0}{28.6}$	$\frac{24.7-34.3}{50.8}$	$\frac{0.6-4.8}{2.0}$	—	$\frac{0-0.7}{0.1}$	$\frac{0-0.5}{0.1}$	—	$\frac{0-1.6}{0.45}$	8-15
Плагиоклазовые гранитоиды.	Северный	9	$\frac{26.7-66.4}{53.6}$	$\frac{0-27.5}{9.5}$	$\frac{17.4-47.6}{25.0}$	$\frac{0-17.4}{6.8}$	$\frac{<0.1-11.0}{3.8}$	$\frac{0-2.0}{0.6}$	$\frac{0-0.2}{<0.1}$	$\frac{0-0.1}{<0.1}$	$\frac{<0.1-1.6}{0.7}$	18-34

При изучении акцессорных минералов нами применялась методика, описанная ранее в работах ряда исследователей (Рабинович, 1955; Матковский, 1956; Львов, 1965). Пробы весом от 10—15 (мелко- и среднезернистые породы) до 50—100 кг (крупнозернистые породы) отбирались точечным методом в пределах одного обнажения и составлялись из штуфов весом 50—300 г. Количественный подсчет содержания акцессорных минералов производился в стограммовых навесках, получаемых путем пропорционального сокращения проб. Оставшаяся после сокращения часть проб (за исключением 1.0—1.5 кг породы, в дальнейшем используемой для разного рода анализов) промывалась в лотках. Выделенные из шлиха акцессорные минералы использовались для изучения их химического состава, определения удельного веса, показателей преломления и других целей.

При изучении протоочных проб гранитоидов Стрельнинского района диагностировано более 30 акцессорных минералов, главными из которых являются магнетит, гематит, эпидот, сфен, гранат, монацит, апатит, циркон. Реже встречаются ортит, лейкоксен, турмалин, ксенотим, флюорит, молибденит, рутил, пирит, колумбит, самородное железо, самородный висмут, бисмутит, бисмоклит, торит и шпинель. Исключительно редки пирротин, халькопирит, галенит, тегит, фергусонит, ильменорутит, кальцит и некоторые другие минералы.

Данные о содержании акцессорных минералов в гранитоидах района основываются на результатах их количественного подсчета в 40 пробах (табл. 2).

Самородный висмут. Обнаружен в шлихах из пегматоидных гранитов малых массивов, где наблюдается в изометрических, иногда листоватых зернах размером до 2 мм. Реже встречаются удлиненные призматические кристаллы с гладкими гранями. Максимальное содержание самородного висмута в породах $2 \cdot 10^{-3}\%$, обычно его количество не достигает весовых значений. Цвет минерала белый с красноватым оттенком, блеск металлический. Твердость минерала низкая, около двух. Зерна самородного висмута легко раздавливаются, плющатся, слабоковкие. Минерал при кипении растворяется в азотной кислоте, окрашивая раствор в слабый желтовато-зеленый цвет. Перед паяльной трубкой легко сплавляется в блестящий белый королек. Включения зерен самородного висмута отмечены в зернах кварца и в пластинах мусковита. Увеличение содержания висмута наблюдается в грейзенизированных гранитах, что позволяет связывать его образование с процессом аутометасоматического изменения пород.

Качественным спектральным анализом (аналитик Л. С. Кузнецов, Кольский филиал АН СССР) в образце самородного висмута обнаружены следующие элементы: Bi (очень сильные линии), Ag, Ca (средние линии), Mn, Pb, Mg, Si, Fe, Al, Cu, Yb, Co, Sr, Na, Li (слабые линии).

Параметры элементарной ячейки висмута, вычисленные по результатам индицирования, произведенного А. П. Денисовым: $a=4.544 \pm 0.003$ кХ, $c=11.863 \pm 0.007$ кХ.

Самородное железо. Самородное железо диагностировано в одной пробе жильных аплитов Березовского массива и в нескольких пробах из пегматоидных гранитов малых массивов, где обычно встречается в единичных зернах, нигде не достигая весовых значений ($<1 \cdot 10^{-3}\%$). Самородное железо встречается в округлых, каплевидных выделениях или шариках с идеально круглой поверхностью ограничения размером от сотых долей миллиметра до 0.5 мм. С поверхности шарики имеют железо-черный цвет и сильный металлический блеск, сильно магнитны.

Содержание акцессорных минералов в гранитоидах Стрельнинского района (в $n \cdot 10^{-30\%}$)

Минерал	Порода и количество проб					
	пегматоидные граниты малых массивов (9)	пегматоидные граниты Стрельнинского массива (14)	среднезернистые граниты (5)	аплиты (2)	аплитовидные граниты (4)	плагноклазовые гранитоиды (6)
Магнетит	$0- < 1 (204)$ ед. зн.	$0-79 (206)$ 18	$0-1$ < 1	$155-198$ 176	$162-400$ 336	$6 (ед. зн.)-769$ 250
Гематит	$0-7 (45)$ 2	$0-12$ 2	$0-1$ < 1	$93-247$ 170	$5-50 (221)$ 16	$0-47$ 11
Эпидот	$0-2 (12)$ < 1	$0-48 (538)$ 10	—	$36-53$ 45	$10-158$ 70	$195-1375 (12220)$ 692
Ортит	—	$0- < 1$ ед. зн.	—	0-ед. зн.	$0-1$ ед. зн.	$0-24 (647)$ 9
Сфен	—	0-ед. зн. (18)	0-ед. зн.	$0-2$ 1	$0-43$ 16	$6-385 (616)$ 153
Лейкоксен	—	$0-2$ ед. зн.	0-ед. зн.	$< 1-3$ 2	$13-62$ 38	$0-12$ 2
Гранат	ед. зн.—870 386	$0-329 (435)$ 52	$0-64$ 24	ед. зн.—31 15	ед. зн.—10 3	0-ед. зн.
Турмалин	$0-ед. за (6)$ < 1	0-ед. зн.	0-ед. зн.	0-ед. зн.	0-ед. зн.	—
Монацит	ед. зн.—26 6	$0-20$ 6	ед. зн.—7 3	—	$0-ед. зн. (4)$ ед. зн.	—

Таблица 2 (продолжение)

Минерал	Порода и количество проб					
	пегматонные граниты малых массивов (3)	пегматонные граниты Стрельнинского массива (14)	среднезернистые граниты (5)	аплиты (2)	аплитовидные граниты (4)	платиноклазовые гранитоиды (6)
Кеонотим	$\frac{0-7}{1}$	$\frac{0-1}{\text{ед. зн.}}$	—	—	—	—
Апатит	$\frac{\text{ед. зн.}-11(50)}{3}$	$\frac{0-15}{3}$	$\frac{0-13(78)}{4}$	$\frac{3-7}{5}$	$\frac{2-60}{30}$	$\frac{107-339}{194}$
Циркон	$\frac{0-10(18)}{3}$	$\frac{\text{ед. зн.}-10}{3}$	$\frac{\text{ед. зн.}-6}{2}$	$\frac{6-9}{8}$	$\frac{3-22}{8}$	$\frac{1-22}{10}$
Флюорит	0—ед. зн.	0—ед. зн.	$\frac{0-1}{<1}$	—	—	—
Пирит	$\frac{0-2}{<1}$	0—ед. зн. (1)	0—ед. зн.	$\frac{0-2}{1}$	$\frac{0-3}{<1}$	$\frac{0-1}{<1}$
Пирротин	0—ед. зн.	—	—	—	—	$\frac{0-<1}{\text{ед. зн.}}$
Халькопирит	$\frac{0-5}{1}$	—	—	—	—	0—ед. зн.
Молибденит	0—ед. зн.	0—ед. зн.	0—ед. зн.	—	0—ед. зн.	—
Висмутин	0—ед. зн.	—	—	—	—	—
Галенит	—	0—ед. зн.	—	—	—	—
Лимонит и гетит	—	0—ед. зн.	—	0—ед. зн.	—	—
Рутил	—	0—ед. зн.	—	0—ед. зн.	0—ед. зн.	—

Таблица 2 (продолжение)

Минерал	Порода и количество проб					
	пегматонидные граниты малых массивов (9)	пегматонидные граниты Стрельнинского массива (14)	среднезернистые граниты (5)	аплиты (2)	аплитовидные граниты (4)	платиноклазовые гранитоиды (6)
Колумбит	$\frac{0- < 1}{\text{ед. зн.}}$	0—ед. зн. (1)	0—ед. зн.	—	—	—
Фергусонит	$\frac{0- < 1}{\text{ед. зн.}}$	—	—	—	—	—
Железо самородное	$\frac{0- < 1}{\text{ед. зн.}}$	—	—	0—ед. зн.	—	—
Висмут самородный	$\frac{0-2}{< 1}$	—	—	—	—	—
Вторичные висмутовые	$\frac{0-1(25)}{< 1}$	—	—	—	—	—
Ильменорутил	0—ед. зн.	—	—	—	—	—
Торит	—	$\frac{0-1}{\sqrt{1}}$	—	—	—	—
Кальцит	$\frac{0- < 1}{\text{ед. зн.}}$	—	—	—	—	—
Шпинель	$\frac{0- < 1}{\text{ед. зн.}}$	—	—	—	—	—

Примечание. В числителе — пределы колебаний содержания акцессорных минералов, в знаменателе — среднее содержание, в скобках — цифры аномально высокого содержания акцессорных минералов, обычно не учитываемые при выводе среднего.

Иногда отмечаются срастания крупных шариков с 2—3 более мелкими, нарастающими на поверхность более крупного зерна. В полированном шлифе самородное железо имеет белый цвет и сильную отражательную способность, изотропно. Во внутренних частях некоторых зерен наблюдается большое количество мелких пустот, расположенных без видимой закономерности. В редких случаях отмечается обрастание зерен самородного железа магнетитом, имеющим в отраженном свете более высокий рельеф. Качественным спектральным анализом в образце самородного железа обнаружено наличие Al, Ti, Co, Zr, Ba (слабые линии), Mn, Mg, Cu, Ni (средние линии), Si (сильные линии) и Fe (очень сильные линии). Рентгеновское исследование самородного железа показало, что оно относится к низкотемпературной модификации (α -железо, табл. 3).

Время и условия образования самородного железа в гранитоидах района на основании имеющихся данных не могут быть установлены окончательно. Одной из причин образования шарообразных или каплеобразных выделений самородного железа в гранитах может явиться процесс микроликвации магмы (Овчинников, 1959), происходивший в условиях восстановительной среды.

Пирит. Небольшие количества пирита установлены во многих пробах гранитоидов района. Пирит встречается в кубических кристаллах с резкой штриховкой на гранях или без нее, а также в обломках неправильной формы размером 0.1—0.6 мм. Цвет минерала латунно-желтый, блеск сильный металлический, излом неровный или раковистый. Качественным спектральным анализом в пирите обнаружены следующие элементы: Be, Al, Ag, Na (очень слабые линии), Mg, Si, Ti, Ca (слабые линии), Fe (очень сильные линии).

Халькопирит. Единичные зерна халькопирита обнаружены в двух пробах плагиоклазовых гранитоидов. Повышенное содержание его отмечено в одной пробе пегматоидных гранитов ($5 \cdot 10^{-3}\%$). Халькопирит встречается в зернах неправильной формы размером 0.1—0.3 мм, имеющих латунно-желтый цвет и металлический блеск. Включения мелких зернышек халькопирита установлены в зернах кварца, что свидетельствует, по-видимому, о позднем времени образования минерала. Спектральным анализом в халькопирите установлено наличие Al, Mg, Si (очень слабые линии), Fe (средние линии), Cu (очень сильные линии).

Пирротин. Единичные зерна пирротина обнаружены в одной пробе плагиоклазовых гранитоидов и в двух пробах пегматоидных гранитов. Пирротин встречается в пирамидальных или пластинчатых гексагональных кристаллах, а также в зернах неправильной формы, по размеру не превышающих 0.4 мм. Цвет пирротина бронзово-желтый, блеск металлический, в призматических кристаллах вдоль удлинения иногда обнаруживается резкая штриховка. Минерал сильно магнитен.

Молибденит. Небольшие количества молибденита отмечены в одной пробе плагиоклазовых гранитоидов и во многих пробах среднезернистых и пегматоидных гранитов. Молибденит встречается в пластинчатых кристаллах гексагонального облика, а также в пластинках изометрической формы размером 0.1—0.3 мм. Минерал имеет серо-стальной цвет, сильный металлический блеск и весьма совершенную спайность.

Таблица 3
Результаты рентгеновского исследования самородного железа

Проба		α -железо (Михеев, 1957)	
$\frac{J}{J_1}$	$\frac{d_\alpha}{n}$	$\frac{J}{J_1}$	$\frac{d_\alpha}{n}$
10	2.029	9	2.022
6	1.433	7	1.430
10	1.17	10	1.168
10	1.013	7	1.012

Поверхность пластинок молибденита обычно неровная, мелкоямчатая и, реже, гладкая и блестящая. Включения пластинок молибденита наблюдались в кварце и мусковите, что позволяет связывать время образования минерала с процессами грейзенизации породы. Спектральным анализом в молибдените установлено наличие Mg, Fe, Cu, Cr, Bi (очень слабые линии), Si (слабые линии), Mo (очень сильные линии).

Бисмоклит и бисмутит. Бисмоклит (BiOCl) и бисмутит ($\text{Bi}_2\text{CO}_3\cdot\text{OH}$) встречаются в виде примазок и корочек на зернах самородного висмута, иногда целиком заменяя зерна висмута с образованием полных псевдоморфоз. Вещество псевдоморфоз плотное, иногда зернистое, зеленовато-серого, желтовато-серого, кремового цвета. Качественным спектральным анализом в нем установлено присутствие Mn, Sn, Mo, V, Ti, Cu, Co, Sr, Cr, Na, K (очень слабые линии), Pb, Mg, Ag, Yb, Zr (слабые линии), Si, Fe, Al, Y (средние линии), Bi (очень сильные линии).

Бисмоклит имеет белый, светло-серый цвет, перед паяльной трубкой легко плавится. Под микроскопом слабоанизотропен, цвет его зеленовато-бурый. Параметры элементарной ячейки минерала, рассчитанные по результатам индифференцирования, произведенного А. П. Денисовым: $a = 3.863 \pm 0.003$ кХ, $c = 7.415 \pm 0.003$ кХ. Минерал тетрагональной сингонии, пространственная группа симметрии $D_{4h}^{27} = \frac{p4}{mmm}$.

Бисмутит внешне отличается от бисмоклита желтоватым цветом, а также лучшей растворимостью в кислотах. Под микроскопом он имеет бледную желтовато-зеленоватую окраску, анизотропен. Результаты рентгеновского исследования показали сходство изученного образца с эталонным бисмутитом.

Морфологические особенности выделений бисмутита и бисмоклита свидетельствуют о их возникновении по самородному висмуту в результате гидротермальной переработки породы или в гипергенных условиях, что согласуется с данными, имеющимися в литературе (Бетехтин, 1950; Чухров, и др., 1960).

Флюорит. Небольшие количества флюорита, обычно не достигающие весовых значений ($< 1 \cdot 10^{-3}\%$), обнаружены в некоторых пробах среднезернистых и пегматоидных гранитов. Флюорит встречается в зернах неправильной формы, остроугольных осколках и, реже, в правильных октаэдрических кристаллах. Размер зерен флюорита не превышает 1.5—2.0 мм. Минерал имеет фиолетовую окраску, часто имеющую неравномерное, пятнистое распределение и различную интенсивность в пределах одного зерна. Под микроскопом прозрачен и имеет слабый фиолетовый цвет. Изотропен, $N = 1.434$.

Магнетит. Наибольшее количество магнетита содержат аплитовидные граниты, плагиоклазовые гранитоиды и аплиты (среднее соответственно $336 \cdot 10^{-3}$, $250 \cdot 10^{-3}$, $176 \cdot 10^{-3}\%$). В среднезернистых гранитах количество магнетита редко достигает весовых значений ($< 1 \cdot 10^{-3}\%$). В пегматоидных гранитах наибольшим содержанием этого минерала характеризуются гибридизированные граниты вблизи контакта с вмещающими породами и вблизи ксенолитов (до $206 \cdot 10^{-3}\%$). Пегматоидные граниты, не имеющие следов контаминации, содержат небольшое количество магнетита, и в отдельных пробах он полностью отсутствует.

Магнетит присутствует в хорошо образованных октаэдрических кристаллах или зернах неправильной формы размером от десятых долей миллиметров до 2—3 мм в поперечнике. Реже встречаются ксеноморфные выделения магнетита, имеющие, по-видимому, интерстициальный характер и переполненные включениями зерен породообразующих и некоторых аксессуарных минералов. В пегматоидных гранитах возле кон-

такта с вмещающими породами размер кристаллов магнетита достигает 1.0 см. На гранях кристаллов часто наблюдается большое количество ступеней роста, образование которых иногда объясняется процессами растворения минерала (Ляхович, 1959). Наибольшее количество ступеней роста имеют кристаллы магнетита плагиоклазовых гранитоидов и аплитовидных гранитов, наименьшее — кристаллы магнетита из пегматоидных гранитов. Иногда встречаются сростки 2—3 одинаковых по размеру кристалликов или нарастания мелких кристалликов магнетита на грани более крупного кристалла искаженной октаэдрической формы. В свежих сколах цвет магнетита смоляно-черный, блеск сильный металлический. На поверхностях ограничения кристаллов часто наблюдается сине-фиолетовая побежалость.

Наблюдения в шлифах и искусственных шлихах свидетельствуют о различном времени кристаллизации магнетита в гранитоидах выделенных групп.

В плагиоклазовых гранитоидах включения магнетита наблюдались в плагиоклазе, кварце и слюдах. В то же время мелкие зерна этих минералов совместно с зернами апатита включены в кристаллики и ксеноморфные выделения магнетита. Образование магнетита происходило одновременного или несколько раньше, по отношению к плагиоклазу и кварцу, и заканчивалось, по-видимому, в период разрушения и замещения биотита.

В аплитовидных гранитах и аплитах включения кристалликов магнетита наблюдались в плагиоклазе, кварце, а также во многих акцессорных минералах — цирконе, апатите, сфене и гранате. Для аплитовидных гранитов, так же как и для плагиоклазовых гранитоидов, характерным является почти полное отсутствие включений магнетита в зерна микроклина, что свидетельствует о кристаллизации главной массы магнетита в период, предшествующий образованию микроклина.

В среднезернистых и пегматоидных гранитах наибольшее количество зерен магнетита наблюдалось включенными в зерна плагиоклаза, являющегося самым ранним пороодообразующим минералом породы. Меньшее количество зерен магнетита приурочено к межзерновым промежуткам и трещинкам в породе. Изложенные выше наблюдения свидетельствуют о сравнительно раннем времени образования главной массы магнетита в среднезернистых и пегматоидных гранитах.

Р у т и л. Единичные зерна рутила диагностированы в отдельных пробах аплитовидных и пегматоидных гранитов.

Рутил образует длиннопризматические тетрагональные кристаллы, характеризующиеся наличием граней призмы (110) и дипирамиды (111). В аплитовидных гранитах встречаются зерна рутила эллипсоидальной формы, со сглаженными ребрами и притупленными углами. Размер зерен рутила колеблется в пределах 0.1—0.25 мм. В кристаллах иногда отчетливо заметны две системы спайности — хорошая по (110) и средняя по (100); встречаются характерные коленчатые двойники. Блеск минерала сильный алмазный, цвет варьирует от темно-красновато-бурого до черного. В иммерсионном препарате рутил полупрозрачен, за исключением темно-окрашенных кристаллов, просвечивающих только при введении линзы Лазо. Во внутренних частях кристаллов наблюдается большое количество мелких непрозрачных включений, концентрирующихся в центральной части зерен.

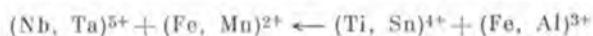
И л ь м е н о р у т и л. Несколько зерен ильменорутила обнаружено в пробе пегматоидных гранитов одного из малых массивов.

Ильменорутил встречается в плохо образованных дипирамидальных призматических кристаллах или зернах неправильной формы размером 0.2—0.3 мм. На гранях кристаллов иногда отмечается резкая вертикальная штриховка. Цвет минерала черный, блеск яркий, метал-

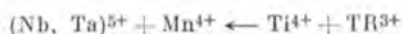
ловидный. В иммерсионном препарате минерал прозрачен в тонких сколах и плеохроирует от желтовато-коричневого цвета по N_g до сине-зеленого по N_p . Одноосный, положительный, $N > 2.0$. Сравнение межплоскостных расстояний и интенсивности линий изученного ильменорутила с эталонным показало их хорошее сходство. Полуколичественным спектральным анализом (аналитик В. А. Галибин, ЛГУ) в ильменорутиле установлены Si (>1), Al (>1), Mg (0.3), Ca (<1), Fe (2), Mn (0.01), Ti (>10), V (0.05), Cr (0.001), Zr (0.005), Nb (1), Pb (0.001), Zn (0.01), Sn (0.03), Ga (0.01), Sc (0.01%), следы Cu, Ag, Be, Bi.

К о л у м б и т. Диагностирован колумбит в одной пробе среднезернистых гранитов и во многих пробах пегматоидных гранитов, где содержится обычно в единичных зернах.

Колумбит встречается в виде пластинчатых или таблитчатых кристаллов размером 0.2—0.6 мм, главными габитусными формами которых являются пинакоиды (010) и (100). Цвет минерала черный, блеск сильный смолистый. Характерен мелкоямчатый, неровный излом. Хрупок. Не просвечивает даже в тонких осколках. На гранях кристаллов иногда наблюдаются тонкие примазки и корочки белого цвета, являющиеся, по-видимому, продуктами вторичного изменения колумбита. Дебаеграмма изученного минерала показала его сходство с колумбитом-танталитом. Полуколичественным спектральным анализом (аналитик В. А. Галибин, ЛГУ) в нем установлены: Sc (0.03), V (0.9) Yb (0.09), Ce (0.3), Nb (>10), Ta (1.5), Pb (0.3), Zn (0.03), Sn (0.03), Ti (1.5), Mn (6), Fe (>10), Mg (<0.003), Al (<0.3), Si ($<3\%$), следы Be, Cu, V. В изученном минерале ниобий значительно преобладает над танталом, что дает основание отнести минерал к колумбиту (Кузьменко, 1959). Наличие большого количества примесей в колумбите объясняется, с одной стороны, изоморфным вхождением части элементов-примесей в колумбит по схемам и др.,



или



а с другой стороны — наличием механических включений породообразующих и аксессуарных минералов (Гинзбург, 1956).

Ф е р г ю с о н и т. Обнаружен в пробе амазонитовых пегматоидных гранитов одного из малых массивов, где встречается в удлиненных, несколько уплощенных зернах размером до 3 мм. Цвет минерала темно-желтый, излом раковистый до неровного. Под микроскопом в тонких сколах прозрачен, бесцветен или окрашен в желтовато-бурые тона, изотропен или слабо двупреломляет. Полностью растворяется в азотной кислоте с образованием белого осадка. Рентгеновское исследование минерала показало его хорошее сходство с эталонным фергюсонитом. Качественным спектральным анализом в фергюсоните обнаружены Be, Sc, Mn, Ce, La, Cu, Na (очень слабые линии), Ta, Mg, Bi (слабые линии), Pb, Th, Si, Fe, Al, Zr (средние линии), Nb, Y, Ca (очень сильные линии).

Ш п и н е л ь. Единичные зерна шпинели обнаружены в отдельных пробах среднезернистых и пегматоидных гранитов. Шпинель образует правильные или искаженные октаэдрические кристаллы размером от сотых долей миллиметра до 0.2—0.3 мм. Изредка встречаются двойники по шпинелевому закону (III). Цвет минерала бутылочно-зеленый или темно-зеленый, блеск стеклянный. Характерна высокая твердость. Под микроскопом шпинель изотропна, прозрачна, светло-зеленого цвета, $N=1.80$. Спектральным анализом в шпинели установлены Mn, Mg, Na (очень слабые линии), Si (слабые линии), Fe, Al (средние линии), Zn (очень сильные линии).

По составу изученная шпинель относится к цинковой разновидности минерала (ганиту).

Апатит. Содержание апатита увеличивается от пегматоидных и среднезернистых гранитов (среднее соответственно $3 \cdot 10^{-3}$ и $4 \cdot 10^{-3}\%$) к аплитам и аплитовидным гранитам (соответственно $5 \cdot 10^{-3}$ и $30 \cdot 10^{-3}\%$) и резко увеличивается в плагиоклазовых гранитоидах ($194 \cdot 10^{-3}\%$). Увеличение содержания апатита находится в соответствии с увеличением основности пород.

Апатит встречается в удлиненных призматических кристаллах, образованных комбинацией граней призмы (1010), дипирамиды (1124) и пинакоида (0001), а также в зернах неправильной формы размером 0.05—1.0 мм. В плагиоклазовых гранитоидах и аплитовидных гранитах часто наблюдаются округлые, как бы окатанные зерна с шероховатой или гладкой поверхностью. Кристаллики или зерна апатита обычно водян-но-прозрачны, бесцветны или со слабым голубоватым оттенком. Голубая окраска более свойственна апатиту из пегматоидных гранитов. На гранях кристаллов часто наблюдается продольная штриховка, хорошо выражена отдельность по (0001). Показатели преломления апатита характеризуются постоянством ($N_e = 1.631-1.636$, $N_o = 1.634-1.639$) и соответствуют показателям преломления фтор-apatита (Бетехтин, 1950).

Время кристаллизации апатита в плагиоклазовых гранитоидах было, по-видимому, длительным, что определяется наличием включений кристалликов апатита во многие порообразующие и некоторые акцессорные минералы (плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит). В аплитовидных, среднезернистых и пегматоидных гранитах главная масса апатита кристаллизовалась, по-видимому, в заключительные этапы формирования породы, о чем свидетельствует приуроченность значительного количества кристалликов апатита к межзерновым промежуткам и трещинкам в породе.

Средние содержания элементов-примесей в апатитах, вычисленные по

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в апатитах

Порода	Количество проб	K	Sr	Ba	Na	Y	Yb	La	Nb	Zr	Sn	Pb	Cu	Bi	Cr	Ti	Mg	Mn	Fe
Пегматоидные граниты	6		0.08	< 0.01	0.26	0.18	0.013	0.03	He обн.	0.014	0.003	0.002	< 0.001	0.001	He обн.	0.004	0.045	0.24	0.27
Среднезернистые граниты	1		0.07	< 0.01	0.02	0.10	0.01	< 0.03	То же	0.1	He обн.	0.001	< 0.001	He обн.	Следы.	0.006	0.02	0.07	0.03
Аплитовидные граниты	4		0.02	< 0.01	0.04	0.15	0.008	0.03	< 0.003	0.012	0.001	0.002	0.001	0.004	< 0.001	0.014	0.018	0.14	0.19
Плагиоклазовые гранитоиды	5		0.11	0.07	0.02	0.002	< 0.002	< 0.03	< 0.003	0.019	< 0.001	0.004	< 0.001	0.002	< 0.001	0.038	0.064	0.11	0.24

Примечание. Al и Si не определялись.

данным полуколичественного спектрального анализа (аналитики В. А. Галибин, ЛГУ; С. П. Атаманова, Кольский филиал АН СССР), приведены в табл. 4.

Наибольшее количество редких земель и иттрия содержат апатиты из пегматоидных гранитов, наименьшее — апатиты из плагиоклазовых гранитоидов. Нахождение редких земель и иттрия в апатите объясняется изоморфным замещением ими кальция по схеме $(\text{Tr}, \text{Y})^{3+} + \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$. По данным ряда исследователей низкотемпературные апатиты характеризуются пониженным содержанием редких земель (Ферман, 1940; Герасимовский, Туранская, 1957, и др.).

Наибольшее количество натрия, магния и железа отмечается в апатитах из пегматоидных гранитов и плагиоклазовых гранитоидов, наименьшее — в апатитах из среднезернистых гранитов. Наличие магния и железа объясняется изоморфным замещением ими кальция (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953) и имеет, по-видимому, ограниченный характер вследствие значительной разницы в размерах их ионных радиусов ($R_{\text{Ca}^{2+}} = 1.06 \text{ \AA}$, $R_{\text{Fe}^{2+}} = 0.82 \text{ \AA}$, $R_{\text{Mg}^{2+}} = 0.78 \text{ \AA}$).

Частично наличие этих элементов может быть обусловлено включениями мелких частиц биотита и магнетита. Вхождение натрия в апатит также объясняется замещением им кальция (Борнеман-Старынкевич, 1938; А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953).

Наибольшим содержанием стронция характеризуются апатиты из плагиоклазовых гранитоидов (0.11%), наименьшим — апатиты из аплитовидных гранитов (0.02%). Количество стронция в большинстве проб ниже предела чувствительности анализа (0.01%).

Стронций в апатите изоморфно замещает кальций (Борнеман-Старынкевич, 1938; Бетехтин, 1950). Вхождение бария в структуру апатита ограничено вследствие значительного различия ионных радиусов кальция и бария ($R_{\text{Ba}^{2+}} = 1.43 \text{ \AA}$).

Наибольшее количество марганца содержат апатиты из пегматоидных гранитов, что соответствует данным Е. К. Лазаренко (1951) и Е. М. Еськовой (1959) о наличии повышенных содержаний этого элемента в апатитах из гранитных пегматитов. Голубая окраска апатита объясняется нахождением этого элемента в форме Mn^{2+} (Дэна и др., 1954) или Mn^{3+} (Васильева, 1958), замещающего Ca^{2+} .

Содержание Nb, Zr, Sn, Pb, Cu, Bi, Ti, Cr в исследованных апатитах не превышает сотых долей процента и главным образом обусловлено, по-видимому, наличием механических примесей некоторых акцессорных минералов (магнетит, циркон и др.).

Монацит. Является характерным акцессорным минералом среднезернистых и пегматоидных гранитов (среднее соответственно $3 \cdot 10^{-3}$ и $6 \cdot 10^{-3}$, в отдельных пробах его содержание достигает $20-26 \cdot 10^{-3}\%$). В аплитовидных гранитах монацит иногда содержится в единичных зернах и его количество редко достигает весовых значений.

Монацит встречается главным образом в таблитчатых кристаллах, образованных комбинацией преобладающих граней пинакоида (100) и подчиненных им граней (101) и (010). В меньшем количестве совместно с монацитом таблитчатого габитуса наблюдаются длиннопризматические игольчатые кристаллы, вытянутые по (001), с остроконечными головками. Размер кристаллов варьирует от 0.1 до 4 мм. Цвет монацита янтарно-желтый, медово-желтый, желтовато-бурый, бурый. Обычно минерал прозрачен или просвечивает. Крупные кристаллы монацита полупрозрачны или непрозрачны. Блеск минерала жирный или, реже, смолистый. В иммерсии монацит бледно-желтый, прозрачен. В темноокрашенных мона-

цитах окраска часто распределяется пятнисто. Минерал двуосный, положительный, $2V_{Np} = 5-20^\circ$. В жидкости с $N = 1.78$ обнаруживает ясную псевдоабсорбцию. Вторичные изменения монацита определяются образованием на гранях кристаллов тонких корочек белого цвета, а также бурых корочек гидроокислов железа.

Результаты спектрального и радиохимического изучения монацита следующие:

Be 0.004	Mn 0.1
Y 3	Mg 0.03
Yb 0.3	Ca 3.0
La > 10	Fe 0.54
Ce > 10	Si < 10
Zr 0.12	Al < 0.1
Pb 0.15	Th 8.26
Cu < 0.001	
Bi 0.01	

По данным В. В. Белова (1937), А. Г. Бетехтина (1950) и др., вхождение тория ($R_{iTh^{4+}} = 1.10 \text{ \AA}$), циркония ($R_{iZr^{4+}} = 0.87 \text{ \AA}$) и кальция ($R_{iCa^{2+}} = 1.06 \text{ \AA}$) возможно при изоморфном замещении ими редких земель ($R_{iCe^{3+}} = 1.18 \text{ \AA}$, $R_{iLa^{3+}} = 1.22 \text{ \AA}$). При замещении редких земель торием фосфор в монаците замещается кремнием по схеме



(Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. II, 1964, стр. 282).

По содержанию тория изученные монациты близки с монацитам Бразилии (среднее 7.8% Th — Murata a. oth., 1959).

Наличие свинца в значительной мере обусловлено процессом радиоактивного распада тория и, возможно, урана. Примеси железа, висмута и меди объясняются присутствием механических примесей биотита, магнетита и висмутсодержащих минералов.

Ксенотим. Этот минерал встречается исключительно в пегматитовых гранитах Стрельнинского массива и малых массивов, где в отдельных пробах его содержание достигает $7 \cdot 10^{-3}\%$.

Ксенотим присутствует в кристаллах бипирамидального облика, образованных комбинацией граней (011), иногда в сочетании с гранями призмы (010). Значительно реже встречаются призматические кристаллы ксенотима «цирконового» облика, с преобладающим развитием граней призмы (110), (010) и бипирамиды (011). Размер кристаллов варьирует от 0.1 до 0.8—1.0 мм. Изредка встречаются двойниковые сростания бипирамидальных кристаллов ксенотима. Мелкие неизмененные кристаллики ксенотима окрашены в зеленоватый или зеленовато-бурый цвет, прозрачны или полупрозрачны. Крупные кристаллы ксенотима имеют фисташково-зеленый или белый цвет, непрозрачны. Под микроскопом ксенотим бесцветен или слегка зеленоват, $N_e = 1.720$, минерал одноосный, положительный. Измененный разновидности минерала по трещинкам спайности замутнены темно-зелеными налетами вторичных продуктов изменения.

В шлихах наблюдались сростания ксенотима с кристаллами монацита и цитолита, когда призматические кристаллы цитолита как бы протыкали кристаллы ксенотима, при параллельном расположении осей симметрии 4-го порядка.

Циркон и циртолит. Наибольшее количество циркона содержат плагноклазовые гранитоиды (среднее $10 \cdot 10^{-3}\%$), аплитовидные граниты и аплиты ($8 \cdot 10^{-3}\%$) и наименьшее — среднезернистые граниты ($2 \cdot 10^{-3}\%$). Содержание циркона в пегматоидных гранитах Стрельнинского массива и малых массивов одинаково и составляет $3 \cdot 10^{-3}\%$.

Размер кристаллов циркона варьирует в широких пределах — от сотых долей миллиметра до 1.5—2.0 мм, причем в одной пробе циркон представлен различными по размеру кристалликами.

Окраска циркона изменчива: от светло-коричневой, почти бесцветной до розовой, желтовато-бурой и красно-бурой, причем наиболее темно-окрашенными являются относительно крупные кристаллы.

Простые формы кристаллов циркона немногочисленны и представлены тетрагональными призмами (110), (100) и дипирамидами (111) и (311). Для плагноклазовых гранитоидов и аплитовидных гранитов характерны среднепризматические кристаллы «гиацинтового» типа с преобладающим развитием граней призмы (100) и дипирамиды (111). Грани призмы (110) обычно развиты слабо или полностью отсутствуют. Значительно реже встречаются кристаллы «цирконового» типа, образованные комбинацией форм (111) и (110). Кристаллы циркона в плагноклазовых гранитах часто плохо образованы, имеют мелкоямчатую поверхность, округленные грани и искривленные ребра. Иногда отмечаются уплощенные по (100), как бы сплюснутые кристаллы, а также параллельные срастания кристаллов циркона и коленчатые двойники «рутилового» типа. В иммерсии у большинства зерен циркона наблюдается зональное строение, обусловленное более темной окраской внутренних частей кристаллов. Минерал положительный, одноосный, реже аномальнодвуосный, с углом $2V$ от 10 до 15°.

Циркон из жильных аплитов представлен плохо образованными кристаллами циртолитового типа с неровными, бугорчатыми гранями и искривленными ребрами. Доминирующими простыми формами являются грани призмы (100) и дипирамиды (111). Кристаллы обычно имеют темную окраску, для них характерны низкое двупреломление (0.003—0.005) или полная изотропность. Под микроскопом просвечиваются лишь в тонких сколах и при введении линзы Лазо.

В среднезернистых и пегматоидных гранитах мелкие кристаллы циркона (от 0.01 до 0.1—0.2 мм) образованы комбинацией граней (111) и (100). В более крупных кристаллах появляются грани призмы (110) и дипирамиды (311). В пегматоидных гранитах часто встречаются длиннопризматические кристаллы циртолита с неровными гранями, искривленными ребрами, а также сростки этих кристаллов. Под микроскопом циртолит имеет бурый, красновато-бурый цвет, изотропен или слабо двупреломляет.

Рассмотрение статистически обработанных данных измерения кристаллов циркона (l/d) показывает, что в аплитовидных гранитах и аплитах максимум величины l/d находится в пределах 1.5—3.0 (рис. 2). Цирконы из аплитов характеризуются большей удлиненностью по сравнению с аплитовидными гранитами, что в ряде случаев является типичным для жильных дериватов гранитоидов (Львов, Петрова, 1964). Максимальные значения l/d для цирконов из плагноклазовых гранитоидов, среднезернистых и пегматоидных гранитов находятся в пределах 2.0—3.0, что является характерным для гранитов (Polderwaard, 1956). Цирконы из среднезернистых и пегматоидных гранитов характеризуются наибольшим разбросом значений l/d , и вариационные графики для них сильно растянуты по оси абсцисс и в целом имеют одинаковую конфигурацию.

Наблюдения в шлифах показывают, что во всех гранитоидах района время кристаллизации циркона было длительным, причем образование главной массы циркона происходило в поздний период формирования породы.

Состав элементов-примесей в цирконах, по данным полуколичественного спектрального анализа (аналитики В. А. Галибин и С. П. Атаманова), приведен в табл. 5.

По данным ряда исследователей (Костылева, 1939; Туровский, 1955; Борисенко, 1957; Таусон, 1961; Львов, Петрова, 1964), большинство элементов-примесей изоморфно замещает цирконий. Сюда относятся Hf, Sc, TR, Y, Nb, Th, Ti, Mg, Mn, Ca, Fe. Наличие таких элементов, как Fe, Mg, Ti, Ca и др., частично может быть обусловлено присутствием ме-

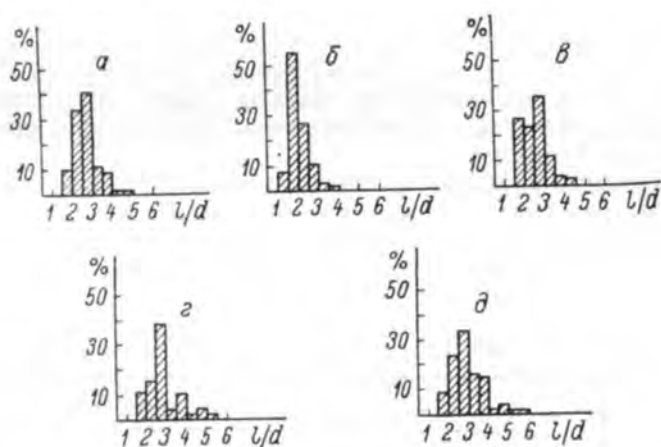


Рис. 2. Вариационные диаграммы удлиненности кристаллов циркона.

а — плагиоклазовые гранитоиды; б — аплитовидные граниты; в — аплиты; г — среднезернистые граниты; д — пегматоидные граниты.

ханических включений породообразующих и акцессорных минералов. Наличие бериллия объясняется, по-видимому, изоморфным замещением им кремния или механическими включениями берилла в кристаллы циркона.

Как видно из табл. 5, наибольшим содержанием иттербия, лантана, ниобия и тория характеризуются цирконы пегматоидных гранитов. Наибольшее количество иттрия содержат цирконы аплитовидных гранитов. Цирконы из плагиоклазовых гранитоидов отличаются низким содержанием иттрия и лантана, а по содержанию иттербия приближаются к цирконам пегматоидных гранитов. Содержание HfO_2 в цирконах колеблется от 1.46 до 6.85% (табл. 6), наибольшее количество HfO_2 определено в цирконах из пегматоидных гранитов малых массивов и в цирконах жильных аплитов, что согласуется с данными о накоплении гафния в поздних дифференциатах гранитной магмы (Тугаринов, Вайнштейн, 1959; Таусон, 1961; Ляхович, Шевалеевский, 1962). Величина отношения $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ в изученных цирконах колеблется от 8.5 до 43.2, наибольшими величинами $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ характеризуются цирконы из плагиоклазовых гранитоидов. В цирконах из гранитов Стрельнинского массива и малых массивов величина $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ более чем в три раза уменьшается от среднезернистых гранитов к пегматоидным гранитам малых массивов и достигает в последних минимальной величины для изученных цирконов (8.5).

Порода	Количество проб	Be	Sc	Ca	Sr	Ba	Na	Y	Yb	La	Nb
Пегматоидные граниты . .	7	0.003	0.01	0.39	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.340	0.039	0.07	0.015
Аплитовидные граниты . .	6	< 0.001	0.01	0.21	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.482	0.013	0.02	Не обн.
Плагноклазовые гранитоиды . . .	2	< 0.001	0.06	1.30	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.165	0.037	0.02	Не обн.

С ф е н. Характерный минерал плагноклазовых гранитоидов и аплитовидных гранитов (среднее соответственно $153 \cdot 10^{-3}$ и $16 \cdot 10^{-3}\%$). Среднезернистые и пегматоидные граниты обычно не содержат сфена, и небольшие количества его наблюдаются лишь в гибридизированных разновидностях гранитов.

В аплитовидных гранитах и плагноклазовых гранитоидах могут быть выделены две разновидности сфена — бурый и белый сфен.

Сфен бурый образует уплощенные клиновидные кристаллы от 0.03—0.05 до 1.5 мм. Углы кристаллов сглажены, и в целом кристаллы имеют

Таблица 6

Значения ZrO_2/HfO_2 и содержание HfO_2 в цирконах

Порода	Массивы	Количество проб	Пределы колебаний		Среднее	
			HfO_2	ZrO_2/HfO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2
Пегматоидные граниты.	Малые	3	3.98—6.85	8.5—16.0	4.98	13.5
	Стрельнинский	5	1.77—3.34	18.2—37.0	2.40	27.5
Среднезернистые граниты.	Малые	1	1.62	38.0	1.62	38.0
Аплиты.	Березовский . .	3	3.23—4.49	14.0—18.6	3.90	15.9
Аплитовидные граниты.	»	5	1.83—2.88	20.8—35.0	2.29	27.9
Плагноклазовые гранитоиды, вмещающие Стрельнинский, Березовский и малые массивы		4	1.46—1.86	33.1—43.2	1.59	40.0

Примечание. Анализы выполнены Н. Н. Колесниковым и М. Ф. Дилиной (Жильский филиал АН СССР).

как бы «оплавленный» вид, характеризующийся отсутствием острых углов и четких ограничений. Реже наблюдаются агрегаты мелких зерен бурого сфена, включающие мелкие пластинки биотита и зерна кварца. Цвет варьирует от темно-бурого, почти черного до желто-бурого и коричневого. Обычно полупрозрачен и просвечивает лишь в тонких сколах. Блеск сильный стеклянный до жирного, излом неровный. Бурый сфен составляет по объему 90—95% от всего количества сфена в породах.

Сфен белый встречается в хорошо образованных уплощенных кристаллах размером от сотых долей миллиметра до 0.8 мм с ясно выраженными плоскостями ограничения. Цвет сфена белый, светло-желтый, палевый, блеск стеклянный. Крупные кристаллы часто трещиноваты и несут боль-

примесей в цирконах

Pb	Zn	Cu	Mo	Ag	Th	Bi	V	Ti	Mg	Mn	Fe
0.015	0.010	0.003	0.0035	Не обн.	0.36	0.003	< 0.001	0.02	0.02	0.045	0.19
0.013	0.002	0.005	< 0.001	0.0002	0.06	0.003	< 0.001	0.14	0.02	0.11	0.30
0.004	Не обн.	0.006	0.006	0.0006	< 0.01	Не обн.	< 0.001	3.26	0.035	0.03	0.13

шое количество мелких непрозрачных включений. Помимо образования отдельных кристаллов белого сфена, характерно обрастание им бурого сфена, являющегося центральной, «ядерной» частью зерна. Граница между бурым и белым сфеном в таких зернах обычно резкая, что позволяет предполагать существование двух этапов образования сфена.

Наблюдения в шлифах свидетельствуют о позднем времени образования сфена, позже главной массы породообразующих и аксессуарных минералов аплитовидных гранитов и плагиоклазовых гранитоидов.

Спектральным анализом (аналитик С. П. Атаманова) в четырех пробах сфена из аплитовидных гранитов и плагиоклазовых гранитоидов обнаружено более 20 элементов-примесей (табл. 7), большая часть которых, по-видимому, входит в состав сфена, изоморфно замещая титан, кальций или кислород (Забавникова, 1957). Сюда относятся TR, Y, Th, Na, K, Sc, Mn, Sr, Ba, Pb, изоморфно замещающие кальций, Sn, Ga, Mo, Al, Fe, Nb, Ta, Mg, Zr, V, Cr, замещающие титан. Наличие примесей P и Be обусловлено, по-видимому, изоморфным замещением этими элементами кислорода. Присутствие Cu, Bi, а также части Al, Mg, Fe, P, Zr скорее всего объясняется наличием механических включений.

Сфены аплитовидных гранитов отличаются от сфенов из плагиоклазовых гранитоидов присутствием примесей Be, Sc, Ga, Th, повышенным содержанием Y, TR, Nb, Zr, Sn, Pb, Cu, Mg, Mn, Fe и P.

О р т и т. Наибольшие содержания ортита установлены в плагиоклазовых гранитоидах (среднее $9 \cdot 10^{-3}\%$). В аплитовидных гранитах ортит присутствует не во всех пробах и встречается в единичных зернах.

Для ортита характерна ассоциация с эпидотом, образующим оболочку вокруг зерна ортита, самостоятельные зерна ортита встречаются редко. «Ядра» ортита в кристаллах эпидота имеют изометрическую или эллипсоидную форму и по размеру не превышают 0.5 мм. Цвет ортита колеблется от светло-бурого до коричневого или темно-коричневого. Блеск стеклянный или жирный, излом полураковичный, неровный. Минерал двуосный, отрицательный. Показатели преломления ортита, определенные В. В. Колесниковой: $N_g=1.762$, $N_m=1.755$, $N_p=1.732$, $N_g-N_p=0.030$, $2V=57^\circ \pm 4$. Процессы вторичного изменения приводят к снижению двупреломления (до 0.010) и уменьшению величины показателей преломления ортита. Спектральным анализом образца, состоящего из $2/3$ эпидота и $1/3$ ортита (аналитик С. П. Атаманова) обнаружены следующие элементы: Be, Yb — следы, Sc (0.03—0.1), P (0.3), Mn (0.3—1.0), Pb (0.003—0.01), Sn (0.001—0.003), Mg (0.03), Ga (0.01—0.03), Fe (≥ 10), V (0.01—0.03), Ti (0.3—1.0), Y (0.03—0.1), La (0.3—1.0), Cu (0.01—0.03), Zr (0.1), Ca (3—10), Sr (0.01—0.03), Cr (0.001), Ba (0.01—0.03), Na (0.1—0.3%).

Г р а н а т. Содержание граната возрастает от аплитовидных гранитов и аплитов (среднее $3 \cdot 10^{-3}$ и $15 \cdot 10^{-3}\%$) к среднезернистым и

Содержание элементов-примесей в сфенах

Порода	Количество проб	Be	Sc	Ga	Sr	Ba	Na	Y	Yb	La	Nb	Zr	Sn	Pb	Cu	Mo	Th	Bi	Cr	V	Mg	Mn	Fe	P
Аплитовидные граниты	2	< 0,001	0,002	0,001	< 0,01	≤ 0,01	0,1	0,17	0,02	0,01	0,25	0,15	0,08	0,02	0,011	< 0,001	0,01	0,003	He обн.	0,035	0,12	0,13	0,42	0,1
Пангизовские гранитоиды	2	He обн.	He обн.	He обн.	0,02	< 0,01	0,07	0,035	0,006	He обн.	0,20	0,02	0,003	0,005	0,004	0,006	He обн.	0,002	< 0,001	0,11	0,07	0,05	0,20	0,05

пегматоидным гранитам. Наибольшее количество граната содержат пегматоидные граниты малых массивов (среднее $386 \cdot 10^{-3}\%$), характеризующиеся резко неравномерным распределением этого минерала в породах различных массивов.

В аплитовидных гранитах и аплитах гранат присутствует в плохо образованных кристаллах с гранями ромбододекаэдра и пентагондододекаэдра, размером 0,1—0,5 мм, а также в зернах неправильной формы и остроугольных обломках. Цвет граната красновато-бурый, характерны мелкоямчатая поверхность и раковистый излом зерен. В среднезернистых и пегматоидных гранитах гранат встречается в округлых изометрических кристаллах от 0,5 до 1—5 мм, образованных гранями ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра. Цвет граната розовато-красный, иногда с едва уловимым сиреневым оттенком. Показатели преломления и удельный вес гранатов приведены в табл. 8.

В аплитовидных гранатах и аплитах включения мелких зерен граната наблюдались во многих породообразующих минералах (полевых шпатах, кварце, биотите), что свидетельствует о длительном времени кристаллизации граната в этих породах. В среднезернистых и, особенно, в пегматоидных гранитах главная масса кристалликов граната приурочена к межзерновым промежуткам, трещинкам в породе, а также наблюдается во включениях в пластинках мусковита, что определяется, по-видимому, значительной ролью процессов аутометасоматического изменения породы при образовании граната.

Результаты полуколичественных спектральных анализов гранатов (аналитики С. П. Атаманова и В. С. Мезенцев) приведены в табл. 8. Гранаты из аплитовидных гранитов содержат большее количество кальция и железа по сравнению с гранатами из среднезернистых и пегматоидных гранитов, обогащенных марганцем. Наибольшее количество элементов-примесей обнаружено в гранатах из пегматоидных гранитов, наименьшее — в гранатах из среднезернистых гранитов. В работах В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954), А. Н. и Г. Винчелл (1953), А. С. Дудыкиной (1959) показано, что большинство элементов-примесей изоморфно входит в катионную часть граната, замещая железо, марганец, магний и кальций. В то же время необходимо отметить, что наличие некоторых элементов в составе граната (Be, Y, TR, Zr, Bi, Ti, V, Mo, Na) обуславливается наличием механических включений породообразующих и акцессорных минералов (берилл, монацит, ксенотим, циркон, магнетит и др.).

Результаты спектрального изучения гранатов показывают, что данные А. С. Дудыкиной (1959)

об отсутствии в гранатах Кольского полуострова примесей бериллия, олова, свинца и скандия нашими исследованиями не подтверждаются и нуждаются в уточнении.

Т о р и т. Небольшие количества торита, обычно не достигающие весовых значений, обнаружены в нескольких пробах пегматоидных гранитов Стрельнинского массива.

Торит встречается в призматических кристаллах «цирконового» типа, образованных комбинацией граней тетрагональной призмы (110) и дипирамиды (111). Размер кристаллов колеблется от 0.3 до 1.0 мм. Цвет минерала сургучно-красный, реже темно-бурый, канареечно-желтый, блеск стеклянный до смолистого, излом раковистый. Под микроскопом торит полностью изотропен, $N \sim 1.85$. В соляной кислоте медленно растворяется с выделением пузырьков газа, реакция на торий положительная. Спектральным анализом в образце торита установлены Sn, Ga, Bi, V, Na, Li, K (очень слабые линии), Be, Sc, Mg, La, Cu, U (слабые линии), Mn, Yb, Zr (средние линии), Pb, Si, Al, Ca, P (сильные линии), Th, Fe, Y (очень сильные линии).

Т у р м а л и н. Единичные зерна турмалина диагностированы во многих пробах аплитовидных, среднезернистых и пегматоидных гранитов, только в последних турмалин присутствует в весовых количествах (до $6 \cdot 10^{-3}\%$).

Турмалин образует короткостолбчатые призматические кристаллы от 0.1 до 1.0 мм с отношением l/d от 1 : 1 до 2 : 1. Габитусными формами являются грани призмы (1120), (1011) и тригональной пирамиды (1011) и (0221). В поперечном сечении мелкие кристаллики турмалина имеют шестиугольную форму, а более крупные — форму сферического треугольника. Грани кристаллов гладкие, иногда наблюдается слабая продольная штриховка. Цвет турмалина желтовато-бурый или зеленовато-бурый, иногда в одном кристалле окраска неравномерная. Показатели преломления турмалина ($N_e = 1.631-1.632$, $N_o = 1.652-1.657$) соответствуют показателям преломления магнезиально-железистых турмалинов (Кухаренко, 1961). Спектральным анализом (аналитик В. С. Мезенцев) в турмалине обнаружены следующие элементы: Pb, Ni (0.001—0.003), Ga, Y (0.003), Mn, Sr (0.01), Ba, Cr, V (0.03), Mg (1—3), Ca (0.1—0.3), Cu (0.001), Co (0.01—0.03), Ti (0.3), Fe (3%). Нахождение главной массы элементов-примесей в турмалине обусловлено изоморфным замещением ими более распространенных элементов, входящих в шестерную координацию (Сливко, 1959).

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили установить, что выделенные на основании геологических и петрографических признаков группы гранитоидов имеют существенные отличия в качественном составе и количественных соотношениях акцессорных минералов.

Для плагиоклазовых гранитоидов характерными акцессорными минералами являются магнетит, гематит, эпидот, ортит, сфен, апатит и циркон. В небольших количествах, обычно не достигающих весовых значений, присутствуют лейкоксен, гранат, пирит, халькопирит и пирротин. Преобладание железо- и кальцийсодержащих акцессорных минералов в плагиоклазовых гранитоидах находится в соответствии с наличием в их составе значительных количеств железа и кальция.

Типоморфными акцессорными минералами аплитовидных гранитов являются магнетит, гематит, эпидот, лейкоксен, гранат, апатит, циркон. По сравнению с плагиоклазовыми гранитоидами для аплитовидных гранитов характерно почти полное отсутствие ортита, а также появление таких минералов, как турмалин, монацит, молибденит и др. В жильных

Результаты спектрального анализа, удельный

Порода	Количество проб	Be	Sc	Ga	Ge	Ca	Sr	Ba	Na	Y	Yb
Пегматойдные граниты	6	≤ 0.0001	0.005	0.003	0.002	0.60	< 0.01	0.015	0.43	0.24	0.04
Среднезернистые граниты	2	Не обн.	0.011	0.002	Не обн.	0.60	< 0.01	0.01	0.12	0.06	0.013
Аплиты	1	≤ 0.0001	0.03	0.003	* *	> 3	< 0.01	< 0.01	0.1—0.3	0.03—0.1	0.01—0.03
Аплитовидные граниты	1	≤ 0.0001	0.03	0.003	* *	≥ 3	< 0.01	0.01	0.1—0.3	0.1—0.3	0.1

аплитах происходит увеличение количества гематита и граната. В небольших количествах появляется самородное железо.

Бликие ассоциации главных акцессорных минералов в плагитоклазовых гранитоидах и аплитовидных гранитах скорее всего обусловлены специфическими условиями образования аплитовидных гранитов, происходившего на большой глубине и сопровождавшегося процессами активного химического взаимодействия расплава с замещаемыми породами.

Среднезернистые и пегматойдные граниты характеризуются одинаковым набором главных акцессорных минералов (гранат, монацит, апатит и циркон) и некоторых второстепенных (турмалин, пирит, колумбит, молибденит). Пегматойдные граниты малых массивов в небольшом количестве содержат халькопирит, висмут, фергусонит, самородное железо, ильменорутил, кальцит, самородный висмут, бисмутит и бисмоклит. Наличие одинаковых ассоциаций главных акцессорных минералов в среднезернистых и пегматойдных гранитах подтверждает геологические и петрографические данные о их генетическом единстве этих пород.

Одни и те же акцессорные минералы из гранитоидов различных групп различаются морфологией кристаллов и составом элементов-примесей, что обусловлено, по-видимому, различными условиями образования минералов и составом магматических расплавов.

Выделение главной массы акцессорных минералов в гранитоидах происходило в поздний период их становления и в значительной степени определялось, по-видимому, процессами аутометасоматического изменения пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В сб.: Абсолютный возраст геологических формаций, изд. «Наука», М., 1964.
- Белов В. В. Монацит из района Вишневых гор в Среднем Урале. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 66, вып. 4, 1937.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, М., 1950.
- Борисенко Л. Ф. К геохимии скандия. Тр. ИГЕМ, вып. 1, Изд. АН СССР, М., 1957.
- Борнеман-Старыкевич И. Д. О некоторых изоморфных замещениях в апатите. Докл. АН СССР, т. 19, № 4, 1938.
- Васильева З. В. О роли марганца в апатитах. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 87, вып. 4, 1958.
- Винчелл А. Н. и Г. Н. Винчелл. Оптическая минералогия. ИЛ, М., 1953.
- Геохимия, минералогия и генетические группы месторождений редких элементов, т. II. Под ред. К. А. Власова, изд. «Наука», М., 1964.

Вес и показатели преломления гранатов

La	Zr	Sn	Pb	Zn	Cu	Mo	Вl	V	Ti	Mg	Mn	Fe	d	n
Не обн.	< 0.01	0.005	0.004	0.03	0.009	0.001	0.001	Не обн.	0.02	0.24	≥ 3	> 3	4.17	1.813
0.01	< 0.003	Не обн.	0.002	0.01	0.004		Не обн.		0.01	0.4	≥ 3	> 3	4.19	1.813
< 0.01	0.01	* *	0.001	Не обн.	0.003—0.01	0.003—0.01	Не обн.	0.003—0.01	0.03	0.1—0.3	> 3	> 10	4.18	1.800
< 0.01	0.01	* *	< 0.001	0.03	0.001—0.003	0.003	* *	Следы.	0.01—0.03	0.3—1	≥ 3	> 10	4.17	1.809

Герасимовский В. И., Н. В. Туранская. Высокое содержание лантана и церия в минералах агнитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Кольский полуостров). Геохимия, № 4, 1957.

Гинзбург А. И. О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения. Геохимия, № 3, 1956.

Горжевский Д. И., В. Н. Козеренко. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд. «Недра», М., 1965.

Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса. Тр. ИГЕМ, вып. 28, Изд. АН СССР, М., 1959.

Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии, т. II, полутом 2. М., ИЛ, 1954.

Еськова Е. М. Редкоземельный апатит щелочных пород Ловозерского массива. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, Изд. АН СССР, М., 1959.

Забавникова Н. И. Об изоморфных замещениях в сфенах. Геохимия, № 3, 1957.

Иванов А. М. Щелочные граниты верховьев р. Стрельны. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.

Костылева Е. Е. К вопросу о химическом составе цирконов. Докл. АН АН СССР, т. 23, № 2, 1939.

Кузнецов Ю. А. Схема классификации магматических пород. Тр. Горно-геол. инст., Зап.-Сиб. фил., вып. 5, Изд. АН СССР, Новосибирск, 1949.

Кузьменко М. В. К геохимии тантала и ниобия. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, Изд. АН СССР, М., 1959.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Лазаренко Е. К. Апатит из негматитовых жил Западной Волыни. Минералог. сб. Львовск. геол. общ., № 5, Изд. Львовск. ун-в., 1951.

Львов Б. К., Н. И. Петрова. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала. Минералогия и геохимия, вып. I, Изд. ЛГУ, 1964.

Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Изд. ЛГУ, 1965.

Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, Изд. АН СССР, М., 1959.

Ляхович В. В., И. Д. Шевалеевский. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов. Геохимия, № 5, 1962.

Макшевский С. И. Основные закономерности размещения слюдоносных пегматитов в Ениском и Стрельнинском слюдоносных районах на Кольском полуострове. В сб.: Магматические образования Кольского полуострова, Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.

Матковский О. И. Эпидотизация гранитоидов осницкого комплекса Волыни. Минералог. сб. № 10, Изд. Львовск. ун-в., 1956.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Овчинников Л. В. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.

Подканов А. А., Э. К. Герлинг. Применение калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Подканов А. А., К. О. Кратц, К. А. Шуркин. Четвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Рабинович А. В. О методике минералогическо-геохимических исследований интрузивных пород. Тр. Всесоюз. совещ. работников минералог.-петрогр. лабораторий МГ и ОН СССР, Госгеолтехиздат, М., 1955.

Симон А. К. К стратиграфии кольских карелид. Докл. АН СССР, т. 165, № 3, 1965.

Сливко М. М. Редкие и рассеянные элементы в турмалинах. Проблемы геохимии, вып. 1, Изд. Львовск. ун-в., 1959.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.

Тугаринов А. И., Э. Е. Вайнштейн. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных горных породах. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза, Изд. АН СССР, 1959.

Туровский С. Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных горных пород Северной Киргизии. Тр. Инст. геол. АН КиргССР, вып. 6, 1955.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. Изд. АН СССР, М., 1940.

Чухров Ф. В., В. И. Сендерова, Л. П. Ермилова. К минералогии висмута в зоне окисления. В сб.: Кора выветривания, вып. 3, Изд. АН СССР, М., 1960.

Юдин Б. А. Щелочные граниты района оз. Пурнач. В сб.: Щелочные граниты Кольского полуострова, Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.

Goldschmidt V. M. Geochemistry. London, 1954.

Murata K. J., C. V. Dutra, Teixeira M. da Costa and J. J. R. Branco. Composition of monazites from pegmatites in Eastern Gerais, Brazil. Geoch. Cosmochim. Acta, v. 16, № 1/3, 1959.

Polderwaard A. Zircon in rocks. Igneous rocks. Amer. j. Sci., v. 254, № 9, 1956.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАСКЕЛЬЯВРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА

Каскельяврский массив гранодиоритов и гранитов находится в северо-западной части Кольского полуострова, между озерами Каскельявр, Мауниявр, Меннелъявр. Массив расположен в зоне контакта архейских гнейсов кольско-беломорской серии с амфиболитами и сланцами тундровой или печенгской серий, относящихся в настоящее время к среднему протерозою (Богачев и др., 1964; Загородный и др., 1964). Гранодиориты каскельяврского комплекса активно воздействуют на сланцы, что определяет нижнюю возрастную границу комплекса. Верхний предел возраста определить затруднительно из-за отсутствия в районе более молодых пород. Вероятно, гранодиориты не моложе верхнего протерозоя, так как сопоставляемые с каскельяврскими гранитоидами граниты тундры Кейлик прорываются верхнепротерозойскими порфировидными гранитами.

Массив оз. Каскельявр состоит из двух неравных по величине, но однотипных по строению тел: западного, более крупного массива гранодиоритов оз. Оленьего и восточного, небольшого гранитного массива горы Коудшероайв. Для обоих тел характерно зональное строение. В массиве оз. Оленьего от периферии к центру наблюдается следующая последовательность зон: амфиболовые—амфиболо-биотитовые—биотитовые гранодиориты. В массиве горы Коудшероайв зональность аналогична, но ряд смещен в сторону более кислых пород: амфиболо-биотитовые—биотитовые гранодиориты—плагнограниты.

Амфиболовые, амфиболо-биотитовые и биотитовые гранодиориты отличаются друг от друга только количеством темноцветных минералов. По внешнему виду гранодиориты представляют серую, розовато-серую до темно-серой мелко- и среднезернистую породу с массивной или гнейсовидной текстурой. Для гранодиоритов характерна гранобластовая, нематогранобластовая и лепидогранобластовая структуры, в отдельных участках встречаются гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая структуры. Средний размер зерен 0.3—0.5 мм. Количественно-минералогический состав гранодиоритов приведен в табл. 1. Главные минералы представлены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз-андезин №№ 18—30, иногда зональный), обыкновенной роговой обманкой, биотитом; в амфиболо-биотитовых и биотитовых гранодиоритах появляется микроклин.

Плагнограниты представляют собой светло-серую, почти белую среднезернистую породу. Гнейсовидность в гранитах наблюдается только у контакта с гранодиоритами. Структура плагногранитов аллотриоморфнозернистая, размер зерен 0.3—0.5 мм. Преобладающими минералами (табл. 1) в них являются кварц и плагиоклаз (олигоклаз №№ 15—20). Микроклин распределен в породе очень неравномерно. В табл. 1 приведено его среднее содержание, определенное при фазовом анализе средней

Количественно-минералогический состав (вес. %) гранодиоритов и гранитов (по результатам фазового анализа средних проб)

Минерал	Амфиболовые гранодиориты	Амфиболо- биотитовые гранодиориты	Биотитовые гранодиориты	Плагно- граниты
Плагноклаз	22,4	37,5	47,7	34,6
Кварц	33,6	28,6	27,5	44,7
Микроклин	—	0,9	3,6	6,5
Амфибол	35	11,5	1,5	—
Биотит	2,9	17,6	16,9	12,5
Эпидот	3,3	1,9	0,9	0,4
Мусковит, хлорит, апатит, циркон, ортит, кванит, пирит, магнетит .	2,8	2,0	1,9	1,3

пробы плагногранитов, однако при изучении шлифов были встречены участки с содержанием 15—20% микроклина.

Жильная серия каскельяврского комплекса представлена редкими дайками мелкозернистого плагногранита, маломощными жилками кварца и аплита, а также эпидото-хлоритовыми жилами.

Таблица 2

Содержание акцессорных минералов (г/т) в породах комплекса гранитоидов оз. Каскельявр, тундры Кеулик, оз. Шуониявр и плагниомикроклиновых гранитов II группы

Минерал	Амфиболит	Амфиболовый гранодиорит	Амфиболо- биотитовый гранодиорит	Биотитовый гранодиорит	Плагногра- нит горы Кеулик	Микрокли- низированная порода	Граниты горы Кеулик	Плагнограниты оз. Шуониявр	Плагниомикроклино- вые граниты II груп- пы по И. Д. Ба- тиной (1963)
	Номера проб								
	47	10	14	11	15	12	13	12—62	
Магнетит	91	2590	2150	3094	4830	6960	5860	1408	105
Пирит	143	385	118	668	1070	326	790	40	5
Пирротин	275	35	20	48	+	50	130	3	—
Железо	—	160	30	28	—	—	—	—	—
Сфен	775	7861	2092	4860	2660	5642	1995	5819	711
Ильменит	—	600	930	—	5	—	100	205	—
Рутил	—	100	30	—	—	—	—	—	+
Апатит	3386	3690	2250	1180	1250	530	360	1384	53
Ортит	—	30	40	80	100	150	140	61	131
Циркон	—	429	400	270	160	152	115	396	8
Кванит	—	300	150	120	—	470	450	—	—
Гранат	—	+	+	+	—	+	—	5	106
Флюорит	—	+	+	+	+	+	+	10	+
Монацит	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оксиды Fe	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Сумма	4670	16180	8380	10348	10475	14280	9940	9524	2300

Примечание. Знак «плюс» — присутствуют в единичных зернах, знак «минус» — отсутствуют.

Для комплекса гранодиоритов и гранитов оз. Каскельявр характерно малое разнообразие акцессорных минералов при достаточно высоком их общем содержании (1—1,5%). Состав и содержание акцессорных минералов приведены в табл. 2.

Граниты и гранодиориты обладают одинаковым набором акцессорных минералов, однако в количественном распределении некоторых из минералов наблюдается определенная закономерность (рис. 1). Так, содержание магнетита резко уменьшается при переходе от гранитов к гранодиоритам (от 6900 в гранитах до 2590 г/т в амфиболовых гранодиоритах). Уменьшение содержания по направлению от гранитов к гранодиоритам довольно четко проявляется также и для ортита (от 150 до 30 г/т). Количество же циркона и апатита увеличивается по мере увеличения меланократовости породы. Так, в граните имеется 530 г/т апатита, а в амфиболовом гранодиорите уже 3690 г/т, содержание циркона возрастает от 150 г/т в граните до 429 г/т в амфиболовом гранодиорите. В распределении других минералов определенной закономерности не наблюдается.

Обращает внимание набор акцессорных минералов в амфиболовых гранодиоритах. В средней пробе № 10, характеризующей эти породы, наблюдается аномально высокое содержание минералов титана. Количество основного титанистого минерала — сфена — достигает 7861 г/т. Кроме того, в пробе имеется 100 г/т рутила, 600 г/т ильменита. Магнетит из амфиболовых гранодиоритов имеет резко повышенное содержание TiO_2 — 7.12%, тогда как в других породах содержание TiO_2 в магнетите не превышает 1%. В этой же пробе в наибольшем количестве (160 г/т) присутствует самородное железо.

Ниже приводится описание отдельных акцессорных минералов.

Магнетит. Содержание магнетита в различных породах массива колеблется в широких пределах: в амфиболовых и амфиболо-биотитовых

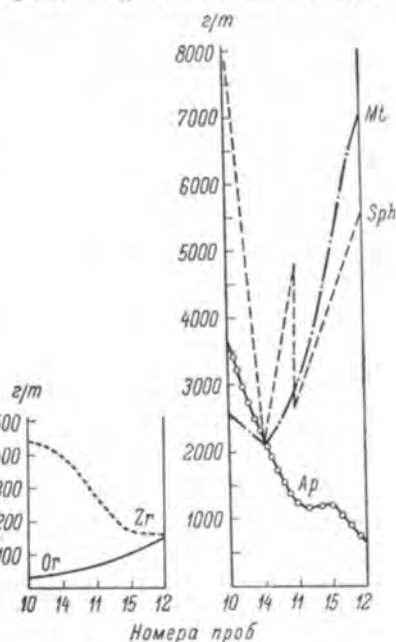


Рис. 1. Изменение содержания акцессорных минералов в породах каскельяврского комплекса.

Номера проб: 10 — амфиболовый гранодиорит; 14 — амфиболо-биотитовый гранодиорит; 11 — биотитовый гранодиорит; 15 — биотитовый гранодиорит горы Кудшероай; 12 — плагиогранит.

Таблица 3

Удельный вес, содержание TiO_2 и параметры решетки

Порода	Удельный вес	TiO_2 , %	Параметр решетки, a_0
Амфиболовый гранодиорит	4.66	7.12	8.380 ± 0.005
Амфиболо-биотитовый гранодиорит . . .	5.09	0.95	8.385 ± 0.005
Биотитовый гранодиорит	5.05	0.29	—
Гранит	5.20	0.20	8.369 ± 0.002

гранодиоритах оно примерно одинаковое (2150—2550 г/т), в биотитовых гранодиоритах несколько повышается (3094 г/т) и резко возрастает в плагиогранитах (6960 г/т).

Магнетит чаще всего образует октаэдрические кристаллы, встречаются также комбинация куба с октаэдром и угловатые или неправильной формы зерна с развитием отдельных граней.

Минералы	Номера проб	Be	Mn	Mg	Si	Ga	Fe	Al	V	Ti	Cu	Zn	Ni	Co
Магнетит.	10	—	8	10	8	1	10	8	5	9	3	2	4	2
	14	1	8	10	10	2	10	10	6	9	2	2	2	2
	11	1	6	8	7	2	10	7	6	6	3	2	3	3
	12	1	6	8	7	2	10	7	5	6	2	2	2	1
Пирит.	11	—	7	8	8	—	10	7	4	7	7	—	7	9
Железо самородное.	10 + 11 + 14	—	7	5	7	—	10	6	—	4	4	1	6	4
Сфен.	10	—	6	7	10	—	7	8	8	10	—	—	1	—
	11	—	6	8	10	—	7	8	5	10	—	—	2	—
	14	—	6	8	10	—	7	9	6	10	—	—	—	—
	12	—	7	8	10	—	7	9	5	10	—	—	—	—
Ильменит.	10	—	9	10	9	1	10	8	7	10	4	3	2	1
	14	—	8	9	8	—	10	7	6	10	3	3	1	1
Ортит.	11	3	7	9	10	2	10	9	5	9	3	5	—	—
Циркон.	14	—	4	6	9	—	4	4	7	6	—	1	—	—
	11	2	2	7	10	—	5	5	7	5	—	1	—	—
Квантит.	10	—	2	6	10	2	6	10	4	6	1	—	—	—
	12	2	3	6	10	3	6	10	4	7	1	—	—	—
Апатит.	10	—	0.03	0.02	—	—	0.01	—	—	0.06	0.003	—	Следы.	—
	14	—	0.03	0.02	—	—	0.02	—	—	0.02	0.001	—	—	—
	12	—	0.03	0.03	—	—	0.02	—	—	0.06	0.002	—	—	—

Примечание. Для апатита полуколичественные определения даны в процентах (аналитик: шкала (аналитик Л. С. Кузнецов); 10 — амфиболовый гранодиорит, 11 — биотитовый гранодиорит, 12 —

Цвет магнетита в шлихе черный, блеск металлический, спайность отсутствует, излом неровный. Данные об удельном весе, параметрах решетки (аналитик Л. Г. Латышева) и содержании TiO_2 (аналитик К. М. Бабкина) в магнетитах приведены в табл. 3.

В амфиболовых гранодиоритах содержится титаномagnetит. Понижение его удельного веса связано, вероятно, с частичным распадом твердого раствора на магнетит и ильменит и окислением последнего. Наличие примеси ильменита подтверждается рентгенографически.

Химический и спектральный анализ (табл. 3, 4) показывают, что содержания титана, марганца, хрома, никеля в магнетитах из гранитов и биотитовых гранодиоритов близки и значительно более низкие, чем в амфиболсодержащих разновидностях пород. Следует обратить особое внимание на малое содержание титана и ванадия в магнетитах гранитов, что характерно, по данным Д. С. Штейнберга и В. Г. Фоминых (1961), для гранитоидов гранитного ряда и отличает их от аналогичных по составу дифференциатов габбрового ряда.

Пирит. В породах массива Каскельяр содержание пирита неравномерно. В биотитовых гранодиоритах наибольшее — 668 г/т, в гранитах и амфиболовых гранодиоритах соответственно 326 и 385 г/т, в амфиболо-биотитовых гранодиоритах — 118 г/т.

Пирит встречается в виде хорошо образованных кристаллов размером 0.16—0.25 мм. Наиболее характерная форма кубическая или комбинация куба с октаэдром с поперечной штриховкой на гранях куба. Цвет желтый в свежем изломе, с поверхности часто наблюдаются буровато-синяя побелка и бурые корочки окислов железа. Блеск металлический, спайности нет, излом раковистый или неровный.

Самородное железо. Железо присутствует во всех разновидностях гранодиоритов, в гранитах оно не обнаружено. Количествен-

акцессорных минералов

Zr	Ca	Sr	Cr	Ba	Na	Li	K	Pb	Nb	Y	La	Yb	Ce	Sn	Sc	Hf
3	8	4	4	—	6	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	9	3	4	3	6	2	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	5	2	1	—	3	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	6	1	2	—	3	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	8	—	7	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	2	—	5	—	4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	10	2	—	—	1	—	2	—	6	4	2	3	—	—	—	—
5	10	5	—	—	2	—	2	3	1	3	1	—	—	—	—	—
2	10	5	—	—	3	—	2	2	3	4	1	7	—	—	—	—
4	10	4	—	—	2	—	2	2	4	6	2	5	—	—	—	—
5	10	?	4	—	6	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
3	9	?	4	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	10	7	—	4	5	—	—	5	1	2	8	3	8	1	2	—
10	8	?	4	—	—	—	—	—	?	—	2	?	—	—	—	9
10	9	?	6	—	—	—	—	—	5	—	—	?	—	—	—	9
4	6	—	3	4	2	2	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
4	7	—	3	1	4	2	2	—	—	—	—	—	—	2	—	—
0,01	—	0,03	Следы.	—	0,2	—	—	0,002	0,003	—	0,02	0,0006	Следы.	—	—	—
0,03	—	0,02	—	—	0,06	—	—	0,001	0,01	—	0,02	0,001	0,03	—	—	—
0,01	—	0,03	—	Следы.	0,3	—	—	0,002	0,006	—	Следы.	0,0003	—	—	—	—

В. С. Мезенцев), для остальных минералов интенсивность линий спектра — в баллах по 10-балльной плагногранит, 14 — амфиболо-биотитовый гранодиорит.

ное распределение железа среди гранодиоритов различно. В амфиболовых гранодиоритах железа содержится 160 г/т, в амфиболо-биотитовых и биотитовых гранодиоритах снижается до 28 г/т.

Выделяется железо в шарообразных или каплевидных зернах диаметром до 1 мм. Большинство выделений заключено в магнетитовую оболочку, толщина которой изменчива, но соизмерима с размерами шариков (рис. 2, 3). Магнетит из оболочек по своим свойствам отличается от кристаллического магнетита породы. Он обладает (по определению Е. А. Гойко) аномально повышенным параметром кристаллической решетки — $a_0 = 8.57 \pm 0.05$ кХ, не характерным для обычных магнетитов.

В искусственном шлифе внутри зерен железа наблюдаются гладкостенные сферические полости (газовые включения; рис. 3).

Цвет железа стально-серый, в отраженном свете металлически-белый. Отражательная способность 62. Цвет черты серый, блеск металлический. Удельный вес (6.64 ± 0.05 г/см³), вероятно, несколько занижен за счет примеси магнетита и присутствия газовых пузырьков. Железо ковкое, при ударе шарики расплющиваются в пластинки. Микротвердость, измеренная на микротвердометре ПМТ-3, 262—267 кг/мм², что соответствует 4—5 по шкале Мооса.

Рентгенометрический анализ железа (табл. 5), выполненный Е. А. Гойко, показал, что межплоскостные расстояния изученного образца железа и α -железа, приведенного в таблицах В. И. Михеева (1957), полностью совпадают. Небольшое различие наблюдается лишь в интенсивности линий.

Генезис самородного железа неясен. Некоторое сходство минерального состава и морфологических особенностей железо-магнетитовых шариков с метеорной пылью не позволяет исключить возможность их космического происхождения. Большое различие в параметрах решетки магне-

Рентгенограмма самородного железа

Обр. 10-63			По В. И. Михееву (1957)		
<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$
5	(2,23)	2.02	3	(2,233)	2.02
10	2.02	1.83	9	2.022	(1,833)
1	(1,58)	1.43	3	(1,578)	1.430
5	1.43	1.29	7	1.430	1,296
3	(1,292)	1.171	4	(1,289)	1,168
8	1.171	1.061	10	1.168	(1,059)
6	1.013	0.918	7	1.012	0.917

титовой оболочки железных шариков и аксессуарного кристаллического магнетита породы также свидетельствуют о значительно различных условиях их кристаллизации.

Следует отметить подобные образования в гранитоидах Лениногорского района Рудного Алтая (Осипов, 1962), а также в четвертичных отложениях верховья р. Индигирки (Сергеенко, 1964).

Таблица 6

Содержание редких земель и иттрия в сфенах из гранодиорита

Оксиды	Амфиболовые гранодиориты, обр. 10-63		Амфиболо-биотитовые гранодиориты, обр. 14-63, красновато-бурый сфен
	желтоватый сфен	красновато-бурый сфен	
La_2O_3	—	13.0	14.9
CeO_2	—	41.2	33.9
Pr_2O_3	—	5.5	5.3
Nd_2O_3	—	20.7	21.1
Sm_2O_3	—	3.2	3.1
Eu_2O_3	—	0.3	0.3
Cd_2O_3	—	3.1	3.6
Tb_2O_3	—	0.7	0.6
Y_2O_3	—	7.2	11.3
Dy_2O_3	—	2.5	2.0
Ho_2O_3	—	0.5	0.4
Er_2O_3	—	1.1	1.5
Tm_2O_3	—	—	0.1
Yb_2O_3	—	1.1	1.5
Lu_2O_3	—	—	—
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ (вес. $\%$)	Следы.	1.32	0.90

Пирротин. Содержание в породе невелико, колеблется в пределах 20—50 г/т. Наблюдается пирротин в виде угловатых, неправильной формы зерен.

Цвет в свежем изломе бронзово-желтый, с поверхности он обычно окислен и имеет желтовато-бурый цвет. Блеск металлический, излом неровный. Сильно магнитный.

Сфен. Наиболее богаты сфеном амфиболовые гранодиориты — до 7861 г/т, в амфиболо-биотитовых и биотитовых гранодиоритах его со-

держание понижается соответственно до 2092 и 4860 г/т, в гранитах вновь несколько возрастает — до 5642 г/т.

В искусственных шлифах амфиболосодержащих гранодиоритов четко выделяются две разновидности сфена. Сфен I имеет большую величину зерен (0.25—0.5 мм), довольно хорошо огранен, образуя конвертообразные кристаллы. Цвет его красновато-бурый. Удельный вес 3.55. Такой сфен встречается во всех породах массива.

Сфен II обнаружен только в амфиболовых и в амфиболо-биотитовых гранодиоритах. Обладает гораздо меньшим размером зерен (преимущественно 0.16—0.25 мм). Цвет слегка желтоватый. Хорошо образованные кристаллы для сфена II не характерны, он имеет округлую форму зерен или угловатые осколки.

Резко различаются две разновидности сфена по содержанию редких земель (табл. 6): в красновато-буром сфене I содержится 1.32% редких земель, в желтоватом сфене II редкие земли почти полностью отсутствуют — отмечены лишь их следы.

Максимальное содержание среди четных лантаноидов имеет церий, минимальное — иттербий. Их отношение в сфене из амфиболового гранодиорита равно 37, а в сфене из амфиболо-биотитового гранодиорита — 23. В соответствии с предложениями Е. И. Семенова (1964), приведенные составы редких земель можно считать комплексными цериевыми. При сопоставлении соотношений легких и тяжелых лантаноидов отчетливо видно, что в сфене из амфиболового гранодиорита происходит накопление цериевых земель и главным образом самого церия. Отношение суммы цериевых земель к сумме иттриевых в нем равно 7.1, а в сфене из амфиболо-биотитового гранодиорита 5.0. Отношение $\frac{\text{CeO}_2}{\text{Nd}_2\text{O}_3}$ и $\frac{\text{CeO}_2}{\text{Cd}_2\text{O}_3}$ также возрастает в сфенах из амфиболовых гранодиоритов соответственно от 1.6 до 2.0 и от 9.4 до 13.7.

Качественный спектральный анализ сфенов из различных разновидностей пород массива (табл. 4) показывает, что состав элементов-примесей в сфенах при переходе из одной разновидности в другую почти не меняется.

И л ь м е н и т. Присутствует только в амфиболовых (600 г/т) и амфиболо-биотитовых (930 г/т) гранодиоритах. Встречается в виде выделений неправильной формы размером от 0.1 до 0.5 мм. Иногда наблюдается развитие отдельных граней ромбоэдра.

Цвет ильменита черный, блеск металлический, слегка жирноватый, спайность отсутствует, излом раковистый. В проходящем свете минерал непрозрачен. Отнесение минерала к ильмениту подтверждено рентгенографическим анализом. Характерно срастание ильменита с кварцем.

Р у т и л. Для гранодиоритов и гранитов массива Каскельяр рутил не является характерным минералом, так как присутствует только в двух



Рис. 2. Шарики самородного железа из искусственного шлифа амфиболовых гранодиоритов.
Увел. 15.

разновидностях гранодиоритов, тяготеющих к краевым частям массива, — амфиболовых (100 г/т) и амфиболо-биотитовых (30 г/т). Встречается рутил в виде короткопризматических кристаллов размером 0.16 мм и меньше. Огранка кристаллов не всегда хорошая, главное развитие имеют грани призмы, однако и пирамидальные грани проявлены отчетливо. Дипирамидальные кристаллы редки, коленчатые двойники не встречены.

Цвет кристаллов красновато-бурый. Кристаллы полупрозрачны и прозрачны, блеск алмазный. Под микроскопом хорошо видна спайность

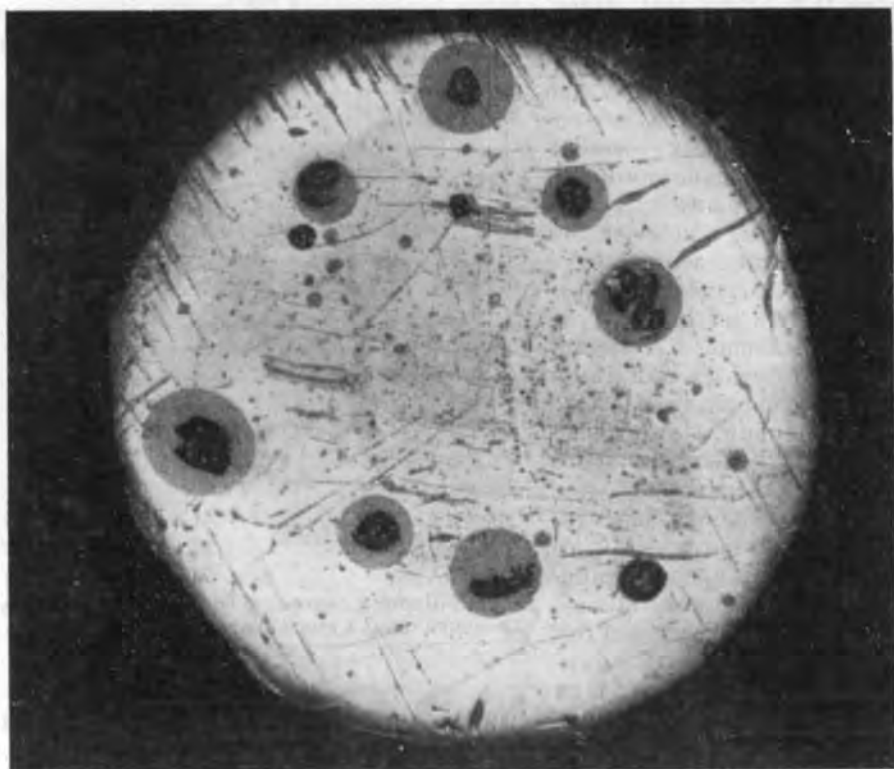


Рис. 3. Газовые включения в шарике самородного железа. Искусственный аншлиф. Увел. 300.

Светлое — железо; серые круглые пятна — луники на месте разрезанных пустоток; черные пятна на дне лунок — абразивный порошок.

по призме. Одноосный, положительный. Принадлежность минерала к рутилу подтверждена рентгенографически.

О р т и т. Представлен зернами неправильной формы, часто угловатыми. Кристаллов ортита в шлихе не обнаружено, но под микроскопом в шлифах иногда наблюдаются ромбовидные кристаллы.

В шлихе зерна ортита имеют бурый до темно-бурого цвет. В проходящем свете окраска буроватая, неравномерная. Интенсивность ее меняется от более темной в центре до светло-бурой и зеленоватой по краям зерен. Вероятно, это связано с эпидотизацией ортита. Наблюдается слабый плеохроизм, $N_p > N_g$. Показатели преломления: $N_g=1.726$, $N_p=1.712$, $N_g-N_p=0.014$.

Блеск ортита смолистый, излом раковистый, спайность отсутствует. Измененный ортит изотропен, чаще всего ассоциирует с биотитом, амфиболом и эпидотом. В биотите и амфиболе наблюдается в виде включений

или сростков, причем вокруг включений ортита образуются плеохроичные дворики.

А п а т и т. Присутствует во всех породах массива и вместе со сфеном и магнетитом является одним из его самых характерных аксессуарных минералов. Наименьшее количество (530 г/т) его отмечено в гранитах, максимальное — в амфиболовых гранодиоритах (3690 г/т).

Апатит встречается в виде призматических кристаллов размером от 0.01 до 0.5 мм. Преобладающее количество зерен имеет размер от 0.01 до 0.25 мм. Для него характерны короткопризматические и изометричные кристаллы. Грани призмы наиболее развиты, грани пирамиды в одних случаях проявляются отчетливо, в других как бы сглажены и кристаллы имеют округлую форму. Кристаллы часто заканчиваются пинакоидом. Апатит бесцветен, прозрачен. Некоторые зерна имеют слегка желтоватую окраску, обусловленную, вероятно, его ожелезнением. Блеск стеклянный, излом раковистый. Показатели преломления амфибола из амфиболового гранодиорита: $N_o=1.633$; $N_e=1.630$.

В породе апатит распределен равномерно. Встречается как среди скоплений биотита и амфибола, так и в виде включений в плагиоклазе и кварце. В самом апатите включения других минералов редки и представлены темноцветными минералами. Содержание элементов-примесей в апатитах из различных пород очень близко. Наблюдается некоторое увеличение содержания железа и элементов его группы в апатите из амфиболовых гранодиоритов. При переходе от гранодиоритов к гранитам в апатите увеличивается роль иттрия, а количество лантаноидов уменьшается.

Ц и р к о н. Содержание циркона в амфиболовых и амфиболо-биотитовых гранодиоритах практически одинаково и составляет 400—429 г/т, в биотитовых гранодиоритах снижается до 270, а в гранитах — до 150. Циркон образует кристаллы менее 0.16 мм, но небольшая их часть имеет размеры от 0.16 до 0.25 мм. Огранка кристаллов очень хорошая. Наиболее развиты гиацитный и циркониевый типы кристаллов. Первый характеризуется развитием призмы (100) и дипирамиды (111). В кристаллах цирконового типа преобладают грани призмы (110).

По соотношению длины и ширины кристаллов в породах массива встречаются различные цирконы — от длиннопризматических до короткопризматических, почти изометричных. Коэффициент удлинения колеблется от 1.5 до 5.5. Сростки нескольких кристаллов циркона очень редки.

Циркон окрашен в бледно-розовый цвет, иногда с желтоватым оттенком. Кристаллы его почти всегда прозрачные, чистые, в некоторых случаях они слегка замутнены. Блеск на гранях прозрачных кристаллов сильный стеклянный, в некоторых случаях даже алмазный. Замутненные цирконы обычно матовые, слегка жирноватые.

К и а н и т. Наиболее распространен кианит в гранитах (400 г/т), в амфиболовых гранодиоритах содержание его снижается до 300 г/т, в амфиболо-биотитовых и биотитовых гранодиоритах присутствует в количестве 120—150 г/т. Кианит образует столбчатые до игольчатых кристаллы, вытянутые вдоль (001), в некоторых случаях уплощенные по (100). Размеры кристаллов от 0.01 до 0.5 мм. Характерны волокнистые и лучистые агрегаты.

Отдельные кристаллы кианита бесцветны, прозрачны, однако большая его часть имеет серый и темно-серый цвет, обусловленный большим или меньшим количеством включений углистого вещества. Блеск стеклянный. Оптически отрицателен, $2V=-80^\circ$, $cNg=19^\circ$, $Ng=1.729$, $Nm=1.724$, $Np=1.715$, $Ng-Np=0.014$.

Г р а н а т. Встречается в породах массива в единичных зернах. Обнаружено по 2—3 зерна граната в пробах каждой разновидности пород. Представлен осколками и угловатыми зернами лилово-розового цвета.

Гранат прозрачен, включений в нем не наблюдается. Блеск стеклянный, излом раковистый. Показатель преломления $N=1.785$.

Флюорит. Не характерный минерал для гранитоидов оз. Каскельяр, содержание его менее 1 г/т. Зерна флюорита в шлихах имеют вид угловатых изометричных обломков, бесцветных (в амфиболовых гранодиоритовых) либо светло-фиолетовых, прозрачных, со стеклянным блеском. В катодных лучах зерна люминесцируют в голубых тонах.

По геологическому положению гранитоиды массива оз. Каскельяр сопоставляются с плагиогранитами оз. Шуониявр и микроклин-плагиоклазовыми гранитами тундры Кеулик. Сравнение акцессорных минералов этих массивов показывает, что граниты оз. Каскельяр и тундры Кеулик очень близки как по содержанию, так и по набору акцессорных минералов. Отличаются они лишь тем, что в гранитах тундры Кеулик отсутствуют кианит, рутил и самородное железо, но довольно много флюорита, которого почти нет в гранитоидах оз. Каскельяр.

Плагиограниты оз. Шуониявр отличаются от гранитов оз. Каскельяр значительно низким содержанием (0.15—0.23%) акцессорных минералов и отсутствием кианита, что связано, возможно, с различным характером пород, вмещающих эти граниты.

Сравнение акцессорных минералов гранитоидов оз. Каскельяр и плагиомикроклиновых гранитов второй группы восточной части Кольского полуострова (Батиева, 1963) показывает, что они значительно отличаются друг от друга как по сумме акцессорных минералов (последняя значительно ниже в плагиомикроклиновых гранитах второй группы), так и по их набору. Главное отличие заключается в том, что граниты оз. Каскельяр ортитовые, а плагиомикроклиновые граниты монацитовые. Для последних характерно также низкое содержание сфена: 20 г/т против 5642 г/т в гранитах оз. Каскельяр.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д. Сравнительная геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика гранитоидов центральной части Кольского полуострова. В сб.: Магматизм и геология Кольского полуострова, Госгеолтехиздат, М., 1963.

Богачев А. И., В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги—Лотты (северо-западная часть Кольского полуострова). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Виноградов Г. В., Е. А. Гойко. Самородное железо из гранодиоритов северо-западной части Кольского полуострова. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4, изд. «Наука», М.—Л., 1965.

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. И. Суслова. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Осипов М. А. Иодит из интрузивных пород Рудного Алтая. Докл. АН СССР, т. 146, № 6, 1962.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, М., 1963.

Сергеев А. И. Метеоритная пыль в четвертичных отложениях бассейна верхнего течения р. Индигирки. В сб.: Геология россыпей Якутии, изд. «Наука», М., 1964.

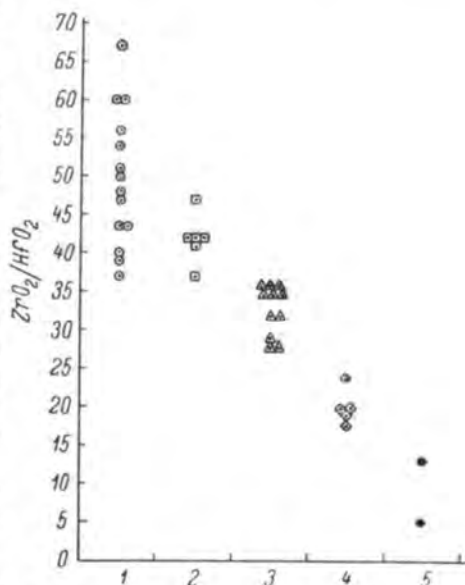
Штейнберг Д. С., В. Г. Фоминых. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. Докл. АН СССР, т. 139, № 5, 1961.

О СООТНОШЕНИИ ЦИРКОНИЯ И ГАФНИЯ
В ГРАНИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В гранитах практически весь цирконий и гафний связаны с цирконом. Поэтому о соотношении этих элементов в гранитах судят по их соотношению в цирконах. Изучению отношения Zr/Hf в магматических, метаморфических и метасоматических породах посвящен ряд работ, позволивших, в частности, установить, что величина этого отношения в гранитах зависит прежде всего от петрографического состава и особенностей генезиса пород (Тугаринов и др., 1956; Ляхович, Шевалеевский, 1962 и др.). В этой связи представлялось целесообразным выяснить возможность корреляции гранитов Кольского полуострова, отличающихся по своему петрографическому составу, геологическому положению, возрасту и особенностям происхождения. С этой целью было изучено содержание HfO_2 в цирконах из средних проб наиболее распространенных на Кольском полуострове типов гранитов — щелочных, плагиигранитов—гранодиоритов, плагимикроклиновых гранитов и аляскитов.

Средние пробы гранитов в различных районах Кольского полуострова отбирались И. Д. Батиевой, И. В. Бельковым и Н. Н. Бузаевым. Определение содержания ZrO_2 и HfO_2 в цирконах выполнено Н. Н. Колесниковым методом спектрального анализа, описанным в работах Е. Б. Холезовой и Л. И. Сосновской (1963), А. К. Русанова и др. (1960), с некоторыми изменениями. Коэффициент вариации при определении HfO_2 в цирконах составил 8.5%.

Результаты определения содержания HfO_2 в цирконах из средних проб изученных гранитов приведены в таблице, а также представлены на рисунке, где можно отчетливо видеть зависимость величины отношения ZrO_2/HfO_2 от петрографического типа пород. В то же время обращают на себя внимание довольно заметные отклонения величины отношения ZrO_2/HfO_2 в плагимикроклиновых и, особенно, в щелочных гранитах



Величины отношений ZrO_2/HfO_2 в щелочных гранитах (1), плагиигранитах—гранодиоритах (2), плагимикроклиновых нормальных (3) и пегматоидных (4) гранитах и пегматитах (5).

Содержание HfO_2 и величина отношения $\frac{\text{ZrO}_2}{\text{HfO}_2}$ в акцессорных цирконах
из средних проб гранитов Кольского полуострова

Номер проб	Район, массив	Порода	HfO_2 , %	ZrO_2 , %	$\frac{\text{ZrO}_2}{\text{HfO}_2}$
282/57	Зап. Кейвы, Танпер-уайв.	Среднезернистый эгирин-арфведсонитовый щелочной гранит	1.21	—	54
6/57	Зап. Кейвы, р. Кульйок.	Крупнозернистый энigmatит-арфведсонитовый щелочной гранит	1.38	60—55	47
34/57	Зап. Кейвы, р. Сахарпай.	Контактный лейкократовый щелочной гранит	1.50	—	43
1056/57	Зап. Кейвы, Ровозеро.	Контактный минерализованный лейкократовый щелочной гранит с циртолитом	1.60	59.50	39
1061/57	Зап. Кейвы, гора Юмперуайв.	Контактный минерализованный лейкократовый щелочной гранит с циртолитом	1.44	57.93	40
472/58	Канозеро, Березовая.	Мелкозернистый жильный щелочной гранит	1.09	—	60
487/58	Канозеро, Кирвенская губа.	Мелкозернистый феррогастингситовый щелочной гранит	1.16	—	56
458/58	Канозеро, гора Черная земля.	Среднезернистый феррогастингситовый щелочной гранит	1.66	61.64	37
31/61	О. Медвежий (Порьгуба на Белом море).	Жильный роговообманковый щелочной гранит	1.51	—	43
51/62	Оз. Пуриач, Пуриачский массив.	Среднезернистый эгирин-арфведсонитовый гранит	1.27	—	51
73/59	Среднее течение р. Поной, р. Пача, Пачинский массив.	Среднезернистый эгирин-арфведсонитовый щелочной гранит	1.36	—	48
62/63	Гора Белая тундра (район Панских тундр).	Среднезернистый эгирин-арфведсонитовый щелочной гранит	1.20	59.60	50
64/63	Район горы Чанненшпахк (район Панских тундр).	Мелкозернистый лейкократовый щелочной гранит	1.08	—	60
69/63	Район к северу от горы Белая тундра.	Жильный крупнозернистый арфведсонитовый щелочной гранит	0.97	63.10	67
1081/57	Зап. Кейвы, гора Илпюрь.	Циртолит в амезонитовом пегматите из зоны контакта щелочных гранитов с плагиоклазовыми гранитами	9.91	41.40	5
53/58	Р. Умба, район Карельского порога.	Среднезернистый роговообманко-биотитовый гнейсо-гранодиорит	1.55	—	41
57/58	Р. Умба, район Семиверстного порога.	Среднезернистый биотитовый гнейсо-гранодиорит	1.51	—	42
134/59	Р. Пуриач в районе впадения в р. Поной.	Мелкозернистый биотитовый плагиогранит, интесцированный микроклиновым гранитом	1.71	—	37
157/59	Р. Поной выше впадения р. Пуриач.	Крупнозернистый биотитовый гранодиорит	1.49	—	42
10/60	Р. Воронья, район Б. Порога.	Среднезернистый биотитовый гранодиорит	1.52	—	42

Номер проб	Район, массив	Порода	HfO ₂ , %	ZrO ₂ , %	$\frac{ZrO_2}{HfO_2}$
457/57	Район Краснощелья.	Среднезернистый биотитороговообманковый граводиорит, микроклинизированный	1.34	—	47
521/58	Р. Умба, Карельский порог.	Грубозернистый лейкократовый плагиомикроклиновый гранит	1.76	—	36
4/60	Р. Воронья, гора Нырымуйв.	Среднезернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	1.75	—	36
1/59	Р. Тулома, гора Версуайв.	Крупнозернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	2.23	—	28
2/59	Район тундры Гремяха-Вырмес.	Среднезернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	1.76	—	36
3/59	Р. Гремяха выше впадения в р. Тулому.	Среднезернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	1.80	—	35
5/60	Гора Ийвара.	Мелкозернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	1.79	—	35
8/60	Гора Туполиивара.	Среднезернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	2.14	—	29
56/58	Р. Умба, Тихий Плес.	Крупнозернистый биотитовый плагиомикроклиновый гранит	1.80	—	35
71/60	Р. Воронья, район Б. Порога.	Грубозернистый двуслюдяной плагиомикроклиновый гранит	1.96	—	32
9/60	Р. Воронья, Б. Порог.	Среднезернистый двуслюдяной плагиомикроклиновый гранит	1.95	—	32
57/62	Р. Пурнач, среднее течение.	Лейкократовый плагиомикроклиновый гранит	2.28	—	28
56/62	То же.	Пегматоидный лейкократовый плагиомикроклиновый гранит	3.06	—	20
36/62	Р. Стрельна, слюдо-разработки.	Пегматоидный лейкократовый плагиомикроклиновый двуслюдяной гранит	3.01	—	20
6/60	Р. Воронья, гора Нырымуйв.	Лейкократовый неравнозернистый двуслюдяной плагиомикроклиновый гранит	3.37	—	18
38/62	Р. Стрельна, слюдо-разработки.	Грубозернистый мусковитовый плагиомикроклиновый гранит	2.75	—	24
34/62	Р. Слюдянка при впадении в р. Стрельну.	Пегматоидный двуслюдяной плагиомикроклиновый гранит	3.30	—	19
170/59	Р. Поной ниже руч. Коловайского.	Микроклиновый пегматит из контакта массива биотитового плагиомикроклинового пегматита	4.09	55.20	13

Примечание. В случаях, когда содержание ZnO₂ специально не определялось, принималось его среднее содержание в цирконе, равное 63%.

от средних значений, связанные с тем, что в этих типах гранитов, как правило, присутствуют цирконы различных генераций, в которых величина ZrO_2/HfO_2 может существенно изменяться в зависимости от развития постмагматических процессов. Степень развития подобных процессов (перекристаллизации, метасоматоза) в отдельных массивах или их участках неодинакова, что и определяет колебания величины отношения ZrO_2/HfO_2 . Наблюдения подтверждают выводы других исследователей о том, что развитие метасоматических процессов, особенно калиевого метасоматоза, способствует снижению отношения ZrO_2/HfO_2 (Ляхович, Шевалеевский, 1962).

ВЫВОДЫ

1. Средние значения величин отношения ZrO_2/HfO_2 для главных типов гранитов Кольского полуострова заметно отличаются. Они составляют для щелочных гранитов 50, для плагиогранитов—гранодиоритов — 42, для биотитовых плагиомикроклиновых гранитов — 33, для пегматоидных микроклиновых гранитов и аляскитов — 20. Еще меньшие величины отношения ZrO_2/HfO_2 свойственны цирконам из пегматитов плагиомикроклиновых и щелочных гранитов (13 и 5 соответственно).

2. Установленные средние значения величин отношения ZrO_2/HfO_2 в гранитах Кольского полуострова весьма близки к средним значениям, найденным В. В. Ляховичем и И. Д. Шевалеевским (1962) для петрографически однородных пород из различных районов Советского Союза (гранодиориты—кварцевые диориты — 40—53, биотитовые граниты — 35—40, аляскиты — 21—23). Следовательно, наши данные подтверждают представление о том, что содержание гафния в цирконах из гранитов не зависит ни от регионального положения, ни от возраста гранитов, а связано прежде всего с особенностями их петрографического состава и генезиса.

3. В сериях генетически связанных пород (нормальный гранит — пегматоидный гранит, аляскит—пегматит) происходит закономерное обогащение цирконов гафнием по мере развития процессов калиевого метасоматоза, сопровождающихся выносом фемических компонентов и циркония в большей мере, чем гафния.

ЛИТЕРАТУРА

Вайнштейн Э. Е., А. И. Гинзбург, И. Д. Шевалеевский. О соотношении гафния и циркония в цирконах гранитных пегматитов.

Костерин А. В., В. Н. Зуев, И. Д. Шевалеевский. Об отношении Zr/Hf в цирконах некоторых изверженных пород Северной Киргизии. *Геохимия*, № 1, 1958.

Костерин А. В., И. Д. Шевалеевский, Э. К. Рыбалова, К. П. Голок. Соотношение Zr/Hf в цирконах некоторых изверженных пород Северного Казахстана. *Геохимия*, № 10, 1963.

Липова И. М., И. Д. Шевалеевский, А. М. Тузова. О соотношении циркония и гафния в гранитоидах Верхисетской интрузии. *Геохимия*, № 2, 1957.

Ляхович В. В., И. Д. Шевалеевский. О соотношении циркония и гафния в акцессорном цирконе гранитоидов. *Геохимия*, № 5, 1962.

Павленко А. С., Э. Е. Вайнштейн, И. Д. Шевалеевский. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород. (Сообщение 2). *Геохимия*, № 5, 1957.

Русанов А. К., В. М. Алексеева, В. Г. Хитров. Количественное спектральное определение редких и рассеянных элементов. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Тугаринов А. И., Э. Е. Вайнштейн, И. Д. Шевалеевский. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород. *Геохимия*, № 4, 1956.

Холезова Е. Б., Л. И. Сосновская. Об отношении в цирконах из щелочного комплекса Вишневых-Ильменских гор. *Геохимия*, № 1, 1963.

Шевалеевский И. Д., А. С. Павленко, Э. Е. Вайнштейн. Зависимость поведения циркония и гафния от петрохимических особенностей магматических и щелочно-метасоматических пород. *Геохимия*, № 3, 1960.

О ТИПАХ АССОЦИАЦИЙ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В НОРМАЛЬНЫХ ГРАНИТАХ

По характеру акцессорной минерализации все граниты могут быть разделены на ортитоносные и монацитоносные. Эту особенность подметил еще в 1914 г. В. И. Вернадский, а последующие работы многочисленных исследователей выявили существенные различия в геохимической и металлогенической специализации названных типов гранитов.

Для ортитоносных гранитов характерны ассоциация ортит—сфен—апатит и небольшое содержание флюорита, в монацитоносных гранитах ассоциация акцессориев представлена монацитом, ильменитом, флюоритом, количество апатита по сравнению с первым типом значительно ниже. Интересно отметить, что в ортитоносных гранитах титан и редкие земли образуют силикаты, а в монацитоносных — окислы и фосфаты. Кальций в первом случае распределен между всеми минералами ассоциации, а во втором — почти весь сосредоточен во флюорите.

В последнее время предложен ряд объяснений подобного деления гранитов на два типа. Так, Л. В. Таусон (1961) полагает, что появление той или иной ассоциации зависит от соотношения фосфора и кальция, оставшихся в расплаве после кристаллизации плагиоклаза. Если количество оставшегося кальция больше, чем то количество фосфора, которое может связаться с ним в виде апатита, избыток кальция пойдет на образование сфена и ортита. При избытке же фосфора весь кальций связывается в апатите, редкие земли образуют фосфаты, а титан уходит в ильменит.

Из этого объяснения следует, что после образования анортита кальций в первую очередь соединяется с фосфором и от исхода этого процесса зависит тип соединений титана и редких земель. По аналогии мы должны предположить, что в гранитах, содержащих в большом количестве флюорит, кальций в первую очередь соединяется с фтором, затем с фосфором и только после этого при избытке кальция в породе появятся ортит и сфен, а при недостатке кальция — монацит. Реально наблюдающиеся в гранитах взаимоотношения минералов противоречат подобной схеме кристаллизации. Флюорит всегда появляется в породе позже сфена и ильменита, возможно, одновременно с ортитом или монацитом. Кристаллизация апатита очень растянута во времени: он начинает выделяться на ранних этапах магматической стадии, а наиболее поздние его выделения приурочены к концу пневматолито-гидротермальной стадии. Нередко кристаллики апатита прорастают сфен и молибденит, что указывает на наличие некоторого количества несвязанного фосфора в момент образования сфена.

В схеме Л. В. Таусона не получила должного объяснения одна интересная особенность поведения редких земель. В магматическом процессе в обоих типах гранитов они следуют за кальцием в силикаты, а на пост-

магматическом этапе, когда происходит выделение основной массы редкоземельных акцессорных минералов, они в одном случае сохраняют связь с кальциевыми силикатами — ортитом и сфеном, а в другом — кальций и редкие земли обособляются в самостоятельные минералы — монацит и флюорит.

Некоторые исследователи считают, что появление монацита и ильменита в гранитах однозначно определяется содержанием в породе кальция. Г. А. Лисицына и др. (1965) указывают, например, что при содержании в породе СаО менее 1,0% в гранитах образуются только монацит и ильменит, в интервале 1,05—1,55% СаО с ними сосуществуют апатит и ортит, а выше 1,55% СаО — существуют только ортит, сфен и апатит. Неудовлетворительность подобного объяснения становится очевидной при сопоставлении химизма и акцессорной минерализации гранитов Кольского полуострова. По нашим данным, в жильных гранитах оз. Портлубол, содержащих 0,80% СаО, присутствуют ортит, монацит, сфен и ильменит. Та же ассоциация наблюдается в милонитах по порфировидным гранитам оз. Большого Ура-Губского, где количество СаО увеличивается до 1,59%. И. Д. Батиева (1963) указывает на наличие монацита и ильменита в гранодиоритах р. Пурнач, содержащих 3,00% СаО. Количество подобных примеров можно увеличить, но и приведенных достаточно, чтобы показать малое влияние на тип ассоциации акцессорных минералов исходного содержания в магме кальция.

В настоящее время большинство исследователей, изучающих акцессорные минералы гранитов (Батиева, Бельков, 1953; Беус и др., 1962; Беус, Соболев, 1964; Амшинский и др., 1964; Коржинский, 1964 и др.), единодушно во мнении, что основная часть акцессориев в гранитах выделяется после окончания кристаллизации главных минералов из остаточных постмагматических растворов. Естественно предположить, что существование двух типов ассоциаций акцессорных минералов с различной ролью в них силикатов, фосфатов и окислов обусловлено различным соотношением в остаточном растворе потенциалов кислотных компонентов, важнейшими из которых в гранитах являются кремнекислота, фосфор и фтор.

Главными первичными акцессорными минералами гранитов являются магнетит, циркон, сфен, ильменит, апатит, флюорит, ортит и монацит. Магнетит и циркон выделяются обычно в магматическую стадию и свойственны как ортитовым, так и монацитовым гранитам. Главные компоненты этих минералов не входят в состав остальных перечисленных акцессориев, что позволяет нам отнести их к группе обособленных компонентов и исключить магнетит и циркон из дальнейшего рассмотрения парагенезисов акцессорных минералов. Состав остальных шести минералов в первом приближении может быть описан системой из шести компонентов: СаО, TiO_2 , $(TR)_2O_3$, SiO_2 , P_2O_5 , F. Согласно правилу фаз, в этой системе возможно одновременное существование всех шести минералов, однако в гранитах реально наблюдаемые парагенезисы представлены в большинстве случаев трех- или четырехминеральной ассоциацией. Согласно Д. С. Коржинскому (1957), это дает основание полагать, что по крайней мере два компонента из указанных шести являются вполне подвижными и именно они определяют характер соединений, образуемых другими (инертными) компонентами. Нам представляется, что подвижными компонентами следует считать главные кислотные элементы — кремний и фтор. Поведение третьего кислотного компонента — фосфора — определяется соотношением концентраций кремнекислоты и фтора. Как известно, сильные кислоты сочетаются с сильными основаниями, а слабые кислоты — со слабыми основаниями. Фосфорный анион сильнее кремнекислот и слабее фтора. В то же время кальций является более сильным основанием, чем редкие земли. Поэтому в растворе с малым содержанием фтора и боль-

шим содержанием кремнекислоты фосфорный анион соединяется с кальцием, образуя апатит, а редкие земли образуют силикатные соединения, в богатых же фтором растворах с кальцием соединяется фтор, а редкие земли образуют фосфаты. Апатит при избытке фтора становится неустойчивым. В магматическом расплаве концентрация фтора всегда ниже концентрации кремнекислоты, поэтому в магматическую стадию в любых гранитах выделяется апатит. В остаточном растворе концентрация фтора может превышать концентрацию кремнекислоты и кристаллизация апатита прекратится, но ранняя генерация апатита в породе может сохраниться в виде включений в главных минералах.

Пользуясь предложенным Д. С. Коржинским (1957) методом, легко рассчитать все возможные ассоциации рассматриваемой нами системы и построить диаграмму зависимости парагенезисов акцессорных минералов от химических потенциалов кремния и фтора (см. рисунок). Используемая для расчета пучка моновариантных линий равновесия матрица приведена в таблице. Для упрощения графических построений апатит не включен в число виртуальных минералов. Поле его устойчивости показано на диаграмме пунктирной линией, ниже и правее которой в породе может существовать только раннемагматический апатит.

Состав акцессорных минералов нормальных гранитов

Минерал	Ca	TI	TR	P	F	Si
Флюорит (Фл)	10	0	0	0	20	0
Ильменит (Ил)	0	10	0	0	0	0
Сфен (Сф)	9	10	1	0	0	10
Ортит (Орт)	11	0	9	0	0	30
Монацит (Мон)	0	0	20	20	0	0

В неинвариантной точке возможно одновременное существование всех пяти минералов (+апатит). Уравнения линий моновариантного равновесия имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}(\text{Фл}) \quad 22\text{Ил} + 18\text{Орт} - (320\text{Si}) &= 22\text{Сф} + 7\text{Мон}; \\(\text{Ил}) \quad (\text{Сф}) \quad 22\text{Фл} + 9\text{Мон} + (60\text{Si}) &= 20\text{Орт} + (44\text{F}), \\(\text{Орт}) \quad 18\text{Фл} + 20\text{Ил} + \text{Мон} + (200\text{Si}) &= 20\text{Сф} + (360\text{F}); \\(\text{Мон}) \quad 7\text{Фл} + 9\text{Ил} + \text{Орт} + (60\text{Si}) &= 9\text{Сф} + (140\text{F}).\end{aligned}$$

Линии моновариантного равновесия ограничивают пять полей, в которых устойчивы трехминеральные парагенезисы (+апатит в левой верхней части диаграммы).

При построении диаграммы температура, давление, концентрация фосфора и щелочей принимаются произвольными, но не выходящими за пределы свойственных нормальным гранитам значений. Диаграмма позволяет наметить основные типы парагенетических ассоциаций акцессорных минералов и использовать их для суждения о составе и свойствах постмагматических растворов.

Как следует из предложенной нами диаграммы, в гранитах возможно существование четырех типов ассоциаций акцессорных минералов. Наиболее распространенными ассоциациями должны быть парагенезисы ортит—сфен—(флюорит)—(апатит) и монацит—ильменит—флюорит, так как они устойчивы в широком диапазоне составов постмагматических растворов. Более редкими являются ассоциации сфен—монацит (V поле) и ортит—флюорит—ильменит (III поле). Примером ассоциации V поля могут служить плагиомикроклиновые граниты р. Умбы, изученные

И. Д. Батиевой (1963). В них содержится (г/т): 35—38 сфена, 19—45 монацита, 54—173 флюорита, 26—41 апатита, ортит и ильменит отсутствуют.

Ассоциации II поля характерны для верхнепротерозойских порфировидных гранитов северо-западной части Кольского полуострова и для архейских плагиогранитов и гранодиоритов Мурманского блока. Плагиомикроклиновым гранитам второй группы в центральной части Кольского полуострова свойственна, по данным И. Д. Батиевой (1963), ассоциация IV поля ильменит—монацит.

Следует заметить, что парагенезисы IV поля диаграммы образуются в гранитах в условиях высоких химических потенциалов фтора. Фтор

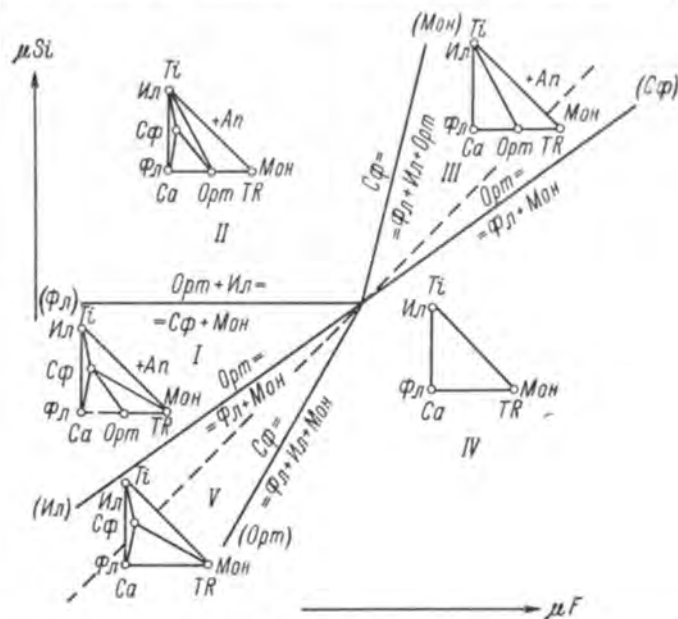


Диаграмма зависимости парагенезисов акцессорных минералов гранитов от потенциалов фтора и кремния.

Ап — апатит; Ил — ильменит; Мон — монацит; Орт — ортит; Сф — сфен; Фл — флюорит.

служит своеобразным экстрактором редких элементов, способствуя их отделению от изоморфных петрогенных элементов и концентрации в собственных минералах (Гинзбург, 1961; Беус и др., 1962). В богатых фтором гранитах в определенных условиях вместе с ильменитом могут появляться тантало-титано-ниобаты (ильменорутил) и тантало-ниобаты (танталит-колумбит, минералы группы пирохлора). Возможно в гранитах такого типа и образование повышенных концентраций бериллия и олова в связи с высокой подвижностью их фторкомплексных соединений. Все это делает ильменит-монацитовые граниты особенно перспективными для поисков связанной с ними редкометальной минерализации.

Диаграмма показывает, что ортит неустойчив при низких потенциалах кремнекислоты и высоком потенциале фтора, чем и обусловлено существование обширной группы безортитовых гранитов. Монацит в принципе может существовать при любом соотношении потенциалов кремнекислоты и фтора, если отношение концентраций в растворе редких земель и кальция больше единицы. В нормальных гранитах подобные соотношения, по-видимому, недостижимы. Количество кальция, попадающего в остаточный раствор, значительно превышает количество

в нем редких земель, в связи с чем виртуальные точки большинства гранитов будут располагаться на треугольнике составов вблизи кальциевой вершины и ассоциация ортита и монацита в условиях I, II, и III полей диаграммы не реализуется. Однако в ультракислых, бедных кальцием гранитах такая ассоциация может возникнуть. М. И. Дубровским она отмечена в среднезернистых гранитах Юовоайвского комплекса (западная часть Кольского полуострова).

ВЫВОДЫ

На основании анализа парагенезисов акцессорных минералов в гранитах Кольского полуострова выдвигается гипотеза об определяющей роли в формировании различных типов ассоциации акцессориев потенциалов кислотных компонентов остаточных постмагматических растворов. На основании этого представления построена диаграмма зависимости парагенезисов акцессорных минералов гранитов от потенциалов фтора и кремния, дающая ясную качественную характеристику условий образования главных типов ассоциаций акцессорных минералов.

Установлено, что деление гранитов на ортитовые и монацитовые не тождественно делению их на сфеновые и ильменитовые. Наиболее распространенными в гранитах должны быть парагенезисы ортит—сфен и монацит—ильменит, более редкими — ассоциации ортит—ильменит и монацит—сфен.

Наиболее перспективными в отношении образования месторождений редких элементов являются граниты с ассоциациями акцессориев IV поля диаграммы, т. е. монацит—ильменит—флюоритовые граниты.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н. Н., И. В. Марич, В. И. Молчанов, Л. И. Орлова, А. М. Горб. Акцессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. Изд. «Недра», М., 1964.

Батиева И. Д. Сравнительная геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика гранитоидов центральной части Кольского полуострова. В сб.: Магматизм и геология Кольского полуострова, Госгеолтехиздат, М., 1963.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. К вопросу о генезисе акцессорных минералов в граните. В сб.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 4, Изд. АН СССР, М., 1953.

Беус А. А., Э. А. Северов, А. А. Ситин, К. Д. Субботин. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР, М., 1962.

Беус А. А., Б. П. Соболев. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. В сб.: Проблемы-генезиса руд, Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, Проблема 5, изд. «Недра», М., 1964.

Гинзбург А. И. Специфические особенности месторождений редких элементов. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 14, Госгеолтехиздат, М., 1961.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М., 1957.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. В сб.: Проблемы генезиса руд, Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, Проблема 5, изд. «Недра», М., 1964.

Лисицина Г. А., В. И. Богданова, Г. М. Варшал, Н. А. Сироткина. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркасарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня. Геохимия, № 5, 1965.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.

О СОСТАВЕ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

При изучении акцессорной минерализации жильных образований щелочных гранитов нами получены некоторые новые данные по составу и распределению редких земель в акцессорных минералах указанных геологических образований. Акцессорная минерализация щелочных

Таблица 1

Содержание редких земель * и иттрия
в акцессорных минералах, вес. %

Минерал	Номера образцов	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	Y
Монацит.	161/62	61.78	0.80
Чевкинит.	29/61	43.23	0.39
Гадолинит.	265/61	43.37	15.96
	156/63	48.34	26.05
Фергусонит.	301/62	36.15	20.53
	265/61	38.10	13.49
Ортит.	161/62	22.24	1.29
	V-3	13.58	1.13
Циркон.	130/62	0.83	0.32
	293/61	0.51	0.13
	23/61	0.82	0.17
	839/61	1.05	0.41
	156/63	0.81	0.23
	112/62	0.10	0.02
	161/62	0.40	0.10
Гранат.	112 ^a /62	0.06	0.02
	172/62	0.19	0.01
Флюорит.	835/61	0.24	0.10
	109/62	0.19	0.05
Сфен.	835/61	3.25	2.00

* В $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ входит и Y_2O_3 .

и селективно иттриевые (гадолинит, фергусонит).

Чевкинит встречается в виде редкой вкрапленности мелких одиночных зерен изометричной или удлиненной формы. Наблюдается он в тесной парагенетической ассоциации с монацитом и ортитом. Цвет бархатно-черный, блеск сильный смоляной. Непрозрачен, но в тонких сколах просвечивает красновато-коричневым цветом. Удельный вес 4.02—4.46. В шлифах имеет серовато-бурую окраску и резко плехроирует

гранитов и их жильных образований представлена цирконом, монацитом, чевкинитом, ортитом, гадолинитом, фергусонитом, гранатом, флюоритом, сфеном и некоторыми другими минералами. Встречаются они в очень незначительном количестве, и только в участках интенсивного проявления процессов натриевого и кремнекислого метасоматоза отмечается некоторое обогащение породы этими минералами.

Среди акцессорных минералов выделяются собственно редкоземельные минералы и минералы, в которых редкие земли содержатся в незначительном количестве в виде изоморфной примеси. Содержание редких земель в указанных минералах приведено в табл. 1.

Собственно редкоземельные минералы подразделяются на селективно цериевые (чевкинит, монацит, ортит)

от красновато-бурого (по Np) до почти черного (по Ng). Большей частью минерал изотропный вследствие метамиктного состояния, однако встречаются разности слабодвупреломляющие, очевидно, в меньшей степени затронутые процессом метамиктного распада. Показатель преломления изотропного чевкинита 1.96.

Монацит встречается в виде мелких кристаллов таблитчатого габитуса в ассоциации с чевкинитом, цирконом и ортитом. Цвет желтовато-бурый, иногда слегка оранжевый, блеск жирный, излом неровный, раковистый. Непрозрачен. В шлифах бесцветен, имеет высокий рельеф. Двусный, положительный, $Ng=1.84$, $Np=1.78$, $Ng - Np=0.06$. Нередко отмечается замещение монацита бастнезитом и редкоземельным эпидотом.

Ортит наблюдается в виде редкой вкрапленности мелких зерен изометричной или слегка удлиненной формы. Цвет черный, в мелких зернах зеленовато-бурый. Блеск жирный или стеклянный, излом полураковистый, спайность отсутствует, изотропен, $N=1.650-1.700$. Удельный вес 3.32—3.54.

Перечисленные минералы являются селективно цериевыми. Для монацита и чевкинита характерно высокое содержание редких земель (свыше 40%), в ортитах содержание редких земель колеблется в пределах 13.6—22.4%. Состав редких земель во всех трех минералах довольно близок (табл. 2). Все они отличаются высоким содержанием легких лантаноидов ($La-Nd=78-93\%$). Состав тяжелых лантаноидов от диспрозия до лютеция в них также довольно близок ($Dy-Lu=1.2-5.1\%$). Несколько разнятся они по содержанию иттрия и промежуточных лантаноидов от самария до тербия. Так, содержание иттрия колеблется в пределах 1.0—9.7%, причем характерно повышенное содержание иттрия в ортитах по сравнению с монацитом и чевкинитом, что хорошо объясняется с кристаллохимических позиций, если учесть различные пределы возможного изоморфизма редкоземельных элементов в структурных решетках этих минералов. Так, в чевкините и монаците редкие земли имеют десятирную координацию. Следовательно, вхождение иттрия и тяжелых лантаноидов в их решетку затруднительно. В ортите редкие земли имеют координационное число 8—9 и содержание иттрия и тяжелых лантаноидов в них соответственно повышается.

Гадолинит и фергусонит в изученных геологических образованиях можно отнести к селективно иттриевым минералам, так как на долю иттрия и тяжелых лантаноидов в них приходится 80—90% от общего содержания редких земель.

Гадолинит наблюдается в виде мелких удлиненных зерен. Цвет черный, в мелких зернах бутылочно-зеленый. Блеск сильный, стеклянный, излом раковистый, спайность отсутствует. Удельный вес колеблется в пределах 3.94—4.42. В шлифах гадолинит имеет серовато-зеленый цвет, большей частью оптически изотропен вследствие метамиктного состояния, $N=1.733-1.770$. Отмечаются, однако, анизотропные разности гадолинита с $Ng=1.780-1.800$ и $Np=1.770-1.790$.

Фергусонит очень редко дает хорошо образованные кристаллы таблитчатой формы. Чаще наблюдаются мелкие изометричные или слегка вытянутые зерна. Цвет фергусонита меняется от темно-коричневого до желтого с буроватым оттенком. Блеск сильный, алмазовидный, излом раковистый, спайность отсутствует. Удельный вес варьирует в пределах 4.44—4.82. В шлифах в проходящем свете фергусонит имеет серовато-желтую окраску, высокий рельеф, изотропен, $N=2.09-2.10$.

Содержание TR_2O_3 в фергусоните составляет 36.15—38.10%, в гадолините — 43.37—48.34%. Содержание иттрия в гадолините колеблется в пределах 42.7—62.7% от суммы редких земель, равной 100%. Содержание тяжелых лантаноидов от диспрозия до лютеция составляет 34.4—

38.4%, и состав их довольно близок. Несколько отличаются гадолиниты по составу и содержанию лантаноидов цериевой подгруппы. В фергусонитах содержание иттрия колеблется в пределах 41.2—66.0%. Содержание легких лантаноидов от La до Nd довольно близко. Наибольшие различия наблюдаются в группе тяжелых лантаноидов от диспрозия до лютеция. Их общее содержание варьирует от 19.8 до 50.6%, и состав их далеко не идентичен. В целом для гадолинита и фергусонита по сравнению с чевкинитом, монацитом и ортитом характерно снижение степени селективности состава редких земель и расширение емкости изоморфизма редкоземельных элементов. Следовательно, степень селективности минералов редких земель цериевой подгруппы значительно выше, чем у минералов иттрия и лантаноидов иттриевой подгруппы.

К минералам, содержащим редкие земли в качестве изоморфной примеси, в изученных геологических образованиях относятся циркон, сфен, флюорит и гранат.

Циркон встречается в виде хорошо образованных кристаллов призматического или дипирамидального облика. Цвет варьирует от светло-желтоватого до темно-бурого и шоколадного. Удельный вес меняется в пределах 3.82—4.08. В шлифах в проходящем свете циркон имеет желтовато-серую и серую окраску, иногда бесцветный. Показатели преломления варьируют в пределах $N_e=1.920-1.960$, $N_o=1.900-1.916$. Отмечаются изотропные разновидности циркона, показатели преломления у которых понижаются до 1.800.

Сфен встречается в виде уплощенных конвертообразных призматических кристаллов, имеющих в поперечном разрезе клиновидную (ромбическую) форму. Наблюдается он также в виде мелких зерен изометричной или слегка удлиненной формы. Цвет розовый, розовато-бурый, блеск сильный, алмазный. Удельный вес 3.52—3.66. В шлифах окраска минерала серовато-бурая или бурая. Оптически положительный, угол $2V$ небольшой. Характерен плеохроизм от красновато-бурого (по N_g) до светло-бурого (по N_p). Показатели преломления колеблются в следующих пределах: $N_g=1.940-2.090$, $N_m=1.870-1.915$, $N_p=1.840-1.900$, $N_g-N_p=0.100-0.190$.

Гранат образует редкую вкрапленность мелких зерен округлой формы. Цвет розовый, изотропен, $N=1.78-1.82$. Удельный вес колеблется в пределах 4.024—4.16.

Флюорит наблюдается в виде равномерной вкрапленности мелких зерен изометричной формы. Цвет фиолетовый, различных оттенков, окраска обычно неравномерная, блеск стеклянный, $N=1.430-1.434$. Удельный вес 3.21.

Состав редких земель в TR-содержащих минералах довольно пестрый. Для цирконов большей частью характерен иттриевый состав редких земель, хотя и отмечаются отдельные разновидности циркона, обогащенные легкими лантаноидами. В последних содержание легких лантаноидов от лантана до неодима составляет 33.4—39.7%, в то время как для обычных цирконов оно не превышает 10—15%. Содержание иттрия в цирконах колеблется в весьма широких пределах — от 14.7 до 45.2%. Весьма варьируют содержание и состав тяжелых лантаноидов от диспрозия до лютеция. Максимальные содержания диспрозия, эрбия и иттербия (в % от ΣTR_2O_3) отмечаются в цирконах. В целом содержание редких земель в цирконах невелико (от 0.06 до 1.05%).

Состав редких земель в сфене селективно иттриевый. Для него характерно максимальное содержание иттрия (71.4%). Содержание легких лантаноидов составляет 15.7%. Общее содержание TR_2O_3 в сфене равно 3.25%.

Содержание редких земель в гранатах составляет 0.19—0.24%. Состав редких земель варьирует от селективно иттриевого до селективно цериевого.

Для флюорита характерен комплексный состав редких земель. Содержание легких лантаноидов составляет 55.8, содержание иттрия 29.3%. Общее содержание суммы редких земель (TR_2O_3) в минерале 0.19%.

Таким образом, концентратором редких земель в жильных образованиях щелочных гранитов является довольно обширный комплекс минералов как собственно редкоземельных, так и содержащих редкие земли в качестве изоморфной примеси.

Состав редких земель в акцессорных минералах зависит от состава редких земель в минералообразующей среде и от возможностей изоморфизма в структурной решетке минерала.

В собственно редкоземельных минералах отмечаются более селективные составы редких земель, в то время как в минералах, содержащих редкие земли в незначительном количестве, отмечается более широкий изоморфизм редкоземельных элементов — от существенно иттриевых до цериевых. Следовательно, степень селективности минерала возрастает с увеличением в нем суммарного содержания редких земель.

ЛИТЕРАТУРА

- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, М., 1963.
Хомяков А. П. О взаимосвязи между содержанием и составом редких земель в минералах. Геохимия, № 2, 1963.
-

А. П. БЕЛОЛИПЕЦКИЙ, А. П. ДЕНИСОВ,
Н. А. ЕЛИНА, Е. А. КУЛЬЧИЦКАЯ

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ХИМИЧЕСКОГО И РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЭПИДОТА—ОРТИТА

Минералы группы эпидота—ортита являются типичными аксессуориями щелочных гранитов и их жильных образований, залегающих в основных породах — метагаббро-анортозитах, амфиболитах, а также амфиболо-биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсах и сланцах, образовавшихся по основным породам.

Минералы группы эпидота—ортита наблюдаются в виде мелкоокрапленных зерен изометричной или удлиненной формы. Для них характерно непостоянство окраски. Так, эпидот, в котором обнаружены только следы редких земель, имеет светло-зеленый, салатный цвет. С увеличением содержания редких земель окраска постепенно меняется от зеленой до буровато-зеленой и зеленовато-бурой. Ортиты с высоким содержанием редких земель даже в мелких зернах имеют черный цвет, слабо просвечивая лишь в тонких сколах зеленовато-бурым цветом.

Таблица 1

Показатели преломления и удельный вес минералов
группы редкоземельного эпидота—ортита

Номера образцов	Минерал	Показатель преломления	Удельный вес
1237/61	Редкоземельный эпидот бурого цвета с сильным стеклянным блеском	1.634	2.97±0.03
1238/61	Редкоземельный эпидот буровато-зеленого цвета с сильным стеклянным блеском	1.632	2.94±0.03
1275/61	Редкоземельный эпидот зеленого цвета с сильным стеклянным блеском	1.630	2.96
364/62	Редкоземельный эпидот бутылочно-зеленого цвета	1.637	2.97±0.06
709/61	Редкоземельный эпидот буровато-зеленого цвета с сильным стеклянным блеском	1.620	2.96
357/62	Ортит зеленовато-бурого цвета с сильным стеклянным блеском	1.663	3.30
1264/61	То же	1.652	
V-3	Ортит бурого цвета с жирным блеском	1.663	3.32
1236/61	Ортит зеленовато-бурого цвета	1.673	
1262/61	То же	1.662	
712/61	Ортит черного цвета с сильным стеклянным блеском	1.672	3.35
695/61	То же	1.652	3.28
161/61	Ортит зеленовато-бурого цвета	1.700	3.48
179/59	Ортит черного цвета с сильным стеклянным блеском	1.705	3.54±0.02

Результаты химического анализа минералов группы редкоземельного эпидота—ортита, вес. %

Компоненты	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	39.25	36.27	37.27	35.64	32.75	32.78	30.16
TiO ₂	0.27	0.68	0.40	0.35	3.59	0.22	0.33
Al ₂ O ₃	22.83	25.06	23.87	23.71	16.23	19.02	13.66
Fe ₂ O ₃	11.95	5.39	5.26	3.69	2.76	2.80	4.02
FeO	0.59	5.23	4.69	6.15	9.70	7.64	11.97
MnO	0.12	He опр.	0.19	0.22	0.29	0.28	1.44
MgO	0.06	—	0.03	0.32	0.14	0.20	0.33
CaO	22.59	19.58	20.48	18.87	15.65	11.65	8.65
Na ₂ O	0.08	He опр.	0.23	0.07	0.30	0.24	0.11
K ₂ O	0.15	» »	0.14	0.06	0.15	0.07	0.04
H ₂ O ⁻	—	—	0.30	0.41	0.33	0.17	0.16
H ₂ O ⁺	1.41	0.42	1.90	2.89	2.20	2.21	3.96
SnO ₂	He опр.	He опр.	0.18	0.25	0.11	—	0.07
ThO ₂	» »	0.40	0.10	0.38	0.08	0.22	1.32
(Zr, Hf)O ₂	» »	2.03	1.92	1.44	1.48	0.22	He опр.
TR ₂ O ₃	Следы.	1.92	2.59	4.57	13.58	22.24	23.62
SrO	0.08	He опр.	0.07	0.05	0.06	—	He опр.
BeO	He опр.	» »	0.002	He опр.	0.002	0.0058	» »

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	I	II	III	IV	V	VI	VII
RbO	Не опр.	0.03	0.08	0.53	0.09	—	Не опр.
U ₃ O ₈	»	»	»	0.40	Не опр.	0.045	»
Nb ₂ O ₅	»	»	»	0.22	Не опр.	»	»
Ta ₂ O ₅	»	»	»	»	»	»	»
П. п. п.	0.76	4.12	Не опр.	Не опр.	»	»	»
F	Не опр.	—	0.21	—	0.54	0.59	0.84
Σ	100.14	101.43	99.91	99.92	100.03	100.59	100.68
O = F			0.09		0.23	0.25	0.35
Сумма			99.82		99.80	100.34	100.33
Молекулярный вес TR ₂ O ₃		287.47	287.47	334.9	331.12	328.26	328.26
Аналитик.	Е. А. Кульчицкая, Кольский филиал АН СССР.	—	Н. А. Елина, Кольский филиал АН СССР.	Е. А. Кульчицкая, Кольский филиал АН СССР.	Е. А. Елина, Кольский филиал АН СССР.	А. В. Мокрецов, А. В. Кольский филиал АН СССР.	З. И. Горощенко, Кольский филиал АН СССР.
Примечание.	Из материалов А. Я. Волженковой (ВИМС).						Из материалов И. И. Куприяновой.

Кристаллохимические формулы

- I — эпитот, обр. 193/62, (Ca_{1.93}K_{0.02}Na_{0.01}Mn_{0.01}Al_{2.14}Fe_{0.04}Fe_{0.72}Mg_{0.01}Ti_{0.02}Si_{3.12}O_{12.15}OH_{0.85})/3.00;
 II — редкоземельный эпитот, обр. 1003, (Ca_{1.76}TR_{0.04}Th_{0.01}Al_{2.48}Fe_{0.37}Fe_{0.34}Ti_{0.04}Si_{2.96}O_{11.88}OH_{1.12})/3.00;
 III — редкоземельный эпитот, обр. 1275/61, (Ca_{1.83}TR_{0.05}Na_{0.01}K_{0.02}Mn_{0.01}Sn_{0.01}Al_{2.35}Fe_{0.32}Fe_{0.32}Ti_{0.03}Si_{3.02}O_{12.11}OH_{0.83}Fe_{0.96})/13.00;
 IV — редкоземельный эпитот, обр. 709/61, (Ca_{1.71}TR_{0.16}Mn_{0.02}Na_{0.07}K_{0.01}Sn_{0.01}Al_{2.37}Fe_{0.77}Fe_{0.77}Mg_{0.04}Pb_{0.01}Ti_{0.02}Si_{3.04}O_{12.11}OH_{0.83})/13.00;
 V — ортит, обр. V-3, (Ca_{1.50}TR_{0.23}Mn_{0.02}Na_{0.06}K_{0.02}Al_{1.81}Fe_{0.77}Fe_{0.77}Ti_{0.26}Mg_{0.02}Si_{3.03}O_{11.76}OH_{1.13})/13.00;
 VI — ортит, обр. 161/62, (Ca_{1.17}TR_{0.78}Na_{0.04}K_{0.01}Mn_{0.02}Al_{2.09}Fe_{0.60}Fe_{0.20}Mg_{0.03}Ti_{0.02}Si_{3.04}O_{12.18}OH_{0.66}Fe_{0.16})/13.00;
 VII — ортит, (Ca_{0.93}TR_{0.85}Mn_{0.13}Na_{0.02}Th_{0.03}Al_{1.62}Fe_{1.01}Fe_{0.50}Ti_{0.02}Mg_{0.04}Si_{3.04}O_{11.91}OH_{0.83})/13.00.

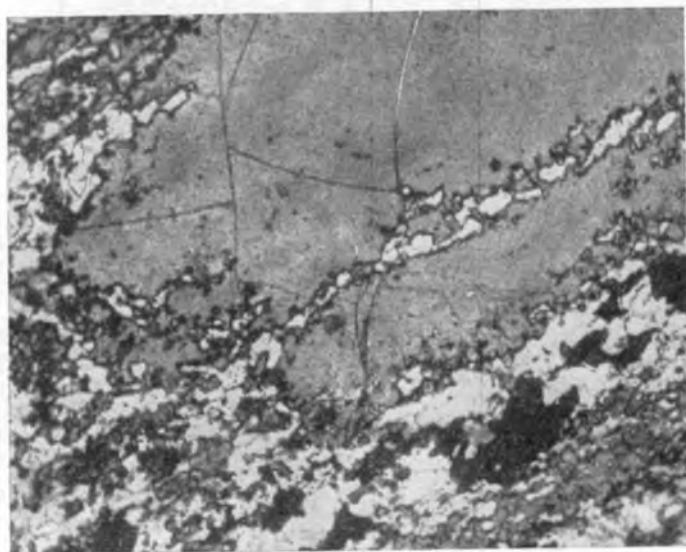


Рис. 1. Выделения редкоземельного эпидота в мелкозернистой кварцевой породе. Шлиф 333/62, без анализатора, увел. 55.

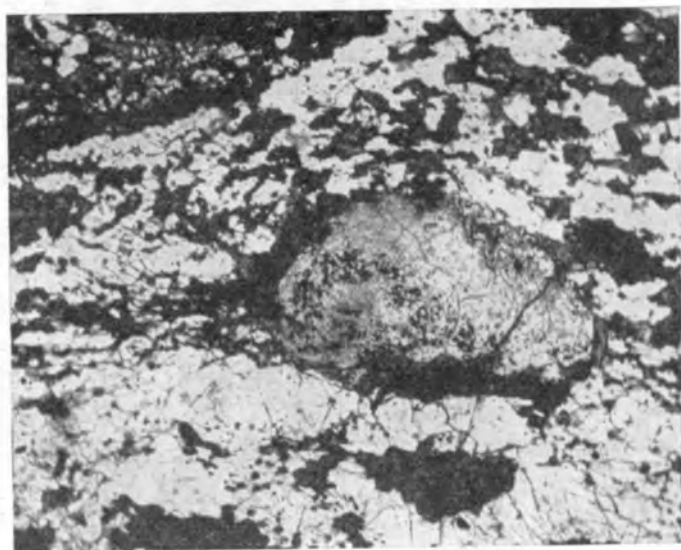


Рис. 2. Каемка продуктов изменения вокруг зерна ортита. Шлиф 1256/61, без анализатора, увел. 55.

Блеск стеклянный, реже жирный, излом полураковистый, спайность отсутствует. По физическим свойствам (показатель преломления, удельный вес) выделяются несколько разновидностей минералов описываемой группы (табл. 1).

Минералы группы редкоземельного эпидота—ортита изотропны вследствие метамиктного состояния. Показатели преломления варьируют в весьма широких пределах. По показателям преломления можно выделить три разновидности минералов описываемой группы. Для первой разновидности характерен показатель преломления $N=1.620-1.630$. К ней относятся редкоземельные эпидоты с максимальным содержанием окисного железа и алюминия и минимальным количеством закисного железа и редких земель преимущественно иттриевой подгруппы. Ко второй разновидности, имеющей показатель преломления $N=1.650-1.670$, относятся ортиты с пониженным содержанием окисного железа и алюминия и повышенным содержанием закисного железа и редких земель. Содержание редких земель составляет 13—15%, состав их преимущественно цериевый. Третья разновидность с показателем преломления $N=1.700$ объединяет ортиты с минимальным содержанием алюминия и максимальным количеством закисного железа и редких земель (22—24%) цериевого состава.

Удельный вес для первой разновидности редкоземельных эпидотов равен 2.94—3.07, для второй — 3.28—3.35. Третья разновидность ортитов характеризуется удельным весом 3.48—3.54. Таким образом, удельный вес минералов группы редкоземельного эпидота—ортита закономерно возрастает с увеличением содержания закисного железа и элементов редких земель (рис. 1—3), а также со сменой состава редких земель от иттриевого к цериевому и с уменьшением содержания окисного железа и алюминия.

В табл. 2 приведены данные химического анализа минералов группы эпидота—ортита и результаты пересчета этих данных на кристаллохимические формулы по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). Приведен-

Состав редких земель в минералах группы редкоземельного эпидота—ортита (сумма $La + Y = 100\%$)

Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Jd	Te	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Анализ
Редкоземельный эпидот, обр. 1275a/61 . . .	7,5	18,1	2,4	3,8	3,7	—	3,8	0,9	5,8	0,6	2,4	1,0	3,2	1,4	46,0	А. В. Зварыкина, Л. Малишева.
То же, обр. 709/61 . . .	11,3	25,1	3,5	13,3	3,9	0,4	4,3	2,8	1,8	0,1	3,0	0,8	4,5	0,2	25,0	Н. А. Елина.
Ортит, обр. V-3 . . .	21,3	43,6	3,4	14,1	2,9	—	1,9	0,4	0,9	—	0,7	0,4	0,4	0,3	9,7	А. В. Зварыкина.
» обр. 161/62 . . .	13,6	37,8	4,0	22,5	5,6	0,5	3,6	0,6	2,3	0,6	1,0	0,2	1,0	—	6,7	Н. А. Елина, Л. Малишева.
» обр. 179/59 . . .	20,5	48,3	4,9	16,4	1,8	0,6	1,0	0,4	2,2	—	1,2	0,4	0,6	—	1,7	А. В. Зварыкина.
» обр. 712/61 . . .	19,4	44,9	3,2	12,8	2,0	—	7,1	0,5	2,5	—	1,7	—	2,5	—	3,4	То же.

ные анализы свидетельствуют о крайнем неостоянстве химического состава изученных минералов. Основные вариации состава наблюдаются вследствие изоморфной замены двухвалентного кальция трехвалентными элементами редких земель. Этот основной тип изоморфных замещений в ортитах происходит по схеме $TR^{3+} + Fe^{2+} \rightarrow Ca^{2+} + Al^{3+}$. Редкими землями замещается половина атомов кальция. Алюминий в значительном количестве замещается двухвалентным железом или изоморфными с ним магнием и марганцем. Титан в ортитах, вероятно, замещает не кремний, а ионы октаэдрической координации по схеме $Ti^{4+} + Fe^{2+} \rightarrow 2(Fe, Al)^{3+}$.

Содержание редких земель в минералах группы редкоземельного эпидота—ортита колеблется в пределах 1.92—25.90%. В редкоземельных эпидотах со сравнительно невысоким содержанием редких земель (1.92—

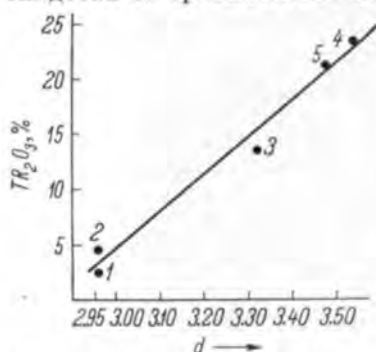


Рис. 3. Зависимость удельного веса минералов группы редкоземельного эпидота—ортита от содержания редких земель.

1 — редкоземельный эпидот, обр. 1275а/61; 2 — то же, обр. 709/61; 3 — ортит, обр. V-3; 4 — ортит, обр. 179/59; 5 — ортит, обр. 161/62.

2.59%) существенную роль играет иттрий и тяжелые лантаноиды (Dy—Lu). С повышением содержания редких земель возрастает роль лантаноидов цериевой подгруппы. Так, в редкоземельном эпидоте с содержанием редких земель 4.57% состав их комплексный, с незначительным преобладанием легких лантаноидов. В ортитах с содержанием редких земель свыше 13% преобладают лантаноиды цериевой подгруппы (табл. 3).

Для рентгеноструктурного исследования была взята серия образцов минералов описываемой группы с разнообразным химическим составом (с различным содержанием железа, кальция, редких земель и всевозможным соотношением редкоземельных элементов). Все они оказались рентгеноаморфными. Образцы прокаливались при температурах 700, 800, 900

и 1000° в течение часа. Результаты расчета порошкограмм, снятых после прокаливания, приведены в табл. 4. Оптимальными температурами прокаливания оказались 900 и 1000°. После прокаливания при этих температурах ортиты дают четкую дифракционную картину. Однако после прокаливания восстановление структуры не происходит. В. А. Хвостова (1962) указывает, что восстановление кристаллической решетки в метамиктных образцах ортита не происходит, она восстанавливается лишь у слабометамиктных. В результате прокаливания происходит распад минералов группы редкоземельного эпидота—ортита на простые окислы. В ортитах обр. 179/59 и V-3 отчетливо улавливаются линии церианита ($a_0 = 5.42 \pm 0.01$) и двуокиси церия ($a_0 = 5.40$). Эти ортиты содержат большое количество редких земель преимущественно цериевой подгруппы. В редкоземельном эпидоте 1275а/61 редких земель содержится меньше, в основном преобладают иттрий и тяжелые лантаноиды, в связи с чем линии церианита и двуокиси церия проявляются гораздо слабее. В отмеченном образце после прокаливания образуется фаза со структурой циркона (?). Распад метамиктных минералов на простые окислы в результате прокаливания отмечается также для торитов, цирконов и других минералов. Г. А. Сидоренко (1962) отмечает, что при этом возможна и частичная рекристаллизация минерала, причем наблюдается сложная дифракционная картина рекристаллизованного минерала вместе с картиной раскристаллизованных простых окислов. Все это затрудняет диагностику метамиктных минералов группы редкоземельного эпидота—ортита методом рентгеноструктурного анализа.

Расчет порошкограмм минералов группы редкоземельного эндота—ортита

Редкоземельный эндит, обр. 1003			Редкоземельный эндит, обр. 1273а/61						Редкоземельный эндит, обр. 709/61						Ортит, обр. V-3					
			700°		800°		900°		1000°		800°		900°		1000°		900°		1000°	
I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	I	$\frac{dx}{n}$	
2	4.40	6	4.46	4	4.03	4	4.54	2	4.43	3	4.45	3	4.50	4p	4.03			3	3.70	
1	4.00			5	4.05	5	4.05	6	4.05	6	4.05	4	4.10					2	(3.49)	
2	3.736	3	3.76	2	3.78	2	3.78	2	3.70	2	3.77	2	3.74					2	3.36	
1	3.51	4	3.54	3	3.49	4	3.53	4	3.54	4	(3.515)	3	(3.51)	3m	(3.48)			2		
7	3.27	10	3.35	10	3.30	1	3.33	1	3.31	3	3.326	3	(3.34)					2		
8	3.18			10	3.19	10	3.20	10	3.20	10	3.189	10	3.25	40	3.20	40	3.22	10	3.15	
10	2.97	9	2.92	6	2.98	9	3.00	6	2.975	5p	(2.988)	8	3.07	7	3.10					
1	2.80	2	2.82	2	2.82	3	2.83	4	2.818	5	2.816	4	2.85	9	2.83					
1	2.686			1	2.665	8	2.692	4	2.676	6	2.696	4	2.74	4	2.696	6	2.704	6	2.702	
7	2.55			4	2.570	4	2.570	3	2.563	6	2.520	3	2.606	3	2.587					
8	2.506	9	2.539	5m	2.536	6	2.527	4	2.513	6	2.515	2	2.520	4	2.508			2	2.522	
		3	2.423			3	2.459			2	2.448	1	2.445							
2	2.305	2	2.304			2	2.357			2p	2.354	3	2.261	4	2.259					
4	2.214					1	2.283			1p	2.270	3	2.261	4	2.259					
2	2.115	6m	2.113	3	2.124	5	2.134	2p	2.228	1	2.227	3	(2.121)			2	(2.134)	2m	(2.117)	
								4p	2.134	4	2.140	3	2.140							
5	2.017			3	2.029	5	2.027	3	2.022	2	2.087	2	2.007	2	2.052			3	2.018	
2	1.905								3m	(1.951)	2p	(1.951)	2	1.973	3	1.961				
		4	1.886	4	1.869	3	1.943	6	1.900	1	1.927	8	1.914	6	1.908	8	1.920	8	1.918	
3	1.830	2	1.818	5	1.840	1	1.886	4	1.827	1	1.883	2	1.836	3	1.864	2		2	1.840	
						7	1.841		1p	1.810	5	1.842	2	(1.805)	2	(1.795)	1	(1.808)		

Таблица 4 (продолжение)

Редкоземель- ный элемент, обр. 1003			Редкоземельный элемент, обр. 1275а/61												Редкоземельный элемент, обр. 709/61												Оргит, обр. V-3						Оргит, обр. 179/59			
			709°				800°				900°				1000°				800°				900°				1000°				900°			1000°		
			I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$				
1	1.774							3	1.764	7	1.766					6	1.765	5	1.765	4	1.761	3	1.768													
6	1.707	10	1.715	8	1.707	2	1.712	3	1.709	3	1.729	3	1.729	2p	1.730	4	1.710	2	1.691	1	1.707	2	1.691							2	1.722					
1	1.682													6	1.714	2p	1.713	2	1.675										1	1.687						
1	1.641	7m	1.643	5	1.633	1	1.646	4m	1.661	4m	1.661	4	1.623	5	1.648	2p	1.646	5p	1.610	8	1.633	7	1.631						8	1.635	1.635					
1	1.610	1	1.594			1	1.599	8	1.601					2p	1.619																					
4	1.530	1	1.541	3	1.539	3m	1.524	3	1.536	4	1.539	2p	1.538	3	1.538						1.560	2	1.533					1	1.565							
4	1.515							2	1.520	2	1.498	4	1.473	4	1.468	2p	1.475	3	1.477									3	1.513							
3	1.474	4m	1.469	4	1.463	2	1.468	4	1.473	4	1.473	4	1.473	2p	1.456	2	1.451	2	1.449	2m	1.491	5	1.487					2	1.453							
4	1.418													1	1.421	2	1.417	2p	1.416									1	1.421							
4	1.395	3	1.411	4	1.410	4	1.405	4	1.405	4	1.405	4	1.403	2p	1.420	2p	1.416	3	1.410	3	1.410	2	1.400					1	1.373							
		3	1.379	4	1.376	4p	1.361	5	1.359	5	1.359	5	1.339	2p	1.374	3	1.359	3	1.345	2	1.351	1	1.345					1	1.352							
3	1.322													2	1.340	2	1.319	1p	1.286																	
2	1.281	5	1.285	3	1.263			4m	1.277	5	1.307	5	1.307	2	1.319	4p	1.257	5	1.263	5	1.244	5	1.248	6	1.246											
								1	1.259	4	1.259	3	1.229	2p	1.224	2p	1.229	4	1.228	4	1.212	4	1.228	5p	1.216											
								2	1.241	2	1.241	2	1.241	2p	1.2131	2p	1.188	1	1.1835	1	1.1777	3	1.178					1	1.178							
								3	1.166	8m	1.166			2	1.168	4p	1.167	4	1.127																	
														6m	1.1123	6m	1.1123	7	1.1026	8m	1.1073	9	1.109													
3	1.108	3	1.119	4	1.115			8	1.1129	8	1.0957			4m	1.0998	4m	1.0998																			
		1	1.1023											4m	1.0688	4m	1.0688																			
								2	1.0514	8	1.0593	4	1.0493	4m	1.0593	3p	1.0454																			
3	1.058	3	1.0609	6	1.0589	2	1.0514	4	1.0415	4	1.0415	2	1.0415	2	1.0415	6	1.0429	8	1.0429	9m	1.0437	9	1.045													
		4	1.0518	6	1.0509																															

ВЫВОДЫ

1. Приведенный фактический материал подтверждает существование непрерывного изоморфного ряда между эпидотом и ортитом.

2. Физические свойства минералов изоморфного ряда эпидот—ортит изменяются с изменением химического состава. Наблюдается повышение показателя преломления и удельного веса с увеличением содержания закисного железа и редких земель, т. е. в направлении от эпидота к ортиту.

3. По составу редких земель изученные минералы являются комплексными. Если для ортитов с высоким содержанием редких земель характерен цериевый состав последних, то для редкоземельных эпидотов с невысоким содержанием редких земель отмечается относительное обогащение иттрием и тяжелыми лантаноидами.

4. Все исследованные минералы описываемой группы являются метамиктными, и прокаливание не восстанавливает их кристаллическую структуру. Происходит распад на простые окислы, что весьма затрудняет диагностику минералов этой группы методом рентгеноструктурного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М., 1964.

Кумскова Н. М., В. А. Хвостова. Рентгенографическое изучение минералов группы эпидот—ортита. Геохимия, № 7, 1964.

Минеев Д. А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала. Докл. АН СССР, т. 127, № 4, 1959.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР, М., 1963.

Сидоренко Г. А. Рентгенографическое изучение метамиктных минералов. Рентгенография минерального сырья, вып. 1, Гостеолтехиздат, М., 1962.

Хвостова В. А. Об изоморфизме эпидота и ортита. Докл. АН СССР, т. 161, № 6, 1961.

Хвостова В. А. Минералогия ортита. Тр. ИМГРЭ, вып. 11, 1962.

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА СТРЕЛЬНИНСКИХ ГРАНИТОВ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В гранитах района среднего течения р. Стрельны магнетит является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов. Изучение химического состава этого минерала было предпринято для выявления поведения элементов-примесей в магнетите из гранитов, различающихся по вещественному составу и времени образования. Особенности распределения элементов-примесей акцессорного магнетита могут быть использованы как геохимический критерий для генетического расчленения гранитоидов, выяснения генетической связи железорудных месторождений с магматическими комплексами, для определения температуры образования магнетита и т. д. (Вахрушев, 1959, 1960, 1965; Ляхович, 1959; Штейнберг, Фоминых, 1963; Shibuya, 1961, и др.).

Наибольшее количество опубликованных работ посвящено изучению химического состава магнетита железорудных месторождений контактово-метасоматического и осадочно-метаморфического генезиса. Значительно меньшее количество работ посвящено акцессорному магнетиту изверженных и метаморфических пород. К их числу относится работа Ю. Ю. Юрка и Е. Ф. Шнюкова (1961) по изучению состава магнетита Украинского кристаллического щита. Детальное спектроскопическое исследование акцессорного магнетита из гранитоидов различных регионов СССР произведено В. В. Ляховичем (1959).

Геологическое положение массивов гранитоидов среднего течения р. Стрельны приводится в статье автора «Акцессорные минералы плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитоидов среднего течения р. Стрельны» (см. настоящий сборник). По возрасту, положению в геологических структурах, вещественному составу и текстурно-структурным признакам в пределах изученного района могут быть выделены плагиоклазовые гранитоиды (граниты и гранодиориты) предположительно архейского возраста, аплитовидные микроклин-плагиоклазовые граниты, (нижний протерозой) среднезернистые и пегматоидные микроклин-плагиоклазовые граниты (средний протерозой), а также щелочные граниты, по возрасту относящиеся к среднему протерозою.

Магнетит в плагиоклазовых гранитоидах и микроклин-плагиоклазовых гранитах обычно представлен хорошо образованными октаэдрическими кристаллами со ступенчатыми или гладкими гранями, размером от десятых долей миллиметра до 2—3 мм в поперечнике (реже до 1.0 см в пегматоидных гранитах приконтактных частей массивов).

Результаты количественного подсчета магнетита, произведенного в 100-граммовых навесках пород, свидетельствуют о том, что наибольшее количество этого минерала содержится в аплитовидных микроклин-

плагиноклазовых гранитах (среднее $336 \cdot 10^{-3}\%$). Плагиноклазовые гранитоиды характеризуются резко неравномерным распределением магнетита в породе (от единичных зерен до $769 \cdot 10^{-3}\%$) уменьшением его содержания по сравнению с аплитовидными гранитами (среднее $250 \cdot 10^{-3}\%$). Для среднезернистых и пегматоидных микроклин-плагиноклазовых гранитов магнетит не характерен, и количество его возрастает лишь в гибридизированных разновидностях пегматоидных гранитов (до $206 \cdot 10^{-3}\%$).

Соотношения магнетита с породообразующими и акцессорными минералами свидетельствуют о длительном времени образования магнетита в процессе формирования плагиноклазовых гранитоидов и аплитовидных гранитов. В плагиноклазовых гранитоидах, содержащих значительное количество темновесных минералов (около 10%), установлено образование магнетита в процессе трансформации биотита и амфибола, что фиксируется появлением мелких пылевидных выделений рудного минерала вдоль плоскостей спайности при процессах вторичного изменения темновесных минералов. В пегматоидных гранитах главная масса магнетита образовалась, по-видимому, в ранний период, о чем свидетельствует приуроченность незначительного количества кристалликов магнетита к интерстиционным промежуткам и трещинкам в породе.

Таблица 1

Химический состав магнетита, вес. %

Компоненты	Плагио- класовый гнейсо- гранит, проба 8	Аплитовидный гранит			Пегматоидный гранит		
		Номера проб					
		10	28a	42	1	14	23
SiO ₂	1.21	1.58	0.70	1.36	0.56	1.10	0.90
TiO ₂	0.08	0.21	0.10	0.12	0.16	0.12	0.18
Al ₂ O ₃	0.39	0.50	0.35	0.42	0.35	0.39	0.53
Fe ₂ O ₃	73.54	81.17	84.73	89.89	68.91	90.40	71.52
FeO	23.92	15.49	13.35	8.20	29.72	7.62	27.48
MnO	0.17	0.50	0.53	0.15	0.14	0.24	0.16
MgO	0.19	0.15	0.02	0.03	0.09	0.03	Не обн.
CaO	0.39	0.24	0.07	0.25	0.20	0.07	0.07
V ₂ O ₅	0.11	0.07	0.08	Не обн.	0.06	0.09	Не обн.
Ni	0.004	Следы.	0.003	Не опр.	0.003	0.002	Не опр.
Zn	0.008	0.045	Не опр.	» »	0.054	Не опр.	» »
Cu	Не обн.		< 0.010	< 0.010	0.004	< 0.010	0.010
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
ZrO ₂	Не обн.	0.09	» »	» »	» »	» »	» »
Сумма	100.03	100.06	99.94	100.43	100.25	100.07	100.85
Аналитики.	В. Г. Загияй- ченко		К. М. Бабкина		В. Г. За- гияй- ченко		К. М. Бабкина
Ильменит (вес. %, расчи- танные)	0.15	0.43	0.17	0.19	0.30	0.19	0.40
Количество примесей (вес. %)	1.99	2.41	1.12	2.03	1.11	1.56	1.50

Кристаллохимические формулы

- 8 — (Fe_{0.981}Mg_{0.012}Mn_{0.005})_{0.998}(Fe_{1.995}O_{0.005})₂O₄;
 10 — (Fe_{0.971}Mg_{0.010}Mn_{0.017})_{0.998}Fe₂O₄;
 28a — (Fe_{0.981}Mn_{0.017})_{0.998}Fe₂O₄;
 42 — (Fe_{0.995}Mg_{0.002}Mn_{0.005})_{1.003}Fe₂O₄;
 1 — (Fe_{0.985}Mg_{0.007}Mn_{0.005})_{0.997}Fe₂O₄;
 14 — (Fe_{0.987}Mn_{0.007})_{0.994}Fe₂O₄;
 23 — (Fe_{0.992}Mn_{0.005})_{0.997}Fe₂O₄.

Результаты химического анализа семи проб акцессорного магнетита стрельнинских гранитов приведены в табл. 1. Пересчет анализов на кристаллохимические формулы произведен по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964) на три атома катиона в формуле. Так как магнетит образует сростания с кварцем, полевыми шпатами и цирконом, а также содержит эти минералы в виде включений, наличие SiO_2 , CaO , ZrO_2 и Al_2O_3 отнесено нами за счет механических примесей в магнетите. В процессе анализа магнетита щелочи не определялись, поэтому произвести точный пересчет на минералы-примеси не представляется возможным. Количество TiO_2 , определяемое при анализе магнетита, связывалось с эквивалентным количеством FeO в составе ильменита (табл. 1). При этом мы руководствовались допущением (Бетехтин, 1950), что весь титан входит в состав ильменита, являющегося продуктом распада твердого раствора. Неточность определения закисного железа, легко переходящего в окисное в поверхностных условиях, при подготовке материала к анализу и вызвала необходимость вести расчет соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+} по трехвалентному железу, количество которого принято равным 2.00 формульным единицам.

Параметры элементарной ячейки магнетитов (расчет произведен Л. Г. Латышевой):

	a_0 (kX)
Проба 8	8.383 ± 0.004
„ 28a	8.391 ± 0.003
„ 23	8.376 ± 0.002

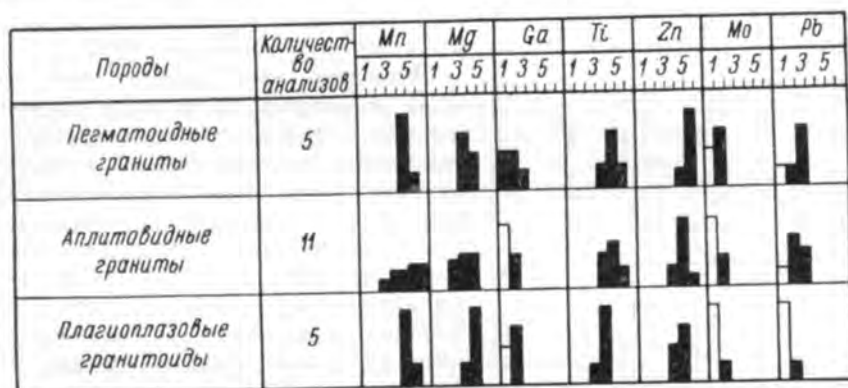
Как показал В. И. Михеев (1955), величина ребра элементарной ячейки минералов группы шпинели зависит от размеров ионных радиусов катионов, замещающих Fe^{2+} и Fe^{3+} . Наибольшее значение a_0 , полученное для магнетита пробы 28a, определяется, по-видимому, повышенным содержанием в пробе марганца (0.53% MnO), имеющего наибольший радиус среди двухвалентных катионов, замещающих двухвалентное железо ($R_{\text{Mn}^{2+}} = 0.91 \text{ \AA}$, $R_{\text{Fe}^{2+}} = 0.83 \text{ \AA}$).

Количественным спектральным анализом в магнетите было определено содержание Cu, Ni, Co, Cr и V. Сжигание проб производилось в дуге переменного тока при силе тока 20 а и экспозиции 2 мин. 45 сек. Определение велось на кварцевом спектрографе КС-55 при ширине щели 0.015 мм. Фотометрирование производилось с помощью микрофотометра МФ-2, градуировочные кривые строились по методу трех эталонов. Средняя квадратическая ошибка определения составляет для Cu 33.6, Ni — 15.7, Co — 12.6, Cr — 7.0, V — 13.2%. Анализы произведены в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР аналитиком М. Ф. Лялиной (табл. 2). Полуколичественным спектральным анализом (аналитик В.С. Мезенцев) в магнетите обнаружены примеси Mn, Mg, Ga, Ti, Zn, Mo и Pb (см. рисунок). Установлено, что в состав магнетита может входить ряд элементов, изоморфных с двухвалентным и трехвалентным железом. К их числу относятся Cr^{3+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , V^{3+} , Cu^{2+} , Mg^{2+} , Sc^{3+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Sn^{4+} , Ga^{3+} , Al^{3+} , Pb^{4+} , Ti^{4+} , из которых Ni^{2+} , Co^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Sc^{2+} , Mg^{2+} , Pb^{4+} , Sn^{4+} замещают двухвалентное железо, находящееся в тетраэдрическом окружении, а V^{3+} , Cr^{3+} , Ga^{3+} , Cu^{2+} и частично Al^{3+} и Ti^{4+} изоморфно входят в состав магнетита при замещении трехвалентного железа, занимающего октаэдрическую позицию (Михеев, 1955).

Т и т а н. Содержание титана в магнетите стрельнинских гранитов колеблется от сотых долей процента до 0.17% (проба 10). Магнетит из аплитовидных и пегматоидных гранитов содержит больше титана, чем магнетит из плагноклазовых гранитоидов (см. рисунок). Содержание титана в магнетите обычно уменьшается с понижением температуры кристаллизации и увеличением глубинности формирования пород (Штейн-

берг, Фоминых, 1963). Указания на увеличение количества титана в магнетите с повышением температуры образования имеются также в работе Баддингтона и др. (Buddington a. oth., 1955) по исследованию зависимости содержания двуокиси титана в магнетитах. Произведенные исследования позволяют предположить, что магнетиты аплитовидных и пегматоидных гранитов имеют более высокую температуру образования по сравнению с магнетитами плагиоклазовых гранитоидов.

Марганец. Наибольшее количество марганца содержит магнетит из аплитовидных гранитов (0.017 формульных единиц, или около 0.50% MnO), наименьшее — магнетит из плагиоклазовых гранитоидов. Из литературы известно, что увеличение содержания марганца наблюдается



Вариационный график содержания элементов-примесей в магнетите по данным полуколичественного спектрального анализа.

Содержание элементов по интервалам (%): 1 — < 0.001; 2 — 0.001—0.003; 3 — 0.003—0.01; 4 — 0.01—0.03; 5 — 0.03—0.05; 6 — 0.1—0.3; 7 — 0.3—1.0.

в более высокотемпературных магнетитах (Вахрушев, 1959; Ляхович, 1959).

Магний. По содержанию магния магнетит всех трех групп гранитов мало различается. Несколько повышенное количество магния установлено в пробах магнетита из плагиоклазовых гранитоидов (0.012 формульных единиц, проба 8). По данным Н. В. Павлова и И. И. Чупрыниной (1955), содержание магния в магнетите может служить указанием глубины образования некоторых типов железорудных месторождений.

Медь. Наиболее высокое содержание меди установлено в магнетите из аплитовидных гранитов (среднее 0.003%). Такое поведение меди не находит объяснения и при сравнении с общим содержанием меди в породах, максимальное количество ее содержат плагиоклазовые гранитоиды (0.008%). Известно, что нахождение меди в магнетите обусловлено замещением ею трехвалентного железа. Наличие повышенных содержаний меди в магнетите аплитовидных гранитов, возможно, объясняется условиями формирования аплитовидных гранитов, происходившем при повышенном кислородном потенциале, что и обусловило нахождение большей части железа, входящего в состав магнетита, в трехвалентной форме.

Кобальт, никель, ванадий и хром. Относительно наличия кобальта, никеля, ванадия и хрома в аксессуарном магнетите можно отметить, что наблюдается тенденция к уменьшению содержания этих элементов от плагиоклазовых гранитоидов к аплитовидным гранитам и далее — к пегматоидным гранитам, причем поведение кобальта, никеля, ванадия и хрома в магнетите стрельнинских гранитов коррелируется с поведением этих элементов в породах, составной частью которых яв-

Таблица 2

Результаты количественного спектрального анализа магнетита, вес. %

Породы	Количество определений	Cu	Ni	Co	Cr	V
Плагноклазовые гранитоиды . . .	5	$\frac{0.001-0.003}{0.0016}$	$\frac{0.006-0.013}{0.009}$	$\frac{-0.004-0.008}{0.006}$	$\frac{0.007-0.029}{0.019}$	$\frac{0.11-0.15}{0.14}$
Ангитовидные граниты	12	$\frac{0.001-0.012}{0.003}$	$\frac{0-0.019}{0.0045}$	$\frac{0-0.005}{0.0024}$	$\frac{0.003-0.019}{0.006}$	$\frac{0.044-0.091}{0.076}$
Пегматоидные граниты	5	$\frac{0.001-0.002}{0.001}$	$\frac{0-0.004}{0.001}$	Не обн.	$\frac{0-0.003}{<0.003}$	$\frac{0.009-0.079}{0.028}$

Примечание. В числителе показаны пределы колебаний содержания элемента, в знаменателе — среднее содержание.

ляется аксессуарный магнетит. Эти элементы обладают атомной структурой, по строению близкой к атомной структуре железа. Однако стремление к проявлению максимального спин-момента (в результате перехода валентного S-электрона на электронный уровень 3d, имеющий различное строение у этих элементов) приводит к тому, что ванадий является электронным аналогом ниобия, а кобальт и никель — аналогами родия и платины, что, вероятно, оказывает влияние на поведение их в природе (Лебедев, 1957).

Известно, что никель, кобальт и хром по-разному ведут себя в породах, имеющих различную температуру образования, причем никель и хром характерны для более высокотемпературных пород и минералов, а кобальт — для более низкотемпературных. Накопление ванадия в ходе формирования магматических комплексов происходит в более низкотемпературных образованиях (Щербина, 1936; Ферсман, 1941; Ляхович, 1959). Однако имеются и другие наблюдения (Дымкин, Васильева, 1961), в результате которых установлено накопление ванадия в более высокотемпературных магнетитах. В процессе гранитизации отмечается тенденция к обогащению ванадием магнетитов из пород отличающихся большей степенью гранитизации (Коваль, 1963). Произведенное нами изучение поведения кобальта, никеля, ванадия и хрома свидетельствует о том, что содержание этих элементов в магнетите гранитоидов р. Стрельны находится в прямой зависимости от содержания их в породах и применение кобальта, никеля, ванадия и хрома для определения температур образования магнетита не дает однозначного решения.

Цинк, молибден, свинец. Полуколичественные спектральные анализы показывают увеличение содержания этих элементов от магнетитов из плагноклазовых гранитоидов к магнетитам пегматоидных гранитов.

Средние содержания Cu, Ni, Co, Cr, V, Ti, Mn, Mg в магнетитах стрельнинских гранитов приведены в табл. 3. Здесь же приведены средние содержания этих элементов в магнетитах из гранитов различных регионов

Средние содержания элементов-примесей в магнетите
из гранитов Стрельнинского района и других регионов СССР (Ляхович, 1959)

	Cu	Ni	Co	Cr	V	Ti	Mn	Mg
Стрельнинский район	0.0015	0.005	0.003	0.009	0.08	0.11	0.21	0.06
Кольский полуостров	0.0005	0.005	0.001	0.005	0.1	0.01	0.01	0.008
Горный Алтай	0.001	0.005	—	0.005	0.05	0.05	0.01	0.008
Западная Тува	0.008	0.05	0.001	0.1	0.05	0.1	0.06	0.01
Восточный Саян	0.005	0.1	0.002	0.1	0.1	0.3	0.03	0.05
Восточное Забайкалье	0.001	0.005	0.002	0.005	0.05	0.05	0.01	0.005

Советского Союза, по данным В. В. Ляховича (1959). Сравнение данных табл. 3 позволяет сделать вывод о наличии в магнетитах стрельнинских гранитов повышенного содержания магния и марганца. В связи с этим следует отметить, что вывод В. В. Ляховича (1959) о преобладании ванадия над титаном в магнетите Кольского полуострова, так же как об отсутствии в нем свинца, нуждается в уточнении.

ВЫВОДЫ

1. По содержанию элементов-примесей магнетиты из плагиоклазовых гранитоидов, аплитовидных и пегматоидных гранитов достаточно отчетливо различаются.

2. Наиболее высокую температуру образования имеют магнетиты из аплитовидных и пегматоидных гранитов.

3. Формирование аплитовидных гранитов происходило, по-видимому, в условиях повышенного кислородного потенциала, что фиксируется обогащением медью магнетита из этих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950.
 Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М., 1964.
 Вахрушев В. А. О минералого-геохимической зональности в месторождениях Кондомского района Горной Шории. Геохимия, № 4, 1959.
 Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Изд. Сибирского отд. АН СССР, Новосибирск, 1960.
 Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд. «Наука», М., 1965.
 Дымкин А. М., А. И. Васильева. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в главных рудных минералах Аппенинского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). Геология и геофизика, № 8, 1961.
 Коваль В. Б. Деякі дані про склад магнетиту докембрійських порід Середнього Побужжя. Геологічний журнал, т. XXIII, вып. 6, 1963.
 Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ, 1957.
 Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, 1959.
 Михеев В. И. Формула для вычисления ребра ячейки шпинелей. Докл. АН СССР, т. 101, № 2, 1955.
 Павлов Н. В., И. И. Чупрынина. О магномагнетитах как индикаторах глубинности оруденения. Докл. АН СССР, т. 104, № 2, 1955.
 Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1941.

Штейнберг Д. С., В. Г. Фоминых. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. Свердловск, 1963.

Щербина В. В. Распространение ванадия в титаномагнетитах и во вмещающих породах. Тр. Совещания по изучению производительных сил СССР, сер. уральская, вып. 2. 1936.

Юрк Ю. Ю., Е. Ф. Шнюков. Окислы железа Украинского кристаллического щита. Изд. АН УССР, Киев, 1961.

Buddington A. F., I. Fahey a. A. Vlisidis. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., v. 253, № 9, 1955.

Shibuya G. Mineralogical study of magnetite in Japan. Science Reports of Yamaguchi University, v. 12, December, 1961.

О ГРЕЙЗЕНАХ В РАЙОНЕ ЮОВВОАЙВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

В западной части Мурманской области расположен гранитный массив Юоввоайв (в бассейне р. Явр). С этой интрузией связаны проявления грейзенов, которые вместе с гранит-порфирами составляют трубообразное тело, не имеющее до сих пор аналогов на Кольском полуострове. В настоящей статье приводятся результаты личных исследований автора с использованием данных геофизических и геологических работ, выполненных Н. А. Яковлевым, М. И. Дубровским (1965 г.) и др.

ГЕОЛОГИЯ

Гранитный массив Юоввоайв находится в южной части области развития пород гранулитовой формации, среди кислых гранулитов. Простираение их СВ $70-80^\circ$, падение на северо-восток под углами $25-45^\circ$. Граниты развиты на площади около 40 км^2 .

По гравиметрическим данным массив Юоввоайв представляет купол, контакты которого имеют падение под углами $60-80^\circ$ в сторону вмещающих пород. На современном эрозионном срезе массив имеет форму эллипса с длинной осью 7 км, короткой — 6 км (рис. 1).

Гравиметрическими измерениями установлено, что примерно на глубине 2 км от поверхности гранитный массив Юоввоайв продолжается восточнее в виде гребня. Ширина гребня около 3 км. На его восточном окончании возвышается гранитный выступ, верхняя часть которого расположена примерно на 600—700 м ниже дневной поверхности. Диаметр выступа 3 км.

Непосредственно над гранитным выступом, почти в его центре и вдольную к его западному краю, на дневной поверхности среди гранулитов обнажаются гранит-порфиры и развитые по ним грейзены. Эти породы слагают вертикальное трубообразное тело, которое на эрозионной поверхности образует эллипс с осями 0.8 и 0.5 км. Площадь развития гранит-порфиров и грейзенов приблизительно равна 0.3 км^2 , причем гранит-порфиры занимают около 20% площади (рис. 2).

Гранит-порфиры и грейзены окружены зоной брекчии. Брекчия в общем повторяет форму центрального вертикального тела, придавая концентрическое строение описываемому объекту. Ширина зоны брекчии с южной, северной и восточной сторон колеблется в пределах 0.1—0.5 км. У западного контакта гранит-порфиров и грейзенов мощность брекчии значительно меньше — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Состав брекчии сложный. Наиболее распространены угловатые обломки очень измененных кислых гранулитов, сцементированные гранит-аплитами нескольких генераций и, реже, кварцевыми порфирами. Изредка

в брекчии наблюдаются обломки гранит-аплитов, сцементированные более поздними гранит-аплитами. Широко распространены обломки жильного кварца. Размеры отдельных обломков различны — от долей сантиметра до десятков метров. Характерно, что глыбы брекчии, примыкающие вплотную друг к другу под различными углами, на соприкасающихся поверхностях не имеют следов истирания, обычного для зон катаклаза. Следует отметить отсутствие признаков ассимиляции измененных гранулитов цементирующими их гранит-аплитами. Среди последних не установлены гибридные разновидности. Гранит-аплитовый цемент преимущественно встречается во внутренней зоне брекчии и почти отсутствует в ее краевых частях.

Кислые гранулиты, вмещающие перечисленные породы, очень изменены. Область развития таких сильно измененных пород не распростра-

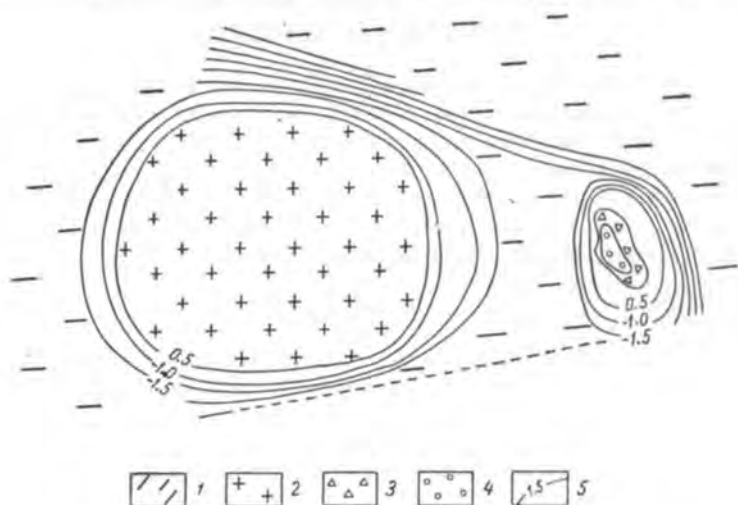


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта.

1 — гранулиты; 2 — граниты; 3 — брекчия; 4 — грейзены; 5 — изогипсы кровли гранитного массива (сечение изогипсы через 0.5 км).

няется за пределы нескрытого гранитного выступа, границы которого установлены гравиметрическими измерениями. Измененные гранулиты пересекаются многочисленными жилами гранит-аплитов, которые приурочены к субмеридиональной зоне, проходящей северо-западнее тела гранит-порфиров и грейзенов. По своему положению эта зона совпадает с краевой частью гранитного выступа. Мощность аплитовых жил колеблется от 0.2 до 10 м. Падение жил вертикальное.

Концентрическое строение этого сложного тела, кроме брекчии, также подчеркивается расположением кварцевых жил. По характеру залегания кварцевые жилы разделяются на две группы — крутопадающие (углы падения $90-50^\circ$) и пологопадающие (углы падения $0-45^\circ$). Большая часть крутопадающих жил приурочена к зоне брекчии, в которой они залегают кулисообразно.

Крутопадающие кварцевые жилы пересекают обломки измененных гранулитов и цементирующие их гранит-аплиты, в том числе и более поздние, которые содержат обломки ранних гранит-аплитов. В свою очередь крутопадающие кварцевые жилы брекчированы и нередко сцементированы гранит-аплитами.

Все крутопадающие кварцевые жилы в зоне брекчий имеют падение в сторону от центрального тела гранит-порфиров и грейзенов. Часть

крутопадающих кварцевых жил пересекает гранит-порфиры центрального тела по его длинной оси в северо-западном направлении. Они падают на северо-восток под углами $80-50^\circ$. Примерно в середине грейзенов расположен почти вертикальный кварцевый столб диаметром около 30 м. Кварц здесь также брекчирован.

Пологопадающие кварцевые жилы преимущественно падают на северо-запад. Те жилы, которые залегают среди брекчии, большей частью брекчированы и часто сцементированы гранитным материалом, в том числе

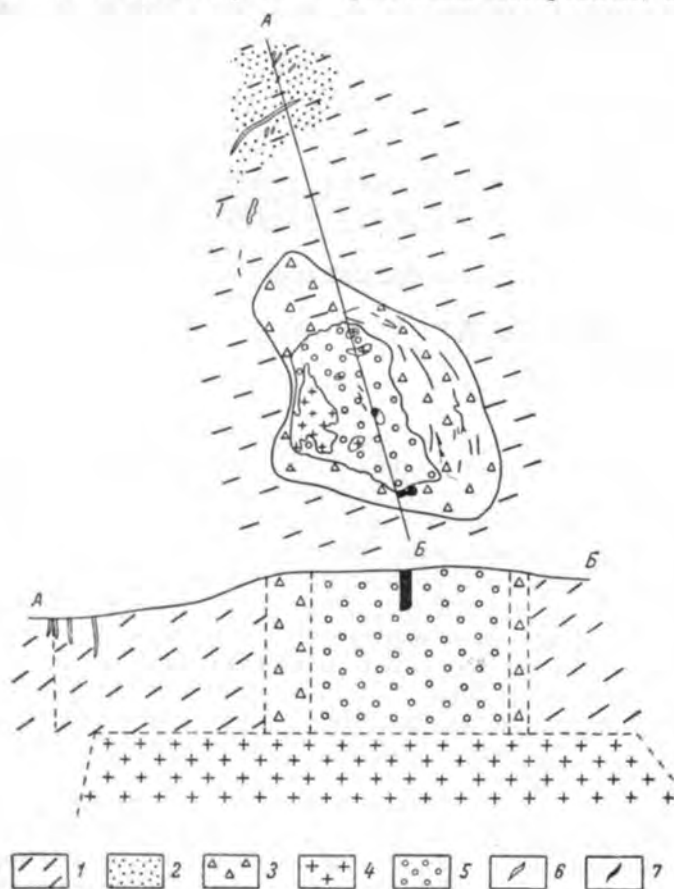


Рис. 2. Схематизированный геологический план и разрез субвулкана.

1 — гранулиты; 2 — сильно измененные гранулиты; 3 — брекчия; 4 — гранит-порфиры; 5 — грейзены; 6 — жильные гранит-аплиты; 7 — крутопадающие кварцевые жилы.

и гранит-порфирами. Пологопадающие кварцевые жилы, секущие гранит-порфиры и грейзены, не брекчированы.

Все брекчированные кварцевые жилы сложены параллельно-шестоватыми агрегатами кварца или полосчатым кварцем. В описываемых породах наиболее поздно образовались мусковит, топаз, флюорит, шприт и молибденит. Мусковит у большинства кварцевых жил (чаще у лежащего контакта) образует слюдистую оторочку, замещает кварц, пересекая его полосчатость, и составляет радиально-лучистые агрегаты, нередко нарастающие на обломки кварца. Топаз в виде радиально-лучистых агрегатов встречается в крутопадающих жилах, залегающих среди гранит-порфиров и грейзенов. Флюорит и монацит распространены во всех жилах, но наи-

большие концентрации этих минералов отмечены в вертикальном кварцевом столбе. Молибденит преимущественно встречается в крутопадающих кварцевых жилах, расположенных среди брекчий. Здесь молибденит тяготеет к мусковитовым оторочкам. Пирит встречается во всех кварцевых жилах и грейзенах. Общим для всех поздних минералов и для грейзенов, развитых по гранит-порфирам, является отсутствие их брекчированности. Следовательно, брекчированные кварцевые жилы, залегающие среди грейзенов, образовались до возникновения последних.

Таким образом, геологическое положение и концентрическое строение описанного объекта, многократное чередование магматической и гидротермальной деятельности, длительная и интенсивная тектоника позволяют считать этот геологический объект субвулканом, связанным с деятельностью кислой магмы. На Кольском полуострове до сих пор были известны субвулканы, сложенные щелочными или ультраосновными горными породами. Описанный в этой статье субвулкан является существенно новым образованием для Кольского полуострова.

ПЕТРОГРАФИЯ

Измененные гранулиты отличаются от неизмененных сильным развитием мелкочешуйчатого мусковита и биотита по гранату и мусковита — по плагиоклазу и сидлиманиту. Разрастаясь, листочки мусковита замещают и кварц.

Гранит-порфиры — мелкозернистые массивные горные породы с отчетливой порфировидной структурой. Минеральный состав их представлен кварцем (30—40%), альбитом №№ 5—10 (50—55%) и микроклином (10—20%). Наиболее характерное отношение альбита к микроклину $(5\div 6):1$. Акцессорные минералы — монацит и, реже, топаз. Иногда в виде единичных чешуек встречаются биотит и хлорит. Кварц слагает округлые зерна, которые в диаметре достигают 3 мм и хорошо выделяются на фоне мелкозернистой полевошпатовой массы. Альбит идиоморфный, размеры его зерен не превышают 1 мм в поперечнике. Наиболее мелкие зерна альбита (сотые доли миллиметра) часто встречаются в порфировидном кварце. Микроклин ксеноморфный и заполняет промежутки между зернами альбита. Двойниковая решетка микроклина хорошо развита.

Гранит-аплиты, цементирующие брекцию и слагающие жилы, расположенные среди измененных гранулитов, — массивные, мелкозернистые. Минеральный состав их аналогичен составу гранит-порфиров. Структура гинидиоморфнозернистая, часто микропорфировидная. Наблюдалась также редкие реликты сферолитовой структуры (в жильных гранит-аплитах).

Грейзены представлены тремя разновидностями: две из них — массивные кварц-мусковитовые грейзены, развитые по гранит-порфирам, а третья — жильные, существенно мусковитовые грейзены.

Грейзенизация гранит-порфиров начинается с развития мелкочешуйчатого мусковита по альбиту. При этом в мусковите по плоскостям спайности образуются пластинчатые зерна флюорита. Значительное развитие мусковита часто приводит к образованию псевдоморфоз агрегата зерен мусковита по альбиту. В наиболее полно грейзенизированных гранит-порфирах альбит сохраняется только внутри порфировидного кварца. Характерно, что структура гранит-порфиров сохраняется почти полностью. В дальнейшем грейзены, имеющие унаследованную структуру гранит-порфиров, именуются грейзенами I. Кроме грейзенов I, устанавливаются собственно грейзены, в дальнейшем называемые грейзенами II. Эти грейзены развиты в юго-восточной и центральной части гранит-

грейзенового тела. Грейзены II представляют собой среднезернистую массивную горюю породу, сложенную кварцем и мусковитом, которые содержатся примерно в равных количествах. Характерным второстепенным минералом является флюорит, количество которого находится в пределах 0.2—3%. Структура грейзенов порфиролепидогранобластовая, иногда листоватая (при значительном преобладании мусковита). Флюорит в грейзенах ксеноморфный и представлен мелкими зернами, расположенными между зернами мусковита и кварца. Мелкие кристаллы альбита в кварце отсутствуют. Акцессорные минералы грейзенов II представлены монацитом, молибденитом и пиритом. Количество последнего иногда достигает 10—20%. Почти всегда встречается в единичных зернах неопределенный минерал черного цвета с сильным блеском (колумбит?).

Жильные грейзены (грейзены III) образуют как слюдистые оторочки около брекчированных кварцевых жил, так и мономинеральные мусковитовые жилки, залегающие преимущественно среди грейзенов II. Кроме мусковита, в грейзенах III часто встречаются флюорит, пирит, кварц (небрекчированный) и сидерит.

Оптические свойства мусковитов характеризуются следующими данными:

1) грейзены I: $2V_{Np} = 37-41^\circ$ (7 определений по способу Вардьянца);

2) грейзены II: $2V_{Np} = 40-43^\circ$ (9 определений), $N_g = 1.609-1.606$, $N_m = 1.603-1.600$ (8 определений);

3) слюдистые оторочки, гнездообразные скопления мусковита и мусковит по анализам кварцевых брекчий: $2V_{Np} = 36-42^\circ$ (14 определений), $N_g = 1.612-1.603$, $N_m = 1.606-1.597$ (16 определений).

В табл. 1 приводятся анализы наименее измененных гранит-порфиров и грейзенов, развитых по ним. Образцы C28-23п (гранит-порфир) и C28-23г (грейзены I) взяты в 13 м друг от друга, а образцы C28-40 (гранит-порфир) и C28-47 (грейзены I) — в 5—10 см. Баланс привноса и выноса различных компонентов рассчитан на 100 см³ горной породы с учетом объемного веса. По разности объемных весов суммарный привнос вещества составляет 14 г на 100 см³. По результатам химического анализа суммарный привнос достигает 16.6 г. Превышение против 14.0 г объясняется недостатком суммы по анализу гранит-порфиров и ее избытком по анализу грейзенов.

Привнос, превышающий возможную ошибку анализа, устанавливается для Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, F и потерей при прокаливании, а вынос — для MgO, Na₂O. Привносимые и выносимые вещества по количеству почти уравниваются. Следовательно, разница в объемном весе объясняется действительным, хотя и небольшим, привносом SiO₂, K₂O и Al₂O₃. При сопоставлении фактического содержания микроклина с его количеством, которое может быть получено расчетом результатов химических анализов гранит-порфиров в предположении микроклина и альбита № 10, соответственно чистых по натрию и калию, отношение расчетного альбита к микроклину по анализам табл. 1 составит 1.4 : 1, тогда как фактически очень часто это отношение равно 5 : 1 (по количественным подсчетам минералов в шлифах).

Большой избыток фактически имеющегося альбита указывает на значительное содержание в нем окиси калия, которое (по расчету) достигает 2.7% из общего ее количества, равного 4.7%. Это содержание окиси калия в альбите № 10 соответствует 27.3% (молекулярных) калиевой молекулы. Альбит с высоким содержанием окиси калия образуется при высокой температуре и обладает неустойчивой кристаллической решеткой. Следовательно, этот альбит, а значит и гранит-порфиры являются высокотемпературными образованиями. Неустойчивость альбитовой кристалличе-

Таблица 1

Окислы	Гранит-порфир, об. вес 2,62, обр. С28-23п		Грейзен I, об. вес 2,76, обр. С28-23г		Привнос (+), вынос (-), г/100 см ³	Гранит-порфир, об. вес 2,62, обр. С28-40		Грейзен I, об. вес 2,76, обр. С28-47		Привнос (+), вынос (-), г/100 см ³	Среднее из двух опре- делений, привнос (+), вынос (-), г/100 см ³
	вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³		вес. %	г/100 см ³	вес. %	г/100 см ³		
SiO ₂	71,00	186,02	72,53	200,18	+14,16	73,50	192,57	70,59	194,84	+ 2,26	+ 8,21
TiO ₂	0,06	0,16	0,03	0,08	- 0,08	—	Следы.	0,03	0,08	+ 0,08	0,00
Al ₂ O ₃	13,74	36,00	13,61	37,56	+ 1,56	14,43	37,81	14,43	39,83	+ 2,02	+ 1,79
Fe ₂ O ₃	0,64	1,68	1,93	5,33	+ 3,65	—	—	1,24	3,42	+ 3,42	+ 3,53
FeO	1,00	2,62	1,86	5,13	+ 2,51	0,86	2,25	1,44	3,97	+ 1,72	+ 2,11
MnO	0,03	0,08	0,05	0,14	+ 0,06	0,02	0,05	0,04	0,11	+ 0,06	+ 0,06
MgO	0,96	2,52	0,12	0,33	- 2,19	0,08	0,21	0,06	0,16	- 0,05	- 1,12
CaO	1,63	4,27	1,91	5,27	+ 1,00	0,93	2,44	2,19	6,04	+ 3,60	+ 2,30
Na ₂ O	4,32	11,32	0,29	0,80	-10,52	4,17	10,92	0,26	0,72	-10,20	-10,36
K ₂ O	4,62	12,10	4,52	12,48	+ 0,38	4,39	11,50	4,81	13,28	+ 1,78	+ 1,08
F	0,47	1,23	1,92	5,30	+ 4,07	0,49	1,28	2,04	5,63	+ 4,35	+ 4,21
П. п. п.	0,63	1,65	2,60	7,18	+ 5,53	0,69	1,81	3,42	9,44	+ 7,63	+ 6,58
Σ	99,10	258,65	101,37	279,78	+20,13	99,56	260,84	100,55	277,51	+16,67	+18,39
-O=F ₂	0,2	0,52	0,81	2,24	- 1,70	0,20	0,52	0,86	2,37	- 1,85	- 1,78
Сумма	98,90	258,13	100,56	277,54	+18,43	99,36	260,32	99,69	275,14	+14,82	+16,61

Примечание. Анализ П. Н. Даврова.

Таблица 2

Порода, количество проб	Среднее содержание и стандартное отклонение (σ) мусковита и флюорита				Коэффициенты корреляции флюорита и мусковита	Коэффициенты вариации	
	мусковит	$\sigma_{\text{мусковит}}$	флюорит	$\sigma_{\text{флюорит}}$		V мусковит	V флюорит
Грейзены I (23)	30.75	11.48	1.429	0.551	+0.82	0.373	0.386
Грейзены II (92)	49.16	2.02	1.722	0.704	-0.25	0.041	0.407

ской решетки и наличие в альбите значительного содержания окиси калия объясняет преимущественное развитие мусковита по альбиту в начале грейзенизации.

Таблица 3

Минерал	Показатель асимметрии А	Показатель крутости К	χ^2	Число степеней свободы
Мусковит	-0.049	+1.00	12.26	8
Флюорит	-0.702	-0.13	36.65	8

Примечание. Вычисление критерия Пирсона χ^2 производилось по вариационным рядам с шириной интервала $\frac{1}{2}\sigma$ (среднее арифметическое помещалось в середину интервала).

ГЕОХИМИЯ

Поскольку мусковит является главным породообразующим минералом, а фтору придается одна из главных ролей в образовании грейзенов (Левицкий, 1947), характеристику парагенетических связей приводим сначала для мусковита и флюорита. Количественное содержание мусковита определялось отбором мономинеральных фракций мусковита на электромагните с дальнейшей проверкой чистоты пробы под бинокулярной лупой. В неэлектромагнитном остатке пробы, представленном кварцем, флюоритом и частично полевыми шпатами, количественным спектральным анализом определялся фтор, содержание которого затем пересчитывалось на флюорит в расчете на всю горную породу (на грейзены). Навески для отбора мусковита и определения содержания флюорита получены путем квартования раздробленного материала керновых и больших штучных проб, начальный вес которых составлял 10—20 кг. В табл. 2 даны статистические характеристики распределения концентраций мусковита и флюорита в грейзенах I и грейзенах II.

В грейзенах I устанавливается тесная корреляционная связь мусковита и флюорита, а их вариационные коэффициенты несущественно отличаются друг от друга. Эти статистические характеристики указывают на тесную генетическую связь мусковита и флюорита. В грейзенах II корреляционная (линейная) связь между мусковитом и флюоритом отсутствует, а вариационные коэффициенты распределения их концентраций существенно различны. В табл. 3 даны дополнительные статистические характеристики распределений мусковита и флюорита в грейзенах II (проба 92).

По статистическим характеристикам (табл. 3) распределение концентраций мусковита несущественно отличается от нормального. Распределение концентраций флюорита с вероятностью >0.999 существенно отличается от нормального за счет значительного числа проб с содержанием флюорита меньше среднего арифметического (значительная отрицательная асимметрия). Отсутствие в грейзенах II корреляционной связи

мусковита и флюорита и их неодинаковое распределение указывают на различное отношение этих минералов к процессам, которые привели к образованию грейзенов II. Сопоставим распределения мусковита и флюорита в грейзенах I и II. Отношения дисперсий (критерий F) по несмещенной оценке¹ для мусковита $F = \frac{S_1^2}{S_2^2} = \frac{138.0}{4.12} = 33.5$ и для флюо-

рита $F = \frac{S_2^2}{S_1^2} = \frac{0.500}{0.318} = 1.58$. При степенях свободы $k = 22$ и $k = 91$ имеем табличные значения, равные 3.15 (уровень значимости 0.001) и 1.78 (уровень значимости 0.05). Следовательно, распределения и средние содержания мусковита в грейзенах I и II различны с вероятностью >0.999 . Сходство распределения флюорита в обоих грейзенах критерием F не опровергается. По критерию Пирсона распределение флюорита в грейзенах I не отличается от нормального ($\chi^2 = 1.45$, число степеней свободы 4), тогда как распределение флюорита в грейзенах II отличается от нормального с вероятностью >0.999 . Следовательно, распределения флюорита в грейзенах I и II также существенно различны.

Таким образом, грейзены I и II различаются по распределению и содержанию порообразующих минералов и по структуре. В грейзенах II не встречаются реликты гранит-порфиров и не наблюдаются унаследованная структура гранит-порфиров. Так как переход между грейзенами I и II весьма постепенный и визуальнo в обнажениях эти грейзены не различаются, можно считать, что грейзены II развиты по грейzenам I и являются продуктом перекристаллизации грейzenов I.

Из табл. 2 видим, что содержание мусковита и флюорита в грейзенах II существенно увеличивается, но одновременно проявляется тенденция к антагонизму этих минералов: $r = -0.25$ и отличается от нуля с вероятностью 0.95. Естественно принять, что наибольшие содержания мусковита характерны для грейzenов II, образовавшихся в более позднюю стадию. Тогда отрицательная корреляционная связь мусковита и флюорита должна выразиться в противоположном изменении их концентраций по сравнению со средними величинами. Действительно, в грейзенах II, сложенных на 51—55% мусковитом, содержание флюорита часто падает до 0.16—0.8%. Следовательно, можно считать, что на последних стадиях грейzenизации из грейzenов выносятся фтор (и кальций).

Рассмотрим геохимию щелочных элементов и фтора, входящих в состав мусковита грейzenов I и II. В табл. 4 приводятся средние содержания окислов щелочных элементов и фтора в мусковите, а также приведены стандартные отклонения.

Средние содержания и распределения в мусковите грейzenов I и II для K_2O и Na_2O существенно отличаются с вероятностью >0.99 и >0.999 соответственно. Для Rb_2O и Li_2O вероятность существенного различия распределения и (или) среднего содержания заключена между 0.95 и 0.99.

По критерию F не отвергаются близость распределения и среднего содержания фтора в мусковите грейzenов I и II.

Однако распределение и среднее содержание фтора в грейзенах I и II как в горной породе в целом необходимо считать существенно различным, так как распределение мусковита в грейзенах различно. По тем же пробам коэффициенты линейной корреляции концентраций мусковита в грейзе-

¹ Дисперсия по несмещенной оценке определялась по формуле $S^2 = \frac{n-1}{n} s^2$, где n — число проб, s^2 — дисперсия; индексы 1 и 2 отвечают дисперсиям по грейzenам I и II соответственно.

	Средние содержания окислов и стандартные отклонения (σ)										Среднее содержание мусковита
	K_2O	σK_2O	Na_2O	σNa_2O	Rb_2O	σRb_2O	$Li_2O \cdot 10^{-3}$	$\sigma Li_2O \cdot 10^{-3}$	F	σF	
Грейзены I	$\frac{8.55}{12}$	0.851	$\frac{0.86}{12}$	0.67	$\frac{0.23}{12}$	0.065	$\frac{4.22}{12}$	0.220	$\frac{1.27}{11}$	0.376	$\frac{33.70}{11}$
Грейзены II	$\frac{8.98}{16}$	0.424	$\frac{0.31}{16}$	0.076	$\frac{0.23}{16}$	0.035	$\frac{2.90}{16}$	0.628	$\frac{1.19}{42}$	0.485	$\frac{49.43}{39}$
Критерий F	—	4.11	—	79.0	—	3.56	—	3.52	—	1.55	—

Примечание. В числителе — вес. $\%$, в знаменателе — число проб. Щелочные элементы определялись методом фотометрии пламени (аналитик М. П. Лоскутова), а фтор — количественным спектральным анализом (аналитик А. Н. Лимберис).

нах I и II и содержащихся в нем окислов щелочей и фтора соответственно следующие: для K_2O $+0.76$ и -0.76 , для Na_2O -0.88 и $+0.07$, для Rb_2O -0.34 и -0.24 , для Li_2O -0.64 и $+0.17$, для F $+0.88$ и -0.68 . Сопоставляя существенные расхождения распределения и средних содержаний мусковита, K_2O , Na_2O и их корреляцию, приходим к следующим выводам: Na_2O выносятся из мусковита грейзенов I и II, а K_2O в грейзенах I привносится с развитием процесса и выносятся из мусковита в грейзенах II.

Поведение Rb_2O и Li_2O в грейзенах иное. Среднее содержание мусковита в грейзенах II выше, чем в грейзенах I. Следовательно, сохранение среднего содержания Rb_2O в мусковитах указывает на существенный привнос рубидия при образовании грейзенов II.

Суммарное среднее содержание Li_2O в пересчете на массу породы сохраняется. Следовательно, не имел места привнос Li_2O в грейзены II при их образовании по грейзенам I. Это означает, что отрицательная корреляционная связь мусковита и Li_2O в грейзенах I и существенное различие распределения и среднего содержания Li_2O в мусковитах указывают на перераспределение Li_2O в мусковите грейзенов II.

Суммарное среднее содержание фтора в мусковите в пересчете на горную породу для грейзенов I и II составляет 0.428 и 0.587% соответственно. Следовательно, при образовании грейзенов II наблюдается существенный привнос фтора (распределение мусковитов в грейзенах различное). Однако отрицательная корреляционная связь фтора и мусковита показывает уменьшение содержания фтора в мусковите грейзенов II, содержащих наибольшее количество мусковита. Очевидно, привнос фтора имел место только в самом начале образования грейзенов II, если считать большие содержания мусковита характерными для наиболее поздних грейзенов.

Концентрации Li_2O , Na_2O и F в мусковите изменяются также с глубиной. Коэффициенты корреляции содержаний этих компонентов в зависимости от глубины соответственно равны $\frac{-0.86}{22}$, $\frac{-0.54}{22}$ и $\frac{-0.57}{20}$ (в знаменателе — число проб). Как видим, концентрация перераспределяемых и (или) выносимых элементов при грейзенизации с глубиной уменьшается. Следовательно, при образовании грейзенов II литий, натрий и фтор в мусковите выносились из нижних горизонтов в верхние или дальше. Корреляционная зависимость калия с глубиной не отмечена.

В табл. 5 приведены данные о содержании некоторых рассеянных элементов в мусковитах грейзенов I и II.

	Средние содержания и стандартные отклонения (σ) рассеянных элементов						
	BeO · 10 ⁻³	⁹ BeO · 10 ⁻³	Sn · 10 ⁻³	⁹ Sn · 10 ⁻³	Ga · 10 ⁻³	⁹ Ga · 10 ⁻³	Ge · 10 ⁻³
Мусковит из грейзенов I . . .	$\frac{1.52}{11}$	0.476	$\frac{0.91}{11}$	0.391	$\frac{1.50}{11}$	0.245	$\frac{6.35}{11}$
Мусковит из грейзенов II . . .	$\frac{1.21}{44}$	0.395	$\frac{0.97}{45}$	0.346	$\frac{1.49}{45}$	0.332	$\frac{6.25}{41}$
Отношение дисперсий по несмещенной оценке (критерий F)	—	1.56	—	1.38	—	1.71	—

Примечание. В числителе — содержание BeO, Sn, Ga и Ge (вес. %), определенные количественным спектральным анализом (спектроскописты-интерпретаторы А. Н. Лимберис и Н. М. Сомова), в знаменателе — число проб.

По критерию F допускается сходство средних величин рассеянных элементов в мусковитах грейзенов I и II. По критерию Стюдента различие среднего содержания BeO имеет вероятность ~ 0.94 ($t_{\text{BeO}}=1.91$, степень свободы $k=53$), среднее содержание Sn, Ga и Ge различается с вероятностью $\ll 0.70$ ($t_{\text{Sn}}=0.446$ при $k=54$, $t_{\text{Ga}}=0.1$ при $k=54$ и $t_{\text{Ge}}=0.01$ при $k=50$; Батунер и Позин, 1963). Распределение рассеянных элементов в горной породе в целом (в грейзенах I и II) все же различно, так как эти элементы входят в состав мусковита, распределение которого в грейзенах I и II различно.

В мусковитах грейзенов II устанавливается тесная корреляционная связь между оловом, окисью калия и мусковитом.

Коэффициенты линейной корреляции всех возможных пар между этими компонентами следующие: $r_{\text{Sn-K}_2\text{O}} = -0.54$ (16 проб), $r_{\text{K}_2\text{O-мусковит}} = -0.76$ (16 проб) и $r_{\text{Sn-мусковит}} = +0.51$ (37 проб). Сопоставление приведенных коэффициентов корреляции показывает, что олово привносится в мусковит грейзенов II при одновременном увеличении содержания мусковита и выносе K_2O из мусковита. Глубинность источника олова доказывается линейной корреляционной связью концентраций олова в мусковите с глубиной: коэффициент корреляции $r_{\text{Sn-h}} = +0.89$ (13 проб по одной скважине, пройденной в центре поля грейзенов II, интервал опробования 0—300 м).

Следовательно, содержание олова в мусковите увеличивается в конечных стадиях образования грейзенов II, а источник олова находится на глубине, в нижних горизонтах грейзенов II.

В мусковитах грейзенов II устанавливается корреляционная связь для BeO—Ga ($r=+0.57$) и BeO—Ge ($r=+0.63$). Корреляционная связь между Ga и Ge отсутствует.

Концентрации BeO, Ga и Sn изучались также полуколичественным спектральным анализом (всего 476 проб). В табл. 6 сопоставляется содержание BeO, Ga и Sn в грейзенированных гранит-порфирах (совместно с грейзенами I) и в грейзенах II. Для сопоставления имеющиеся данные количественного спектрального анализа по мусковитам пересчитаны на породу в предположении, что рассеянные элементы входят только в состав мусковита (табл. 6).

Таблица 6

Опробованные горные породы		Содержание, вес. %		
		BeO · 10 ⁻³	Ga · 10 ⁻²	Sn · 10 ⁻²
Гранит-порфиры и грейзены I.	Количественные определения	0.5	0.5	0.3
	Полуколичественные определения	0.64 (160)	1.0 (169)	0.2 (164)
Грейзены II.	Количественные определения	0.6	0.74	0.48
	Полуколичественные определения	0.65 (153)	0.85 (220)	0.44 (203)

Примечание. В скобках — число проб модального интервала.

Обращает внимание близость содержания компонентов, определенных количественными и полуколичественными спектральными анализами. Следовательно, результаты последних заслуживают доверия.

Сопоставляя средние содержания BeO, Ga и Sn в породе и мусковите, пересчитанные на породу, находим: содержание бериллия при образовании грейзенов в целом в породе не изменяется; галлий из породы в целом при грейзенизации частично выносится, но большей частью переходит в мусковит; олово отчетливо привносится на всех стадиях грейзенообразования (низкое содержание олова в гранит-порфирах с грейзенами I связано с низким содержанием его в слабоизмененных породах).

Полуколичественными спектральными анализами в гранит-порфирах и грейзенах I и II определены также молибден, свинец и цирконий.

Модальная концентрация молибдена от гранит-порфиров (грейзенизированных) и грейзенов I к грейзенам II изменяется (вес. %) от $1 \cdot 10^{-3}$ до $3-4 \cdot 10^{-3}$. Модальные концентрации свинца и циркония с увеличением грейзенизации уменьшаются: для Pb от $2 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ и для Zr от $2 \cdot 10^{-2}$ до $2 \cdot 10^{-3}$. Вынос свинца и циркония и привнос молибдена в процессе грейзенизации подтверждаются также их корреляционной связью с мусковитом и друг с другом. Коэффициенты корреляции, рассчитанные по усредненным полуколичественным спектральным анализам и усредненным содержаниям мусковита в пробах тех же скважин, следующие: $r_{\text{мусковит-Mo}} = +0.94$, $r_{\text{мусковит-Zr}} = -0.86$, $r_{\text{мусковит-Pb}} = -0.66$, $r_{\text{Pb-Mo}} = -0.73$, $r_{\text{Pb-Zr}} = +0.43$ и $r_{\text{Zr-Mo}} = -0.97$. Следовательно, с развитием процесса грейзенизации наблюдается привнос молибдена и вынос циркония и свинца.

Рассмотрим характеристику геохимии щелочей, фтора и рассеянных элементов в мусковите слюдяных оторочек (грейзены III) из полого- и крутопадающих кварцевых жил. Приведем среднее содержание и стандартное отклонение (σ) для окислов щелочей, фтора и рассеянных элементов в мусковите слюдяных оторочек:

K ₂ O	$\frac{8.99}{24}$	σ_F	0.48
σ_{K_2O}	0.86	BeO · 10 ⁻³	$\frac{1.21}{20}$
Na ₂ O	$\frac{0.42}{19}$	$\sigma_{BeO \cdot 10^{-3}}$	0.274
σ_{Na_2O}	0.345	Sn · 10 ⁻²	$\frac{1.51}{22}$
Rb ₂ O	$\frac{0.24}{17}$	$\sigma_{Sn \cdot 10^{-2}}$	0.36

$\sigma_{\text{Rb}_2\text{O}}$	0.073	$\text{Ga} \cdot 10^{-2}$	$\frac{1.53}{22}$
Li_2O	$\frac{0.072}{20}$	$\sigma_{\text{Ga}} \cdot 10^{-2}$	0.49
$\sigma_{\text{Li}_2\text{O}}$	0.057	$\text{Ge} \cdot 10^{-4}$	$\frac{6.67}{22}$
F	$\frac{1.40}{17}$	$\sigma_{\text{Ge}} \cdot 10^{-4}$	1.61

Примечание. Здесь и далее в знаменателе — число проб.

Корреляционные связи для этих компонентов не существенно отличаются от нуля. Так как слюдяные оторочки кварцевых жил на 100% сложены мусковитом, естественно, распределение мусковита в этих оторочках существенно отлично от распределения мусковита в грейзенах I и II. Следовательно, средние содержания компонентов в пересчете на породу различны.

Существенное расхождение распределения и среднего содержания в мусковите грейзенов II и слюдяных оторочек отмечено для K_2O , Na_2O , Rb_2O , Li_2O , BeO и Ga. Различия распределения F, Sn и Ge незначительны. Возможно, существенные различия распределения большей части компонентов обусловлены не столько различной концентрацией этих компонентов в гидротермальных растворах, сколько различными условиями образования мусковита: в грейзенах II имеют место перекристаллизация и метасоматические замещения, в слюдяных оторочках кварцевых жил — метасоматические замещения. Последние характерны также и для грейзенов I. Сходство процессов в грейзенах I и слюдяных оторочках подтверждается незначительным различием распределения и средних содержаний большинства элементов в мусковите грейзенов I и слюдяных оторочек (незначительные различия отмечены для K_2O , Rb_2O , Li_2O , F, Sn и Ge, а существенные — для Na_2O , BeO и Ga).

Приведем краткую характеристику некоторых геохимических особенностей измененных гранулитов. Поскольку в измененных гранулитах окись калия связана с мусковитом и вторичным биотитом, а окись натрия — с реликтами плагиоклаза, имеет смысл рассматривать распределение только для K_2O , Rb_2O и Li_2O . По результатам 13 проб имеем: $\overline{\text{K}_2\text{O}} = 3.21$, $\sigma_{\text{K}_2\text{O}} = 1.75$, $\overline{\text{Rb}_2\text{O}} = 0.03$, $\sigma_{\text{Rb}_2\text{O}} = 0.21$, $\overline{\text{Li}_2\text{O}} = 0.014$, $\sigma_{\text{Li}_2\text{O}} = 0.029\%$. Ливейные коэффициенты корреляции $r_{\text{K}_2\text{O}-\text{Li}_2\text{O}} = +0.78$ и $r_{\text{K}_2\text{O}-\text{Rb}_2\text{O}} = +0.65$. Связь Rb_2O и Li_2O отсутствует. Положительная и тесная связь K_2O с Rb_2O и Li_2O в измененных гранулитах доказывает различие распределения и геохимической связи этих компонентов по сравнению с грейзенами I и II, где эта связь существенно не отличается от нуля, хотя она определялась по такому же (или большему) числу проб. Значительное развитие мусковита (до 90% объема измененных гранулитов) и биотита доказывает привнос K_2O и связанных с ней Rb_2O и Li_2O . По полуколичественным спектральным анализам отмечается также увеличение содержания циркония в измененных гранулитах: концентрация циркония в неизмененных гранулитах находится в пределах 0.005—0.03% (среднее 0.02%), а в измененных — 0.01—0.06% (среднее 0.04%). В измененных гранулитах отмечается также и новообразование циркона. Приведенные данные и геологическое положение измененных гранулитов позволяют считать, что привнос K_2O , Li_2O , Rb_2O и Zr в эти породы происходил из нижележащих, еще не вскрытых эрозией грейзенов, в которых, как установлено выше, выносятся R_2O и Zr, а содержание Li_2O в них увеличивается в верхних горизонтах.

ВЫВОДЫ

1. Юовноайвский массив представляет собой субвулкан концентрического строения, расположенный над апикальной, не вскрытой частью гранитного массива.

2. При образовании субвулкана имело место многократное чередование магматической и гидротермальной деятельности.

3. Брекчированные кварцевые жилы образовались до возникновения грейзенов.

4. Образование грейзенов происходило в три стадии после прекращения магматической и интенсивной тектонической деятельности субвулкана. Каждой стадии грейзенизации соответствуют грейзены, обладающие определенными особенностями. Установлены грейзены I, развитые по гранит-порфирам, грейзены II, развитые по грейzenам I, и мусковитовые оторочки в контактных зонах кварцевых жил. Мусковитовые оторочки генетически не связаны с кварцевыми жилами и образовались значительно позже.

5. Время образования редкометальной минерализации близко ко времени образования грейзенов II и мусковитовых оторочек (грейзены III).

6. Геохимические особенности грейзенов меняются от стадии к стадии. На первой стадии грейзенизации (грейзены I) мусковит и флюорит образуются в тесной генетической связи друг с другом. На второй стадии (грейзены II) часть флюорита выносится, тогда как общее содержание мусковита увеличивается. Калий привносится в мусковит грейзенов I и выносится из мусковита грейзенов II. Натрий выносится из мусковита в течение всей грейзенизации и наиболее интенсивно — на первой стадии. Литий перераспределяется в мусковите грейзенов II без существенного его привноса. Фтор, содержащийся в мусковите, выносится из него на второй стадии грейзенизации. При грейзенизации интенсивно выносятся цирконий и свинец и привносится молибден.

7. Литий, фтор и натрий на второй стадии грейзенизации выносятся из нижних горизонтов грейзенов II в верхние. Олово поступает в грейзены II из глубинного источника. Привнос олова генетически связан с образованием мусковита.

8. Под сильно измененными гранулитами залегают, вероятно, грейзены, не вскрытые эрозией.

ЛИТЕРАТУРА

Б а т у н е р Л. М., Е. М. П о з н. Математические методы в химической технике. Госхимиздат, М., 1963.

Д у б р о в с к и й М. И. Полевые шпаты гранитов горы Юовн-оайв. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4, изд. «Наука», М.—Л., 1965.

Л е в и ц к и й О. Д. Месторождения касситерито-кварцевой формации. Тр. Инст. геол. наук, вып. 82, серия рудных месторождений, № 8, 1947.

РЕДКИЕ ЩЕЛОЧИ В МИКРОКЛИНАХ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ПОРОСОЗЕРА

В литературе (Боровик-Романова, 1958; Слепнев, 1959; Солодов, 1960, 1962, 1965; Соседко, 1961; Одикадзе, 1963; Ставров, 1963; Калита, 1965, и др.) опубликованы сведения о содержании и распределении редких щелочей в микроклинах из различных типов гранитных пегматитов. На основании этих исследований в ряде работ (Соседко, 1961; Солодов, 1962, 1965; Ставров, 1963) показано, что микроклин может служить индикатором на акцессорную минерализацию в пегматитах. В статье содержатся данные о количестве и распределении редких щелочей в микроклинах, полученные при изучении гранитных пегматитов в районе Поросозера (центральная часть Кольского полуострова). Автором изучались микроклины из различных типов пегматитовых тел, пространственно тесно связанных с массивом метасоматически переработанных плагиомикроклинитовых гранитов (грейзенизированные турмалиновые гнейсо-граниты, по В. А. Масленникову, 1963 г.).

Массив залегает среди биотитовых, кианито-ставролит-биотитовых, амфиболовых гнейсов и амфиболитов свиты порос вблизи контакта ее с плагиогнейсо-гранитами Мурманского блока. В пределах массива выделяются две фациальные разновидности гранитов. Большую часть составляют наименее измененные гнейсовидные мелкозернисто-мусковитовые граниты плагиомикроклинитового состава с значительным количеством мусковита. Процессы изменения мелкозернистых гранитов заключаются в интенсивной мусковитизации биотита. Альбитизация проявлена слабо. В незначительном количестве присутствует турмалин. Вторая фациальная разновидность, представленная пегматоидными гранитами, развита вдоль южного и юго-восточного края массива. Пегматоидные граниты постепенно переходят в мелкозернистые граниты, иногда отмечаются в мелкозернистых гранитах в виде шпировых обособлений. Пегматоидные граниты имеют неравномернозернистое сложение: в основной средне- и крупнозернистой массе гранита наблюдаются блоки микроклина до 10×15 см. В этой фациальной разновидности гранитов по сравнению с мелкозернистыми гранитами увеличивается количество микроклина и уменьшается количество мусковита. Биотит почти полностью исчезает. Количество турмалина значительно возрастает. Пегматоидные граниты интенсивно альбитизированы, и в них присутствует голубой апатит. В пегматоидных гранитах отмечаются акцессорный берилл и колумбит (по данным В. В. Гордиенко).

Пегматоидные граниты образуют многочисленные апофизы во вмещающих породах, которые по мере удаления от массива постепенно переходят в типичные пегматитовые жилы. Пегматитовые тела, пространственно связанные с массивом измененных гранитов, располагаются как во вмещаю-

щих метаморфических породах, так и внутри гранитов. Большая часть их развита вдоль юг-юго-западного контакта (экзо- и эндоконтактные пегматиты). Единичные жилы наблюдаются в северо-западном контакте среди гнейсов. Эндоконтактные пегматитовые жилы встречаются только в пегматоидной фации гранитов.

По минералогическому составу все пегматитовые жилы относятся к мусковит-кварц-полевошпатовому типу.

Пегматитовые тела северо-западного контакта гранитов залегают в биотитовых и кванцито-ставролит-биотитовых гнейсах. Эти пегматитовые жилы являются незамещенными. Процессы альбитизации (сахаровидный альбит) развиты лишь в одной жиле. Незамещенные жилы северо-западной экзоконтактной зоны имеют простое строение. В приконтактной части они сложены среднезернистым мусковит-кварц-полевошпатовым пегматитом, который к центру жил сменяется крупнозернистым с мелко-блоковыми обособлениями микроклина.

Большинство пегматитовых тел юг-юго-западного контакта гранитов находится среди биотитовых, кванцито-ставролит-биотитовых гнейсов и сланцеватых полевошпатовых амфиболитов. Отдельные жилы отмечаются в эндоконтакте среди пегматоидных гранитов. Все пегматитовые жилы, располагающиеся вдоль юг-юго-западного контакта гранитов, как в экзоконтактной зоне, так и в эндоконтакте, значительно альбитизированы (сахаровидный и мелкозернистый альбит). В связи с альбитизацией в них появляются акцессорный берилл и колумбит-танталит.

На примере этих пегматитовых тел прослеживаются постепенные переходы от гранитов к пегматитам. Так, пегматоидный гранит, слагающий основную часть апофиз, на выклинивании апофиз и в участках их пережимов сменяется мусковит-кварц-полевошпатовым пегматитом, а пегматитовые жилы эндоконтакта с пегматоидными гранитами имеют постепенные расплывчатые переходы. Далее в этом ряду стоят сложно дифференцированные пегматитовые тела зоны экзоконтакта.

Пегматитовые жилы в гранитах и пегматитовые участки апофиз отличаются простым строением. Они сложены в основном среднезернистым мусковит-кварц-полевошпатовым пегматитом. В их центральных частях среднезернистый пегматит сменяется крупнозернистым, среди которого имеются отдельные обособления микроклина (до 5×5 см).

В строении пегматитовых жил зоны экзоконтакта намечается концентрическая зональность. От приконтактных частей к центру тел структура пегматита меняется от среднезернистой до крупнозернистой и блоковой. В центральных частях жил наблюдаются обособления мономинерального кварца и крупные блоки микроклина. В мусковит-кварц-полевошпатовом пегматите, как в приконтактной зоне, так и в центральных частях жил, отмечаются редкие обособления кварц-мусковитового комплекса. Интенсивность альбитизации и насыщенность пегматитов акцессорными минералами возрастают от жил простого строения к сложно дифференцированным телам.

Для определения содержаний и выявления особенностей распределения редких элементов в микроклинах из различных пегматитовых образований были взяты микроклины из незамещенной пегматитовой жилы (жила № 1) и из всех разновидностей альбитизированных пегматитовых тел. Рассмотрим состав и строение пегматитовых жил, микроклины которых изучались.

Жила № 1 согласно залегает в биотитовых гнейсах и имеет плитообразную форму. По простиранию прослежена на 60 м при видимой мощности до 6 м. Простирание СЗ 310° , падение к северо-востоку под углами $60-65^\circ$. Жила в приконтактной зоне (мощность 1—1,5 м) сложена равномерно среднезернистым мусковит-кварц-полевошпатовым пегматитом. Пачки и

пластины мусковита равномерно распределены среди кварца и полевых шпатов. Присутствуют единичные мелкие зерна граната и шерла, обычно в ассоциации с мусковитом. Плагноклаз и микроклин в этой разновидности пегматита представлены таблитчатыми кристаллами размером до 2×2 см, причем плагноклаз преобладает над микроклином. К центру жилы среднезернистый пегматит сменяется крупнозернистым. Строение его неравномернозернистое — в основной массе, сложенной таблитчатым плагноклазом и микроклином, имеются обособления крупнокристаллического и мелкоблокового микроклина размером 5×5 — 10×10 см и крупнотаблитчатого плагноклаза — 3×4 см. В этой разновидности пегматита микроклин и плагноклаз присутствуют примерно в одинаковом количестве. Мусковит тяготеет к кварцу. Отдельные крупные кристаллы граната и шерла ассоциируют с мусковитом.

Пегматитовое тело № 2 является апофизой гранитов. Оно залегает среди биотитовых гнейсов и прослеживается по простиранию на 150 м при видимой мощности от 3 до 10 м. В плане тело пегматита имеет неправильную жилеообразную форму с раздувами и пережимами. Простирание СЗ, 345 — 355° и в основном совпадает с вмещающими породами. Падение предположительно к юго-западу под углом 80° . Это тело сложено пегматоидным гранитом. В участках пережимов и на выклинивании пегматоидный гранит постепенно сменяется среднезернистым мусковит-кварц-полевошпатовым пегматитом.

Микроклин и плагноклаз пегматитовых участков представлены таблитчатыми разновидностями. В центральных частях этих участков появляется крупнокристаллический микроклин. Мусковит равномерно распределен по породе или находится в ассоциации с кварцем. Пегматит значительно альбитизирован (сахаровидный и мелкозернистый альбит). Из второстепенных минералов присутствуют гранат и шерл, которые образуют среди альбита жилеообразные скопления мелких кристаллов, ориентированные по простиранию породы, а также отмечается голубой апатит.

Пегматитовая жила № 3 располагается в юго-западной эндоконтактной зоне турмалин-мусковитовых гранитов. Она прослеживается по простиранию на 50 м при видимой мощности 3,5 м и имеет в плане жилеообразную форму. Простирание жилы, совпадающее с простиранием гнейсовидности гранитов, СЗ 295° , падение к юго-западу под углом 50° . Пегматитовая жила постепенно переходит в граниты.

Жила № 3 сложена среднезернистым, крупнозернистым в центральных частях мусковит-кварц-полевошпатовым пегматитом. Микроклин и плагноклаз представлены таблитчатыми разновидностями. В крупнозернистом пегматите появляется крупнокристаллический микроклин. Для всей жилы характерно преобладание микроклина над плагноклазом. Мусковит равномерно распределен по пегматиту. Жила очень альбитизирована (сахаровидный и мелкозернистый альбит). Турмалин и гранат образуют многочисленные скопления мелких кристаллов в альбите, часто цепочечные или же ассоциирующиеся с мусковитом. Голубой апатит, содержащийся в альбите, более распространен, чем в апофизе гранитов.

Пегматитовая жила № 4 залегает среди биотитовых гнейсов и полевошпатовых сланцеватых амфиболитов. По простиранию прослеживается на 300 м при средней мощности 4,5—5 м. В плане она имеет извилистые очертания и неправильную жилеообразную форму с раздувами и пережимами. Простирание СЗ, 315 — 340° и совпадает с простиранием вмещающих пород, но на флангах жила сечет их. Падение к юго-западу под углом 85° .

Приконтактная зона жилы сложена мусковит-кварц-полевошпатовым среднезернистым пегматитом. Микроклин и плагноклаз представлены таблитчатыми морфологическими разновидностями, причем плагноклаз

преобладает над микроклином. Мусковит распределен по пегматиту равномерно и тяготеет к кварцу. Альбитизация проявлена слабо: вдоль границ кристаллов и по мелким трещинкам в них развивается сахаровидный альбит. Имеют место мелкие зерна голубого апатита, шерла и граната в ассоциации с альбитом.

Крупнозернистый пегматит сложен агрегатом произвольно ориентированных кристаллов крупнокристаллического микроклина и крупнотаблитчатого плагиоклаза, между которыми располагаются выделения кварца. В количественном отношении содержания плагиоклаза и микроклина примерно одинаковые. Пачки и пластины мусковита размером 3×3 см размещаются по границам кристаллов полевых шпатов или в кварце. В этой разновидности пегматита процессы альбитизации развиты интенсивно. Плагиоклаз и микроклин участками нацело замещены мелкозернистым альбитом. Турмалин, гранат и апатит образует полосовидные или цепочечные скопления в мелкозернистом альбите.

Блоковые разновидности пегматита сложены агрегатом кристаллов-блоков микроклина размером от 0.1×0.1 до 0.4×0.5 м и обособлениями кварца. Крупные пачки мусковита (5×5 см) ассоциируют с кварцем. Между блоками микроклина отмечаются редкие обособления крупнотаблитчатого плагиоклаза в тесном парагенезисе с мусковитом. В блоковом пегматите процессы альбитизации очень развиты. Наряду с мелкозернистым альбитом появляется и пластинчатая разновидность. Темноцветные минералы образуют отдельные крупные кристаллы, редко гнездовые скопления на границах блоков микроклина с агрегатами альбита. Иногда наблюдается тесная ассоциация турмалина, граната и апатита с мусковитом.

Кварц-мусковитовый комплекс образует жилкообразные и линзовидные обособления во всех разновидностях кварц-полевошпатового пегматита. Простирание их совпадает с простиранием контактов пегматитовой жилы. На границе пачек мусковита и кварца развивается мелкозернистый альбит. В кварц-мусковитовом комплексе центральных частей жилы отмечается пластинчатый альбит. Постоянно наблюдаются реликты кристаллов таблитчатого и крупнотаблитчатого плагиоклаза, который замещается мелкозернистым альбитом.

Жила № 5 залегает среди ставролит-биотитовых гнейсов. По серии вывалов, протягивающихся в направлении простирания гнейсов ($S330-340^\circ$), она прослеживается на 100 м. Судя по отдельным предположительно коренным выходам пегматита мощностью 2.5 м, жила имеет состав и строение, аналогичное жиле № 4, но более интенсивно альбитизирована. Минералогическими особенностями жилы № 5 являются обнаруженные в ней пурпурит и значительные скопления арсенопирита. Арсенопирит располагается в аплитовидном полосчатом альбитовом агрегате.

Таким образом, в сложно дифференцированных незамещенных и альбитизированных пегматитовых телах присутствуют три первичные морфологические разновидности микроклина: таблитчатый микроклин, крупнокристаллический и блоковый. Они сменяют друг друга от контактов жил к центру. В пегматитовых образованиях более простого строения (пегматитовые участки апофиз гранитов и жилы зоны эндоконтакта гранитов) блоковый микроклин отсутствует.

Микроклины всех разновидностей светло-розоватого цвета. Показатели светопреломления микроклинов из различных пегматитов и разных морфологических разновидностей одинаковы: $N_g = 1.525-1.526$, $N_m = 1.522$, $N_p = 1.518-1.519$.

Для микроклинов из альбитизированных пегматитов характерна рекристаллизованность в различной степени. В процессе рекристаллизации по первичным разновидностям микроклина образуется мелкокристаллический микроклин. Подобное явление перекристаллизации в пегмати-

тах подробно описано В. В. Гордиенко (1962) на примере одного из пегматитовых полей Кольского полуострова. В. В. Гордиенко показал, что при рекристаллизации содержание редких щелочей в микроклинах фактически не изменяется, а отношение элементов остается постоянным. Этот вывод приемлем и для микроклинов исследованных пегматитов.

Количественное содержание щелочей в микроклинах дается в таблице. Анализы микроклинов производились в лабораториях Кольского филиала

Содержание щелочей в микроклинах

Номера образцов	Характеристика микроклинов	Удаление от контакта, м	Окислы (вес. %)					K ₂ O Rb ₂ O	K ₂ O Cs ₂ O	Rb ₂ O Cs ₂ O
			K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O			

I. Незамещенный пегматит (жила № 1)

250	Таблитчатый . . .	0.1	12.54	2.26	Следы.	0.031	Следы.	404	—	—
251	» . . .	0.5	12.91	2.41	0.003	0.038	»	338	—	—
252	» . . .	1.0	12.95	2.63	Следы.	0.042	»	308	—	—
253	Крушинокристаллический . . .	1.5	12.85	2.30	»	0.050	»	257	—	—
254	То же . . .	1.9	10.72	2.26	»	0.044	»	243	—	—
255	Блоковый . . .	2.4	12.50	2.29	»	0.055	»	227	—	—
256	» . . .	3	12.30	2.26	»	0.059	»	218	—	—

II. Альбитизированные пегматиты

1. Апофиза гранитов (жила № 2)

106	Таблитчатый . . .	0.5	13.00	2.50	0.0045	0.065	0.0037	200	3513	17.8
107	» . . .	1.5	14.50	1.10	0.0059	0.074	0.0040	196	3625	18.5
105	Крушинокристаллический . . .	2.5	14.80	1.43	0.0053	0.080	0.0043	185	3442	18.6

2. Жила в эвдоконтактной зоне гранитов (№ 3)

99	Таблитчатый . . .	0.5	14.25	1.34	0.011	0.090	0.0048	158	2968	18.7
100	» . . .	1.0	14.75	1.30	0.011	0.094	0.0050	157	2950	18.8
101	Крушинокристаллический . . .	1.5	13.50	2.13	0.010	0.089	0.0048	152	2842	18.5

3. Жилы в экзоконтактной зоне гранитов (№№ 4 и 5)

696	Таблитчатый . . .	0.2	13.20	2.40	0.0020	0.11	0.0023	120	5739	48
697	» . . .	0.5	13.90	1.90	0.0020	0.12	0.0023	116	6043	52
3	Крушинокристаллический . . .	1.0	14.06	1.58	0.0007	0.12	Следы.	117	—	—
4	То же . . .	1.5	12.78	1.10	0.0010	0.13	0.0070	98	1825	18.5
33	Блоковый . . .	2.0	14.65	1.02	0.0020	0.17	Следы.	86	—	—
81	» . . .	2.5	12.67	1.16	0.0014	0.17	0.0050	74	2534	34
208	Крушинокристаллический . . .	—	13.79	1.37	0.064	0.15	0.0060	92	2298	25
209	То же . . .	—	14.40	1.20	0.0036	0.18	0.0049	80	2938	36.7
212	Блоковый . . .	—	13.78	1.06	0.0030	0.19	0.0080	73	1722	23.7
217	» . . .	—	13.70	2.00	0.0056	0.19	0.0065	72	2107	29
220	» . . .	—	13.60	2.00	0.0074	0.19	0.0060	71	2266	31.6

АН СССР. Материал для анализов отбирался под бинокулярным микроскопом из фракции $-0.25 + 0.16$ мм. При проверке его в иммерсионных препаратах оказалось, что в микроклинах содержится примесь плагиоклаза (10—12%). Для микроклинов из незамещенного пегматита она обусловлена микропертитовыми вростками плагиоклаза, а для микроклинов альбитизированных пегматитов, вероятно, — микровключениями

сахаровидного альбита. Щелочи в микроклинах определялись методом фотометрии пламени (аналитики Н. А. Ульяненко и М. П. Тарасова). Полученные данные показали, что по содержанию и особенностям распределения редких щелочей микроклины из различных пегматитовых тел значительно различаются.

Натрий. Микроклины из незамещенного пегматита характеризуются относительно постоянной примесью Na_2O (2.26—2.63%), а в связи с этим и одинаковыми количествами калия. В микроклинах же альбитизированных пегматитовых тел примесь Na_2O колеблется в широких пределах (1.02—2.5%), поэтому содержание калия также неодинаковое. Подтверждается вывод, что натрий в микроклинах жилы № 1 связан с микропертитовыми вростками плагиоклаза. Примесь натрия в микроклинах замещенных пегматитов обусловлена различным количеством микровключений альбита.

Литий. В микроклинах из незамещенной пегматитовой жилы литий определен количественно лишь в одном образце из семи. В остальных образцах этот элемент практически отсутствует. Микроклины из пегматитового участка апофизы гранитов характеризуются значительно большим содержанием лития. Количество Li_2O в них изменяется от 0.0045 до 0.0059% (среднее 0.0052%), причем в микроклинах центральной части апофизы содержание лития несколько больше, чем в микроклинах приконтактной зоны. Дальнейшее накопление его происходит в микроклинах пегматитовой жилы зоны эндоконтакта гранитов (0.010—0.011% Li_2O). В сложно дифференцированных пегматитовых телах зоны экзоконтакта гранитов микроклины обеднены литием по сравнению с микроклинами из жилы эндоконтакта. Так, в жиле № 4 Li_2O содержится 0.0007—0.0020% (среднее 0.0016%). Во всех микроклинах, за исключением одного образца, количество лития примерно одинаковое. В микроклине жилы № 5 лития содержится несколько больше (0.0030—0.0074, среднее 0.0049% Li_2O). Аномально высокое содержание Li_2O (0.064%) в крупнокристаллическом микроклине (обр. 208) можно объяснить наличием микровключений литиевого минерала. Блоковые микроклины жилы № 5 содержат больше лития по сравнению с крупнокристаллическим микроклином.

Рубидий. В микроклинах из незамещенной пегматитовой жилы содержание рубидия последовательно увеличивается от контакта жилы к центру от 0.031 до 0.059% (среднее 0.045% Rb_2O). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}_2\text{O}$ в этом направлении закономерно уменьшается от 404 до 218, т. е. при сравнительно постоянных количествах калия происходит накопление рубидия в микроклинах.

Микроклины из пегматитового участка апофизы гранитов обогащены рубидием по сравнению с микроклинами незамещенной жилы. Содержание Rb_2O в них возрастает к центру апофизы от 0.065 до 0.080% (среднее 0.073%). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}_2\text{O}$ уменьшается к центру от 200 до 185. В микроклинах пегматитовой жилы в эндоконтакте гранитов происходит дальнейшее накопление рубидия, но количество Rb_2O в этих микроклинах, взятых из разных зон жилы, примерно одинаково (0.089—0.094%). Однако отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}_2\text{O}$ уменьшается к центру жилы от 158 до 152.

В сложно дифференцированных альбитизированных телах зоны экзоконтакта содержание рубидия в микроклинах значительно больше, чем в микроклинах других пегматитовых тел. В микроклинах жилы № 4 количество Rb_2O возрастает от контакта жилы к центру от 0.11 до 0.17% (среднее 0.13%), а отношение ($\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}_2\text{O}$) уменьшается от 120 до 74.

По жиле № 5 для исследования были взяты микроклины из предположительно коренного выхода пегматита мощностью 2 м. Анализировались крупнокристаллический микроклин и блоковый. В микроклинах этой жилы по сравнению с микроклинами жилы № 4 рубидия несколько

больше (0.15—0.19, среднее 0.18% Rb_2O). В крупнокристаллических микроклинах содержание рубидия меньше (0.15—0.18% Rb_2O), чем в блоковых (0.19%). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}_2\text{O}$ для блоковых микроклинов ниже (73—71), чем для крупнокристаллических (92—80). В жиле № 5, судя по полученным результатам, рубидий накапливается в микроклинах к центру жилы, а отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}_2\text{O}$ в этом направлении уменьшается.

Цезий. Микроклины из незамещенного пегматита цезий практически не содержат. В микроклинах из пегматитового участка апофизы гранитов количество цезия увеличивается от контакта к центру от 0.0037 до 0.0043% (среднее 0.0040% Cs_2O). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ для микроклина из центральной части ниже (3442), чем отношение в микроклинах приконтактной зоны (3513 и 3625). Отношение $\text{Rb}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ незначительно увеличивается к центру (17.8—18.6), т. е. накопление рубидия в микроклинах происходит интенсивнее, чем цезия.

Микроклины из жилы в эндоконтакте гранитов характеризуются несколько большим содержанием Cs_2O (0.0048—0.0050%). По мощности жилы количество цезия в микроклинах фактически не изменяется. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ уменьшается от контакта к центру жилы (2968—2812). Отношение $\text{Rb}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ почти постоянно и изменяется в пределах 18.5—18.8. Меньшее значение относится к микроклину из центральной части жилы.

В микроклинах из жилы № 4 (зона экзоконтакта гранитов) содержание Cs_2O изменяется от следов до 0.0070%. Таблитчатые микроклины приконтактной зоны жилы характеризуются равными количествами цезия (0.0023% Cs_2O). В крупнокристаллическом и блоковом микроклинах средней и центральной зоны жилы цезий содержится в крайне неравнозначных количествах. В одних случаях цезий почти отсутствует, в других — накапливается (0.0050—0.0070% Cs_2O). Отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ и $\text{Rb}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ в таблитчатых микроклинах приконтактной зоны значительно больше, чем в микроклинах из центральной части жилы.

В микроклинах жилы № 5 содержание Cs_2O изменяется от 0.0049 до 0.0080% (среднее 0.0063%), т. е. микроклины наиболее обогащены цезием по сравнению с микроклинами из других пегматитовых жил. При этом в блоковых микроклинах жилы цезия содержится несколько больше (0.0060—0.0080% Cs_2O), чем в крупнокристаллических (0.0049—0.0060%). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ в крупнокристаллических микроклинах больше (2938, 2298), чем в блоковых (1722—2266). Отношение $\text{Rb}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$ изменяется в пределах 36.7—23.7.

Из изложенного материала следует, что микроклины из различных пегматитовых образований по содержанию редких щелочей и особенностям их распределения существенно различаются.

1. В микроклинах из всех альбитизированных пегматитовых тел содержание редких щелочей значительно выше, чем в микроклинах из незамещенной пегматитовой жилы.

2. В микроклинах пегматитовых тел при относительно постоянных количествах калия происходит накопление рубидия от контактов к центру. Калиево-рубидиевое отношение уменьшается в этом направлении. Намечается тенденция к увеличению содержаний цезия в микроклинах из альбитизированных пегматитов к центру жил. Литий в микроклинах альбитизированных жил или распределяется равномерно по мощности, или же незначительно накапливается к центру. Изменение концентраций рубидия и цезия в микроклинах по мощности пегматитовых жил происходит примерно в одинаковой степени.

3. В ряду альбитизированных пегматитовых жил при переходе от жил простого строения к интенсивно альбитизированным и минерализованным сложно дифференцированным пегматитовым телам в микроклинах про-

исходит увеличение содержания рубидия и цезия. При этом накопление рубидия в микроклинах опережает накопление цезия. Содержание лития в микроклинах дифференцированных пегматитовых жил снижается по сравнению с количествами его в микроклинах из жил более простого строения.

4. Полученные закономерности позволяют использовать данные по содержанию редких щелочей в микроклинах для оценки минерализации пегматитовых жил.

ЛИТЕРАТУРА

Боровик-Романова Т. Ф., А. Ф. Соседко, Е. Н. Савинова. Об отношении содержаний калия к рубидию в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по данным спектральных анализов. Геохимия, № 4, 1958.

Гордиенко В. В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах. Зап. Всесоюзн. минералог. общ., ч. 91, вып. 6, 1962.

Калита Е. Д., Л. П. Чернышова. Распределение редких щелочных металлов в тоназо-морионовых пегматитах как критерий их продуктивности. В сб.: Минералогия и генезис пегматитов, изд. «Недра», М., 1965.

Масленников В. А., Л. А. Прияткина, К. Д. Борисова. Грейзенизированные турмалиновые гнейсо-граниты. Тр. ЛАГЕД, АН СССР, вып. 15, 1963.

Одикадзе Г. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в минералах пегматитов и метасоматических измененных гранитов Ваза-Хохского массива (Сев. Осетия). Геохимия, № 4, 1963.

Слепнев Ю. С. Особенности распределения некоторых редких элементов в метаморфических породах, гранитах и редкометалльных пегматитах Саян. Геохимия, № 3, 1959.

Солодов Н. А. Распределение щелочных элементов и бериллия в минералах одного из зональных пегматитов Монгольского Алтая. Геохимия, № 8, 1960.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. Изд. АН СССР, М., 1962.

Солодов Н. А. Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов. В сб.: Минералогия и генезис пегматитов, изд. «Недра», М., 1965.

Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 21, Госгеолтехиздат, М., 1963.

ОКРАСКА И СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ДЫМЧАТОГО КВАРЦА С ВОСТОЧНЫХ КЕЙВ

Кварцевые жилы, генетически связанные с интрузиями щелочных гранитов, очень широко распространены в области развития метаморфических пород свиты кейв в центральной части Кольского полуострова. Они неоднократно привлекали внимание как возможный источник сырья для плавки и пьезооптического кристаллосырья. В связи с этим представляется интересной находка Н. И. Плетневой обломков кристаллов прозрачного дымчатого кварца в элювиально-делювиальных развалах одной из жил района среднего течения р. Югоньки (Восточные Кейвы). Жила имеет пластовый характер и залегает на контакте ставролитов-кварцитовых сланцев с амфиболитами.

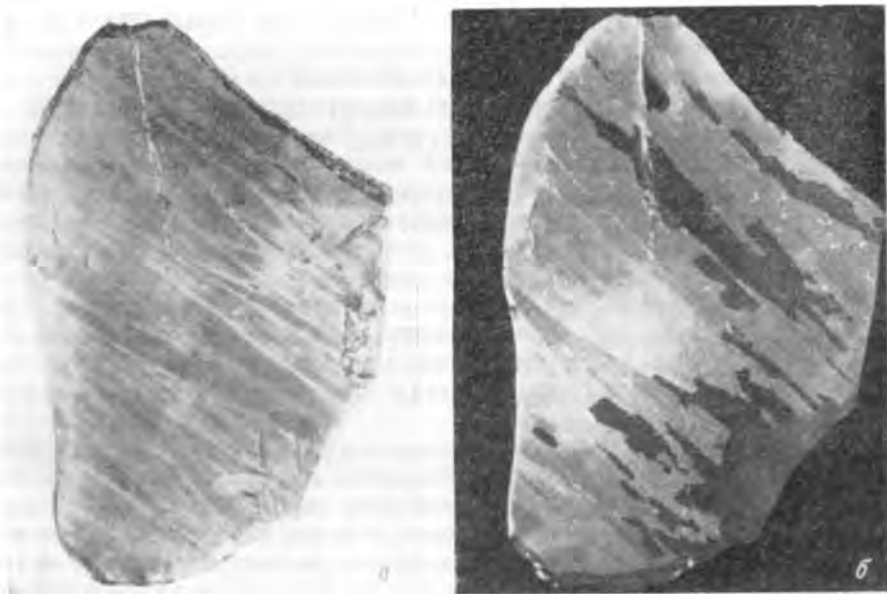
Жильное тело сложено плотным «сливным» молочно-белым и зернистым полупрозрачным кварцем. В жилах этого типа в коренном залегании участки с прозрачным нетрещиноватым кварцем наблюдаются крайне редко. Значительно чаще обломки прозрачных кристаллов обнаруживаются в россыпях, что объясняется естественным обогащением бездефектным кварцем элювиально-делювиальных образований в процессе выветривания. Этот процесс достаточно хорошо изучен для полярноуральских (Карякин, 1954), новоземельских (Лоскутов, 1958) и других месторождений Советского Союза.

Обломки прозрачного кварца имеют размеры от 1 до 10 см в поперечнике. В обломках кристаллов и специально изготовленных плоскопараллельных пластинках в проходящем свете выявляется своеобразное «решетчатое» распределение дымчатой окраски, обусловленное чередованием бесцветных и окрашенных полос. Взаимопараллельные полосы составляют пересекающиеся системы, причем окрашенные участки оказываются со всех сторон ограниченными более или менее прямолинейными бесцветными областями. В пластинке, фотография которой приведена на рисунке, полосы двух систем пересекаются под углом, близким к прямому. Обе системы отчетливо различаются по облику и характеру чередования полос. Полосы одной из систем тонкие (доли миллиметра), прямолинейные и расположены строго взаимопараллельно. Их ориентировка совпадает с направлением линии пересечения плоскости пластинки с плоскостью одного из ромбоэдров кварца. Очевидно, в этом случае различно окрашенные участки соответствуют отдельным зонам роста кристалла.

Иначе выглядят полосы второй системы. Здесь дымчатые участки имеют вид довольно широких (до нескольких миллиметров) полос, линз и клиньев, которые удлинены в одном направлении, но не обладают строгой взаимной параллельностью и не имеют видимой связи с кристаллографическими направлениями кварца. Разграничивающие их тонкие бесцветные полосы также искривлены. В широких окрашенных участках

видны полосы первой системы, продолжающиеся из участка в участок и определяющие интенсивность их окраски. Общий «решетчатый» рисунок распределения окраски обусловлен взаимным пересечением бесцветных полос двух систем.

Таким образом, вопрос о возникновении полос второго вида сводится к вопросу о причинах образования тонких бесцветных полосок, ориентированных примерно перпендикулярно к зонам роста кристалла. Для выяснения связи этих полосок со строением кристалла кварцевая пластинка была протравлена плавиковой кислотой. Полученный результат представлен на рисунке. Большая часть поверхности пластинки оказалась



Плоскопараллельная пластинка, выпиленная из обломка кристалла дымчатого кварца.

а — в проходящем свете; *б* — протравленная поверхность при косом освещении.

принадлежащей одному кристаллическому индивиду. На его фоне расположены вытянутые, с неровными границами поля второго индивида, находящегося в двойниковом положении по дофинеysкому закону. Удлинение этих индивидов совпадает с направлением широких полос второго вида, но границы между ними различные. Окрашенные и бесцветные полосы обеих систем пересекают двойниковые швы без видимых изменений.

При внимательном просмотре протравленной пластинки в косом свете можно убедиться, что по характеру отблесков поверхности, принадлежащие обоим индивидам, не являются однородными, а распадаются на многочисленные участки. Для соседних участков максимального отблеска можно добиться лишь наклоняя пластинку по отношению к направлению падающего света на $1-6^\circ$ (измерено на федоровском столике с опак-иллюминатором). Эти наблюдения позволяют заключить, что кварцевая пластинка состоит из отдельных блоков, слегка повернутых относительно друг друга. Блоки вытянуты по направлению полос окраски второго вида и в плоскости пластинки имеют клиновидные, линзовидные или более сложные очертания. Пограничные (между блоками) участки кварца не имеют признаков нарушения сплошности кристалла. Иногда границы между блоками на некотором протяжении ограничивают и индивиды двойника, но часто они

пересекают двойниковые швы, т. е. двойникование распространялось в обе стороны от поверхности раздела соседних блоков.

Наконец, следует обратить внимание на открытую (незалеченную) трещину, пересекающую кварцевую пластинку под углом примерно 45° к полоскам окраски обеих систем (см. рисунок), и явную приуроченность к ней одного из индивидов двойника.

Указанные взаимоотношения двойников, кристаллических блоков и трещин свидетельствуют о проявлении в изученном кварце пластических (двойникование, блокование) и хрупких деформаций, в общем аналогичных описанным Д. П. Григорьевым (1961).

Если границы между блоками, выявленные травлением пластинки, совместить с картиной распределения окраски, то обнаружится полное совпадение бесцветных полосок, пересекающих зоны роста кристалла, с линиями раздела блоков. Итак, образование светлых полос второго вида (и, следовательно, «решетчатого» распределения окраски) происходило при пластических деформациях типа блокования путем уничтожения дымчатой окраски на границах между возникающими блоками, возможно, в процессе перераспределения дислокаций (Григорьев, 1961).

Для кейвских кварцевых жил проявление указанных особенностей в распределении дымчатой окраски может служить надежным признаком блокового строения кристаллов кварца.

Необходимо отметить, что описанное явление можно встретить лишь у механически деформированных кристаллов. Распределение окраски в дымчатом кварце с мозаичным строением, возникшим в силу тех или иных причин в процессе роста кристаллов, должно подчиняться другим закономерностям.

В некоторых обломках жильного кварца из района р. Югоньки наблюдаются постепенные переходы от прозрачных дымчатых участков к бесцветному зернистому кварцу. По-видимому, зернистый жильный кварц образовался в результате механической деформации крупных кристаллов, а описанный случай блокования можно рассматривать как начальную стадию грануляции горного хрусталя под воздействием давления сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
Карякин А. Е. Зарождение, рост и разрушение кристаллов кварца. Зап. Всесоюз. минералог. общ., вып. 1, ч. 83, 1954.
Лоскутов А. В. Разрушение кристаллов горного хрусталя при выветривании в климатических условиях Новой Земли. Информ. бюлл. ИНИГА, вып. 7, 1958.
-

О ПРИРОДЕ ХАРАКТЕРНОЙ ОКРАСКИ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ И ПЕГМАТИТАХ

В щелочных породах и пегматитах нередко можно наблюдать характерную яркую окраску минералов. Некоторые ярко окрашенные минералы (эвдиалит, виллиомит, уссингит) встречаются только в образованиях щелочного состава, другие (сфен, микроклин, апатит) широко распространены в различных горных породах, но только в щелочных они имеют определенный, характерный цвет. Довольно часто и в пределах щелочных комплексов пород окраска минералов меняется в зависимости от геологической обстановки. Например, содалит принимает различный цвет — синий, малиновый.

Минералоги и петрографы постоянно проводят наблюдения за изменениями цветности минералов. Поэтому большой интерес представляет физическая природа окраски, позволяющая судить об особенностях процессов минералообразования. В настоящей статье рассматривается опыт изучения физической природы окраски некоторых минералов в щелочных породах Хибинского, Ловозерского и других массивов Кольского полуострова.

Понятие цвета в минералогии достаточно точное и соответствует, в частности, понятию цвета в терминологии, предложенной Американским оптическим обществом (Ивенс, 1964). Известно большое количество работ, посвященных характеристике поглощения света минералами в видимой области спектра и объяснению его причин. Ряд работ имеет обобщающий характер (Меланхолин и Грум-Гржимайло, 1954; Пшибрам, 1959; Стишов, 1960; Барсанов, Яковлева, 1963). Эти работы свидетельствуют о трудности изучения природных объектов.

Идиохроматическая окраска минералов (Ферсман, 1936) определяется различными дефектными центрами (Пшибрам, 1959; Стишов, 1960), ионным поглощением парамагнетиков (Грум-Гржимайло, 1945; Грум-Гржимайло и др., 1952; Барсанов, Яковлева, 1963), резкой дисперсией светопреломления, способствующей избирательному рассеянию света на механических дефектах. Не исключено возникновение цветности в относительно чистых прозрачных кристаллах за счет молекулярного рассеяния света или в результате оптической неоднородности граней (Фабелинский, 1965). Видимая окраска может быть вызвана рэлеевским рассеянием света коллоидными включениями (Пшибрам, 1959). В природных соединениях можно ожидать любое сочетание перечисленных явлений, однако воспринимаемый глазом цвет зависит также от макроскопического рассеяния лучей, прозрачности и блеска изучаемого предмета (Ивенс, 1964).

Разнообразие причин окраски природных соединений требует особого внимания к методам ее изучения. Отдельные специальные физические

методы исследования, даже весьма совершенные, не всегда могут дать однозначный ответ. Особенно ценным экспериментальным материалом при изучении природных объектов служат данные, позволяющие сравнивать свойства простой моделированной окраски со свойствами окраски изучаемых минералов.

Известно много опытов по температурному воздействию на окрашенные различным способом кристаллы и стекла (Пшибрам, 1959). Небольшой нагрев приводит к быстрому исчезновению равновесных дефектных центров и может служить средством для диагностики обусловленной ими окраски (Стишов, 1960). Более высокотемпературный и длительный нагрев способствует переходу ионов из низкого состояния валентности в высшее. Отжиг вызывает коагуляцию коллоидов и появление серых оттенков в окрашенных коллоидами веществах — возникновение рассеивающего «дыма» (Пшибрам, 1959).

Нагрев минералов производился в силитовой печи с автоматическим термостатированием. Возможные термические реакции контролировались записью дифференциальных кривых нагревания, возможные структурные изменения — записью дифрактограмм на регистрирующем рентгеновском дифрактометре УРС-50И (внутренним эталоном в большинстве случаев служил NaCl). Велась запись за изменением угла $2V$ и показателей преломления минералов. Последние определялись на микрокристаллорефрактометре в монохроматическом свете, в некоторых случаях строились кривые дисперсии светопреломления (Кравченко-Бережной, 1959, 1961). Коллекция минералов состояла из образцов с известным химическим составом.

Кривые поглощения минералов в видимой области спектра записывались на регистрирующих автоматических спектрофотометрах СФ-2М и СФ-10. Эти спектрофотометры специально для исследования природных кристаллических объектов не приспособлены, но их можно использовать при изучении минералов (Дудкин, Кравченко-Бережной, 1962).

Оптимальные условия и основные ошибки регистрации спектров поглощения в прозрачных кристаллических пластинках подробно рассмотрены Б. Н. Гречушниковым и С. В. Грум-Гржимайло (1955). Отметим, что в устройстве прибора СФ-10 предусмотрена запись пропускания мутных сред, к которым практически относится большинство монокристаллов минералов.

Чувствительность приборов максимальна при средней плотности окраски образца. Выбор условий для записи пропускания минерала в шлифе был рассмотрен ранее (Дудкин, Кравченко-Бережной, 1962). При записи отражения порошков минералов в каждом отдельном случае подбирался оптимальный размер грубости зерна (Кравченко-Бережной, 1961). Порошки минералов, обладающие высокой оптической плотностью, смешивались с порошком анатазовой модификации TiO_2 , которая использовалась одновременно и как эталон. Частицы TiO_2 , обладающие высокой отражательной способностью, обеспечивали своеобразную «подсветку» частиц густоокрашенного минерала.

Спектрофотометры СФ-2М и СФ-10 — двулучевые. В качестве эталонов использовались тонконапыленный порошок MgO и тонкий порошок анатазовой модификации TiO_2 . При изучении дефектных центров окраски эталоном служил порошок изучаемого минерала, предварительно искусственно обесцвеченный. Принимались все меры для того, чтобы такой эталон по грубости зерна и по заполнению кюветы препаратодержателя не отличался от образца.

Люминесценция изучавшихся образцов контролировалась качественно. Исследовалось свечение минералов в жестком ультрафиолетовом излучении и при нагреве. При $250-500^\circ$ визуально с уверенностью фикси-

руются только относительно кратковременные и интенсивные вспышки свечения.

Для исследования рассеяния света в монокристаллах минералов была собрана установка типа щелевого ультрамикроскопа (Шинловский, 1961). Источником света служила кинолампа, свет которой проецировался на щель двухлинзовым конденсором. Через объектив свет направлялся на зерно минерала, помещенное на столике микроскопа в прямоугольной кювете. Кювета заполнялась жидкостью с преломлением, предельно близким к светопреломлению образца. Наблюдения велись микроскопом МП-7 без окуляра с иммерсионным объективом (кювета закрывалась покрывным стеклом).

В большинстве случаев был получен эффект грубого рассеяния света. В природных кристаллах, как правило, много весьма различных по величине твердых и газожидких включений, что очень ограничивает применение ультрамикроскопии (Меланхолин, Гусева, 1963). Кроме того, сказывается интенсивное рассеяние света на многочисленных тонких трещинах. Такое рассеяние иногда по характеру напоминает рэлеевское рассеяние на коллоидных частицах. В редких случаях и только при больших увеличениях удалось наблюдать эффекты, сходные с эффектами рассеивания света в коллоидных растворах.

В процессе изучения окраски ряда минералов из щелочных пород Кольского полуострова удалось установить, что их видимый цвет нередко обусловлен дефектными центрами. Классическим примером дефектной окраски служит окраска гакманита (Ловозеро, Хибинь).

Как известно, ярко-малиновая разновидность содалита — гакманит — легко обесцвечивается на свету. При облучении жестким рентгеновским излучением цвет гакманита восстанавливается и процесс обесцвечивания после этого идет медленнее. Медведем (Medved, 1954) эффект «гакманитовой» окраски был получен в синтезированном содалите под действием жестких рентгеновских лучей. Было показано, что ярко-малиновая окраска вызвана дефектами кристаллической решетки, аналогичными U-центрам в галоидах. Попытка объяснить окраску и люминесценцию гакманита присутствием углеводородных газов (Флоровская и др., 1965) представляется неубедительной.

После обесцвечивания хибинский и ловозерский гакманит становится серовато-белым. На рис. 1, А показана запись отражения окрашенного гакманита (эталон служил тот же гакманит, но обесцвевшийся). Форма неустойчивой полосы поглощения заметно отличается от правиль-

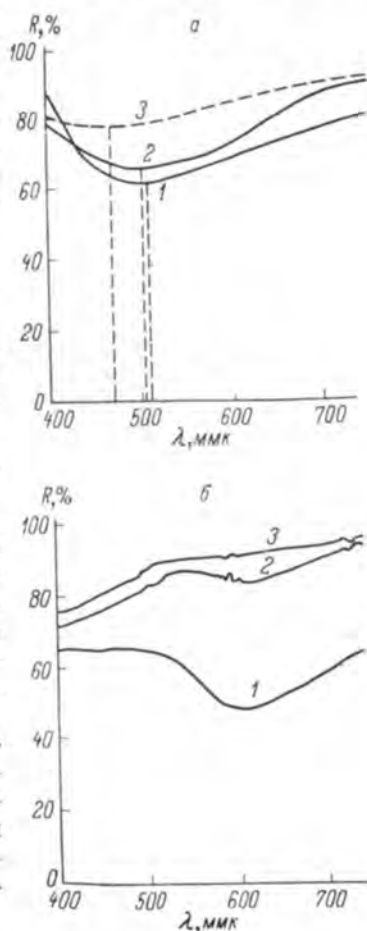


Рис. 1. Спектры отражения порошков.

а: 1 — гакманита (эталон — обесцвевшийся гакманит), 2 — усингита (эталон — полностью обесцвеченный нагретым усингит), 3 — частично обесцвеченного усингита (эталон тот же); б: 1 — барита (эталон — полностью обесцвеченный барит), 2 — редкоземельно-стронциевого апатита (эталон — полностью обесцвеченный апатит), 3 — апатита, нагретого до 200° (эталон — полностью обесцвеченный апатит).

ной колоколообразной (гауссовской кривой, Пекар, 1952). Полоса поглощения гакманита как бы размазана от максимума в длинноволновую область спектра. М. Е. Полистрант и В. А. Москаленко (1964) объясняют подобную асимметрию температурным смещением максимумов полос единичных фотопереходов.

Местами в Хибинах (в частности в пегматитовых жилах, вскрытых Юкспорским тоннелем) встречается гакманит, который на свету полностью не обесцвечивается. В виде неправильных пятен сохраняется розоватый оттенок, быстро исчезающий при легком нагреве. Полоса поглощения таких относительно более устойчивых центров окраски сдвинута в коротковолновую область спектра. Это наблюдение согласуется с представлением о том, что относительно более устойчивые дефектные центры характери-

зуются более коротковолновыми максимумами поглощения (Шибрам, 1959; Полистрант и Москаленко, 1964).

В природных условиях подмечена четкая зависимость между присутствием ярко-малиновой окраски у содалита и степенью изменения его наложенными процессами. Гакманит, как правило, представлен свежими относительно крупными кристаллами без следов замещения поздними продуктами. Как только обнаруживается хотя бы слабое замещение минерала мелкозернистым натролитом с примесью диаспора и гидраргиллита (так называемый бергманит), он теряет окраску и становится серовато-белым, бледно-бурым, светло-се-рым.

В хибинских породах содалит содержится в заметных количествах. В ийолит-уртитах, например, постоянно присутствует не менее 1% содали-

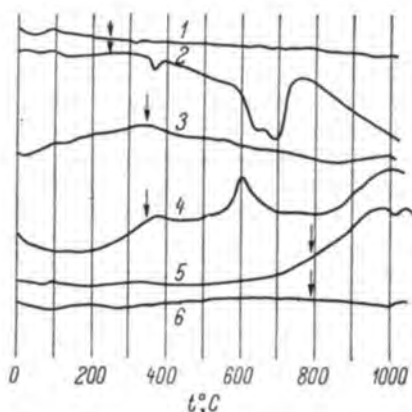


Рис. 2. Дифференциальные кривые нагревания минералов.

1 — гакманита; 2 — уссингита; 3 — сфена; 4 — ринколита; 5 — эвдиалита; 6 — нефелина. Стрелками показаны температуры, при которых наблюдалось изменение цветности.

та, при этом шире распространен не гакманит, а бесцветный содалит.

Синий содалит из массива Соустова, по нашим данным, также имеет дефектную окраску, но более устойчивую, чем у гакманита (Шибрам, 1959).

Ярко-розовый цвет характерен для уссингита из Ловозерского щелочного массива. Как и гакманит, этот минерал обнаруживает яркое свечение в жестком ультрафиолетовом излучении. При его нагреве заметна слабая вспышка термолюминесценции. Спектр отражения уссингита близок спектру отражения гакманита; минерал быстро обесцвечивается при $\sim 200^\circ$, причем, как и в случае гакманита, не обнаруживается каких-либо термических реакций (рис. 2), изменений на дифрактограммах, изменений в светопреломлении минерала. Запись дефектной окраски уссингита (эталон — обесцвеченный уссингит) приводится на рис. 1, А. Ширина и форма полосы поглощения близка к таковой у гакманита. При частичном обесцвечивании уссингита максимум поглощения смещается в коротковолновую область видимого спектра и минерал приобретает бледно-фиолетовый цвет (рис. 1, А). Бледно-фиолетовый уссингит встречается и в природных условиях, возможно, что эта разновидность претерпела более позднее гидротермальное воздействие. В Хибинах уссингит, частично замещенный мелкозернистым натролитом, бесцветен. Подобно гакманиту (Шибрам, 1959), обесцвеченный уссингит в темноте медленно восстанавливает свою окраску. Следовательно, при замещении гакманита

и уссингита более поздними эндогенными минералами в них должны были происходить необратимые процессы относительного упорядочения структуры, уничтожения примесных центров, анионных вакансий.

М. Н. Соколовой (1965) в пределах Кукисвумчоррского апатитового месторождения в Хибинах найден барит. Мелкие кристаллы барита, гидротермального по происхождению, бесцветны, крупные — неравномерно окрашены в голубой цвет. Барит люминесцирует в ультрафиолетовых лучах, окраска его быстро исчезает при $\sim 200^\circ$. О характере неустойчивой окраски можно судить по кривой отражения порошка голубого барита, эталоном для которого служил тот же барит, но предварительно обесцвеченный (рис. 1, Б). Форма полосы поглощения, люминесценция, низкотемпературное обесцвечивание с одновременным уменьшением общей плотности поглощения голубого барита — все свидетельствует о дефектной природе его окраски.

В желто-зеленом и голубовато-зеленом редкоземельно-стронциевом апатите из Хибинского и Ловозерского массивов отмечает поглощение в области 400—500 мкм и 600—700 мкм. При нагреве до 250° окраска исчезает и апатит становится совершенно бесцветным. Менее устойчивым оказывается длинноволновый максимум поглощения (рис. 1, Б), который быстро исчезает при $\sim 200^\circ$. Этот максимум особенно резко выражен у голубого хибинского апатита. Никаких структурных изменений в апатите при обесцвечивании его обнаружено не было. Слабая люминесценция в жестком ультрафиолетовом излучении наблюдается только у необесцвеченного редкоземельно-стронциевого апатита. Характер поглощения и процесс обесцвечивания голубого, синевато-зеленого и желто-зеленого редкоземельного апатита позволяют предполагать, что его окраска по своей природе также является дефектной.

В Хибинах апатит местами полностью обесцвечен, что можно объяснить наложенным термальным воздействием на минерал. Нередко апатит при этом становится дымчатым.

В апатитовых жилах хибинских месторождений развит брекчиевидный тип апатито-нефелиновых пород; обломки существенно апатитового состава брекчируются в таких образованиях ийолит-уртитовой породой. Апатит ксенолитов, как правило, окрашен бледнее, чем апатит апатито-нефелиновых пород в ненарушенном залегании, нередко полностью обесцвечен. Этот факт свидетельствует в пользу именно процесса брекчирования апатито-нефелиновых руд и залечивания нарушений цементом ийолитового или уртитового состава (о происхождении «апатитовой брекчи» имеются и другие суждения; Иванова, 1963).

Легко и полностью обесцвечивается при нагреве до 250° хибинский и ловозерский ярко-красный виллиомит. Последовательность его обесцвечивания следующая: ярко-красный—оранжевый—бледно-фиолетовый—бесцветный прозрачный. В процессе обесцвечивания максимумы полос поглощения смещаются в коротковолновую область спектра (рис. 3, А). Форма полос его поглощения аналогична форме дефектных полос поглощения гакманита, уссингита, барита (рис. 1 и 3).

Необесцвеченный виллиомит отчетливо люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. На глаз он очень похож на ярко-красную разновидность эвдиалита, однако характер поглощения у эвдиалита иной (рис. 3, А). Изменение окраски ярко-красного эвдиалита происходит очень медленно, и только при $\sim 800^\circ$ (рис. 2) минерал буреет и общая плотность поглощения его порошка резко возрастает (рис. 3, А). Характер же поглощения виллиомита на самом деле близок к поглощению кунцита — розовой разновидности сподумена (рис. 3, А).

Согласно Пшибраму (1959), окраска кунцита является дефектной. С. М. Стишов (1960) считает, что дефектные центры в кунците вызваны

замещением ионов Li^+ ионами Mn^{2+} . Куницит плеохроирует. Виллиомит в толстых осколках (до 1 мм) также обнаруживает явный плеохроизм. Согласно некоторым экспериментам (Fumi, 1952) сложные дефектные центры могут обнаруживать дихроизм в кубических кристаллах, но только при температуре меньше 200°K .

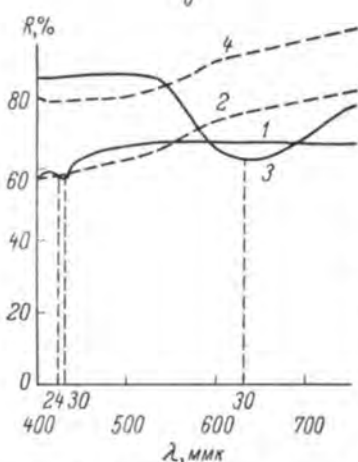
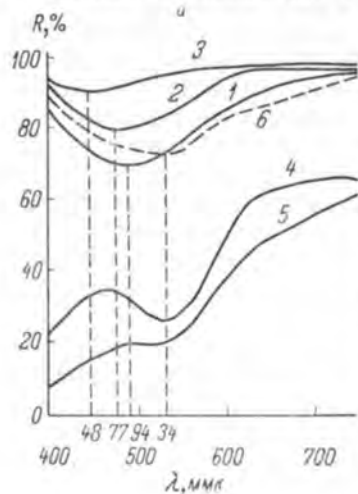


Рис. 3. Спектры отражения порошков.

а: 1 — красного виллиомита, 2 — оранжевого виллиомита, 3 — бледно-фиолетового виллиомита (во всех трех случаях эталон — полностью обесцвеченный виллиомит), 4 — ярко-красного эвдиалита, 5 — то же после отжига при 800° (эталон — тонконапыленный порошок MgO), 6 — куницита (эталон — обесцвеченный нагревом куницит); б: 1 — зеленого хибинского микроклина (эталон — обесцвеченный микроклин), 2 — то же после нагрева до 250° (эталон — тонконапыленный порошок MgO), 3 — амазонита (эталон — амазонит после нагрева до 250°), 4 — амазонита после исчезновения ярко-голубой окраски (эталон — тонконапыленный порошок MgO).

обесцвеченный в природных условиях апатит не восстанавливает своей окраски. Казалось бы, если незначительная примесь радиоактивного вещества вызвала окрашивание апатита в период формирования массива,

Плеохроизм виллиомита можно объяснить дихроизмом сложных дефектных центров за счет искажения кубической симметрии его кристаллов. Дело в том, что ярко-окрашенный виллиомит обнаруживает аномальное двупреломление. На дифрактограммах искажение симметрии не заметно. После нагрева до 250° и исчезновения окраски минерал становится изотропным. Одновременно в нем появляется «сыпь» тончайших темных включений, которая заметна только при увеличении под микроскопом в 800 раз.

Красная окраска типична для природного виллиомита. Оранжевый виллиомит встречается в Хибинах и считается относительно низкотемпературной эндогенной разновидностью. Он образует корочки и друзы кристалликов по стенкам полых трещин в крупном пегматитовом теле горы Юкспор. Там же были найдены и отдельные бледно-фиолетовые зерна минерала.

К. Шибрам (1959) возникновения дефектных окрасок у минералов объясняет главным образом радиоактивным воздействием. Если сравнить изучавшиеся окрашенные и бесцветные разновидности гагманита, уссингита, барита, апатита по их парагенезису, то никакой связи между окрашиванием и присутствием радиоактивных аксессуаров (ринколита, лопарита, пирохлора) не устанавливается. В большинстве случаев природная ионизация повсюду одинаково низкая. Мелкие кристаллы барита (Соколова, 1965) практически бесцветны, а непосредственно рядом с ними расположенные крупные кристаллы того же минерала окрашены.

В хибинском апатите местами спектральным анализом устанавливаются следы тория. По цвету такой апатит не отличается от других разновидностей хибинского и ловозерского апатита. Есть основания предполагать, что незначительные следы тория практически присутствуют во всех разновидностях редкоземельного апатита. Радиоактивный распад является генератором дефектных центров в кристаллах (Шибрам, 1959), однако обес-

то в последующий длительный этап существования обесцвечившихся кристаллов этого минерала их цвет должен был бы восстановиться.

К. Пшибрам (1959) подчеркивает возможную роль природных изотопов, имеющих малый период полураспада. Наши наблюдения свидетельствуют о том, что вероятность влияния подобных эманаций на окраску апатита, виллиомита, гакманита мала. Так, встречена поздняя гидротермальная жила с гакманитом, секущая ранее обесцвеченный апатит (контакт апатито-нефелиновой породы с дайкой мончикита). Апатит около жилки с гакманитом не восстановил своей окраски. В другом случае апатит оказался обесцвеченным вблизи эгиринового прожилка с густокрасным виллиомитом (Хибины, долина р. Куйёк).

Существует большое количество опытов по окрашиванию кристаллов в парах металлов (Пшибрам, 1959). Это так называемое аддитивное окрашивание, при котором дефектные центры создаются непосредственно за счет введения избыточных катионов. Возникновение избытка катионов в кристаллах минералов щелочных пород вполне вероятно, особенно если учесть в них высокую концентрацию водорода (Петерсилье, 1960). Последний на отдельных этапах эндогенного минералообразования мог создавать резко восстановительные условия. На возможность аддитивного окрашивания природных соединений указывает ряд авторов (Chudoba, 1962; Цаль и др., 1964; Шибанов, 1965).

Нам удалось получить голубую окраску предварительно обесцвеченного хибинского апатита нагреванием его с металлическим натрием до 500°. В кристалле обесцвеченного апатита высверливалось небольшое углубление, в которое помещался металлический натрий. Углубление сверху прикрывалось другим кристалликом апатита, все закреплялось зажимом и помещалось в печь (Rexer, 1934). Искусственно окрашенный апатит при повторном нагреве до 300° обесцвечивался, но становился мутным.

При обесцвечивании аддитивно окрашенных кристаллов характерно образование коллоидов (Пшибрам, 1959; Цаль и др., 1964). Появление после нагрева тонких включений в виллиомите согласуется с этими данными. Апатит при обесцвечивании в природных условиях нередко становится дымчатым, что может быть вызвано рассеянием света коллоидными частицами, не однородными по размерам.

А. Н. Платонов и В. П. Беличенко (1965) при объяснении дефектной окраски канкринита подчеркивают ее радиогенность. Эти авторы считают, что благодаря радиоактивному воздействию в канкрините происходит возбуждение примесных центров и частичный захват ими свободных электронов. Однако искусственно восстановить облучением природную цветность канкринита не удалось. Искусственное окрашивание радиоактивным излучением кристаллов того или иного минерала далеко не всегда доказывает, что именно таким путем возникала их дефектная окраска в естественных условиях.

Своего рода аддитивное окрашивание является, на наш взгляд, наиболее правдоподобным объяснением характерного цвета ряда минералов из щелочных пород. Возможно, что дефектные центры подобного типа встречаются у большего числа минералов, чем удалось наблюдать, изучая только окраску. В непрозрачных и интенсивно окрашенных ионами парамагнетиков минералах установить наличие дефектных центров по изменениям их цветности практически невозможно. Принципиальное обнаружение равновесных дефектов типа Шоттки и Френкеля — несколько иная задача, требующая специальных методов исследования (Марфуни, 1965).

Из литературных данных (Medved, 1954; Пшибрам, 1959; Стишов, 1960) можно заключить, что окраска гакманита, уссингита, барита,

апатита, виллиомита обусловлена скорее всего сложными примесными центрами типа U- или Z-центров. Возникновение Z-центров в минералах некоторые авторы связывают с нарушениями компенсации зарядов при гетеровалентных замещениях (Стишов, 1960; Chudoba, 1962; Жиров, Стишов, 1965). В таком случае у минералов щелочных пород должна встречаться ионная окраска, возникающая за счет взаимодействия анионных вакансий с катионами высокой валентности (Пшибрам, 1959).

Интересные наблюдения получены в отношении характерной «амазонитовидной» окраски некоторых хибинских микроклинов. Зеленый хибинский микроклин при нагреве до 250° быстро обесцвечивается. Никаких изменений в значениях показателей преломления света и на рентгеновских дифрактограммах порошков при этом не обнаружено, дифференциальная кривая нагревания минерала нейтральна. После исчезновения зеленой

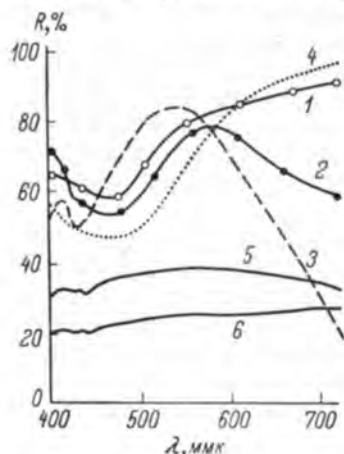


Рис. 4. Спектры отражения пластинок и порошков.

1 — эгириин-авгита по Ng; 2 — эгириин-авгита по Np; 3 — стекла, окрашенного Fe^{2+} ; 4 — стекла с тонким слоем порошка Fe_2O_3 ; 5 — порошок зеленого хибинского нефелина; 6 — то же после отжига. Эталоны — тонкоизмельченный порошок MgO .

окраски микроклин становится бледно-бурым. Зеленый микроклин не светится в ультрафиолетовых лучах, но при нагреве его $\sim 300^{\circ}$ наблюдается небольшая вспышка свечения. Спектр поглощения зеленого микроклина резко отличается от поглощения настоящего амазонита (амазонит из Западных Кейв, Кольский полуостров; рис. 3, б).

Дефектная природа окраски амазонита доказана и приписывается Z-центрам, возникающим в процессе метасоматического замещения в структуре минерала $2\text{K} \leftarrow \text{Pb}^{2+}$ (Жиров, Стишов, 1965). Форма дефектной полосы поглощения амазонита колоколовидная, несколько асимметричная (рис. 3, Б). В результате нагрева до 300° голубой цвет исчезает и минерал приобретает бледно-розовый оттенок.

В отличие от амазонита поглощение зеленого микроклина (рис. 3, б) соответствует поглощению стекла, окрашенного ионами Fe^{2+} (рис. 4). Особенно характерны две узкие полосы поглощения в области 420—430 ммк. Узкие полосы поглощения в интервале длин волн 410—450 ммк приписываются

только ионам Fe^{3+} (Барсанов, Яковлева, 1963; Меланхолиц, 1964; Грум-Гржимайло и др., 1963) именно здесь фиксировалось расщепление термов Fe^{3+} при 1.7°K . По нашим данным в стекле, окрашенном Fe^{2+} , в эгирине, нефелине, зеленых роговых обманках, зеленом микроклине при высоких температурах ($17\text{--}20^{\circ}$) характерно наличие двух узких полос поглощения, расположенных в интервале от 420 до 430 ммк (рис. 4).

Поглощение микроклина после нагревания до $250\text{--}300^{\circ}$ соответствует поглощению порошка Fe_2O_3 (рис. 3, Б; 4).

Трудно предполагать быстрый низкотемпературный переход в микроклине $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, если двухвалентное состояние железа не связывать с наличием анионных вакансий.

Спектр отражения зеленого микроклина соответствует спектру отражения серовато-зеленого хибинского нефелина, где Fe^{2+} также наблюдается в виде примеси (рис. 4). Изменения в окраске нефелина происходят только при температуре 800° , причем протекают очень медленно, в течение примерно 20 час. Нефелин буреет, при этом характерные для него мелкие включения эгирина не претерпевают никаких видимых изменений. Вдоль микротрещин в нефелине выделяются окислы железа и

изотропная бесцветная фаза с показателем преломления опала (рис. 5). Структуры новообразований напоминают структуры распада твердых растворов. После прокаливания у нефелина понижаются показатели преломления (рис. 6) и заметно упрощается дифракционная картина в области отражений 1121 и 0002 (индексы даны по Михееву, 1957).

Сравнение перехода $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ в нефелине и в микроклине, по нашему мнению, свидетельствует в пользу гипотезы о том, что ионы Fe^{2+} в микроклине обладают неустойчивой валентностью, вызванной перемещением свободных электронов к ионам Fe^{3+} . Можно предполагать, что при относительно небольшом нагреве дефекты в структуре исчезают, а соотношение катионов и анионов устанавливается путем выделения части избыточных катионов. Возможно, именно окислением избыточного железа до Fe_2O_3 и вызвано побурение микроклина после исчезновения зеленой окраски.

А. Н. Платонов и В. П. Беличенко (1965), обсуждая Z-центры в желтом канкрините, считают, что если захваченный ионом электрон переходит в зону 3d, то фактически возникает ион Fe^{2+} . Таким образом, эти авторы объясняют аналогию поглощения некоторых Z-центров с поглощением парамагнетиков. К. Пшибрам (1959) подобную окраску рассматривает уже как принципиально отличную от чисто дефектной. Назовем ее условно неустойчивой ионной окраской.

В Хибинах встречается не только зеленый, но бурый и бесцветный микроклин. Бесцветный микроклин широко распространен в породах и обычно содержит минимальную примесь железа. Зеленая и бурая разновидности микроклина чаще встречаются в пегматитах и нередко тесно ассоциируются. Отличаются эти разновидности друг от друга только цветом, причем в буром природном микроклине под микроскопом ясно различимы окрашивающие его включения гематита. Нередко один и тот же кристалл микроклина в центре зеленый, а по краям — бурый, или наоборот. Очевидно, более ранней генерацией является зеленый микроклин, исчезновение дефектов в котором под воздействием наложенных процессов приводит к образованию бурой разновидности.

С окраской зеленого микроклина сходна окраска бледно-зеленого апатита из Ковдора. Он также легко обесцвечивается, при этом в нем появляются ясно различимые бурые точки. Нагрев ковдорского апатита до 300—350° никаких ощутимых изменений в его физических свойствах, кроме изменения окраски, не вызывает. Как и у зеленого микроклина, скорость обесцвечивания у апатита из Ковдора практически не зависит от размера нагреваемых частиц. При прокаливании же нефелина центральные участки крупных обломков его зерен, к которым затруднен доступ кислорода, подвергаются изменению гораздо медленнее, чем краевые.

Сфен, ринколит, ловчоррит и щербаковит частично обесцвечиваются при 450—500°. Эти минералы имеют бурый цвет. Сфен, щербаковит и



Рис. 5. Выделения гематита (черный) и опаловидной фазы (светлая между гематитом) в отожженном нефелине. Без анализатора, увел. 200.

ринколит плеохроируют. После обесцвечивания ринколит, ловчоррит и сфен приобретают светло-желтый цвет, общая плотность поглощения их порошков резко уменьшается. Щербаковит становится бледно-розовым, почти бесцветным. Термических реакций при обесцвечивании этих минералов не обнаружено, как и изменений на порошкограммах, в углах $2V$, показателях преломления. Нагрев ринколита вызывает резкую вспышку люминесценции. Ринколит и щербаковит светятся в ультрафиолетовых лучах.

Полосы поглощения у сфена, исчезающие при нагревании, имеют максимум в области 520 мкм (рис. 7). В процессе обесцвечивания плотность поглощения уменьшается пропорционально во всей области видимого

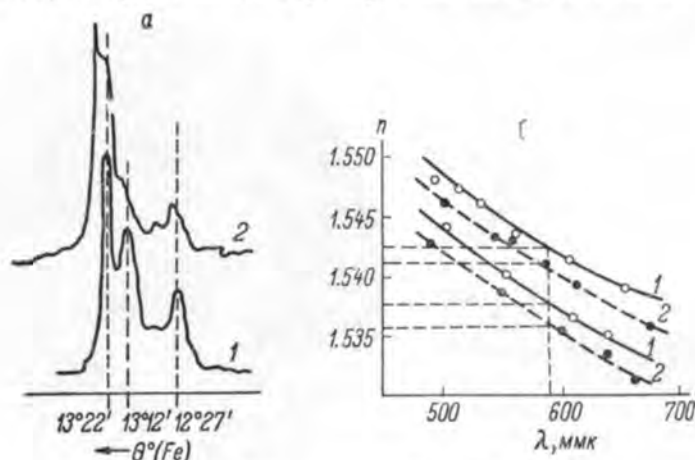


Рис. 6. Изменения свойств нефелина.

a — участок дифрактограмм нефелина в области отражений 1121 и 0002: 1 — нефелин до отжига, 2 — после отжига; *b* — запись кривых дисперсии показателей преломления нефелина: 1 — до отжига, 2 — после отжига.

спектра. Можно предположить, что неустойчивое поглощение бурого сфена обусловлено наличием различных по характеру центров, подобно тому как это имеет место в дымчатом кварце (Ченцова, 1955), однако маловероятно, чтобы все центры уничтожались нагревом одновременно (Ченцова, 1955; Платонов, Беличенко, 1965).

При сопоставлении поглощения сфена в области 400–500 мкм с поглощением стекол, искусственно окрашенных ионами Ti^{3+} , удовлетворительных соответствий не получено (Чеспоков, 1959, 1960). Поглощение сфена, ринколита и щербаковита (рис. 7) оказывается весьма сходным с поглощением сернокислых растворов Ti^{3+} (Горощенко, Годнева, 1961).

Ринколит частично, а ловчоррит практически полностью аморфны. Тем не менее поглощение и характер обесцвечивания этих минералов аналогичны сфену (рис. 2, 7). Центры поглощения в стеклах не могут быть подобными центрам в кристаллах, но кислородные вакансии и свободные электроны могут существовать и в стеклах (Пшибрам, 1959). Сходный характер окраски у сфена и ловчоррита, по нашему мнению, объясняется полным захватом свободных электронов ионами Ti^{4+} (неустойчивая ионная окраска Ti^{3+}).

В Хибинах сфен встречается как бурый, так и медово-желтый, «обесцвеченный» (Дудкин и др., 1964). Последний характерен для нефелиновых сиенитов с относительно пониженным содержанием щелочей (трахитоидные нефелиновые сиениты), для некоторых полевошпатовых пегматитов и поздних эндогенных жил. Ринколит и ловчоррит во всех случаях со-

храняют бурую окраску, в том числе и при тесной ассоциации с медово-желтым сфеном. На примере ринколита, содержащего заметную примесь урана и тория, отчетливо видно, что при существенной роли радиоактивного распада дефектные центры сохраняются в природных условиях практически во всех случаях (Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, 1937). Это наблюдение лишний раз свидетельствует о том, что в большинстве изучавшихся минералов центры окраски имеют нерадиогенное происхождение.

С ростом коэффициента агпаитности пород возрастает роль марганца, железа, титана (Герасимовский, 1963). Известно большое количество работ, посвященных спектрам поглощения минералов, содержащих железо и марганец различной валентности и координации (Грум-Гржимайло, 1945; Грум-Гржимайло и др., 1952; Барсанов, Яковлева, 1963; Римская-Корсакова и Грум-Гржимайло, 1963). В минералах Хибин и Ловозера нередко марганец и железо присутствуют одновременно, да еще в различной валентности. В ряде случаев не исключено присутствие ионов Ti^{3+} , поглощение которых в кристаллах практически не изучено. Расшифровать, какими именно ионами обусловлен цвет минералов, содержащих одновременно железо, марганец, титан, не всегда представляется возможным.

Л. Г. Ченцова (1955) показала, что при наличии в кристаллах нескольких красящих центров происходит субстративное смешение цветов (Ивенс, 1964). В результате подобного явления в минералах, содержащих одновременно ионы Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} и т. д., однозначно расшифровать спектр поглощения только по его виду чрезвычайно трудно. О субстративном смешении цветов, вызванном одновременным присутствием ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} , можно судить по спектрам пропускания эгирина-авгита (рис. 4). Пропускание эгирина и по Ng и по Np качественно отличается от пропускания стекла с Fe^{2+} и порошка Fe_2O_3 в отдельности (рис. 4), но в целом окраска эгирина может быть объяснена последовательным поглощением этих двух красителей (Fe^{3+} и Fe^{2+}).

Судить о причинах изменения цвета минералов в ряду эвдиалит—эквиолит можно только предположительно (Фекличев, 1963). Возможно, что в окраске ярко-красного эвдиалита основную роль играют ионы Mn^{2+} (рис. 3, А). Заметные необратимые изменения в окраске эвдиалита, так же как в нефелине, происходят только при $\sim 800^\circ$ и протекают медленно. В результате эвдиалит становится бурым, по трещинам в нем выделяются заметные невооруженным глазом пленки окислов марганца. В процессе такого изменения эвдиалит становится изотропным, т. е. переходит в мезодиалит, незначительно меняются межплоскостные расстояния, в целом дифракционная картина становится четче.

Окраска таких минералов, как эгирин, лепидомелан, амфибол, при 800° (в воздушной среде) практически не испытывает никаких изменений или же меняется чрезвычайно медленно. Нет уверенности, что и в нефелине, прокаленном при 800° в течение 20 час. (рис. 7), двухвалентное железо окислилось полностью. Следы узких полос поглощения в области

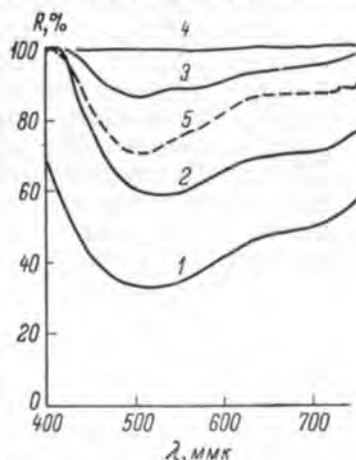


Рис. 7. Спектры отражения порошков.

1 — необесцвеченного бурого сфена; 2—4 — в различной степени обесцвеченного сфена (эталон — обесцвеченный нагревом до устойчивой медово-желтой окраски бурый сфен); 5 — ринколита (эталон — искусственно обесцвеченный до устойчивой желтой окраски ринколита).

420—430 мкм свидетельствуют о том, что до конца провести этот опыт не удалось.

Интересна темно-фиолетовая окраска тонкого порошка ловозерского лопарита (Дудкин, 1965). После отжига лопарит становится красновато-бурым. Относительно медленное изменение цвета минерала при высокой

температуре свидетельствует об окислении ионов-красителей, но каких именно, по спектрам поглощения определить трудно. Это может быть вызвано как одновременным окислением Fe^{2+} и Mn^{2+} , так и окислением некоторого количества Ti^{3+} . Особенности изоморфных замещений в лопарите заставляют считать первое предположение более правдоподобным (Борнеман-Старынкевич, 1964).

Многие минералы, содержащие Ti^{4+} , обнаруживают резкое поглощение в фиолетовой области спектра и имеют характерный желтый цвет (рутил, желтый сфен, астрофиллит, обесцвеченный ринколит). Можно было бы предположить, что это поглощение возникает именно за счет присутствия ионов Ti^{4+} (Горощенко, Годнева, 1961), но анатаз и обесцвеченный шербаквит не имеют подобного поглощения.

На рис. 8, а приведены спектры отражения искусственно полученных порошков анатазовой и рутильной модификации TiO_2 , желтого сфена, обесцвеченного нагревом ринколита и астрофиллита. Поглощение астрофиллита в области 440—520 мкм вызвано присутствием ионов Fe^{3+} , узкие полосы поглощения ринколита связаны с присутствием Nd^{3+} и Pr^{3+} (Кравченко-Бережной, 1961; Дудкин, 1965). Для этих соединений общая полоса поглощения располагается в ближней ультрафиолетовой области и только частично захватывает видимую область спектра.

Можно допустить, что желтая окраска некоторых титаносиликатов обусловлена тонкими механическими включениями рутила. Подобная гипотеза вполне законна (Ивенс, 1964), но резкое поглощение в фиолетовой области спектра установлено и в нормальном сульфате $\text{Ti}(\text{SO}_4)_2$ (Горощенко, Годнева, 1961) в условиях, исключаящих появление самостоятельной фазы TiO_2 .

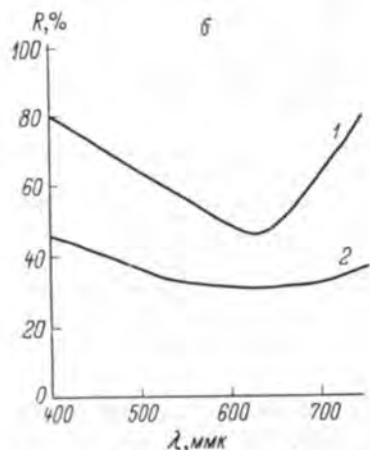
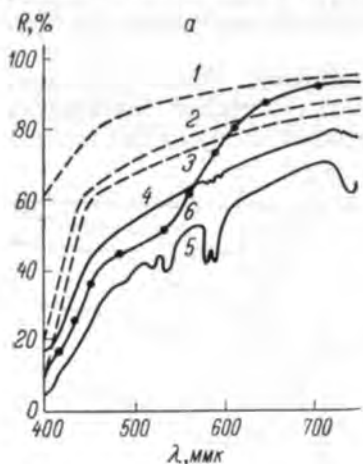


Рис. 8. Спектры отражения порошков.

а: 1 — TiO_2 с преобладанием анатазовой модификации, 2, 3 — TiO_2 с преобладанием рутильной модификации (искусственные продукты), 4 — медово-желтого сфена, 5 — астрофиллита, 6 — обесцвеченного ринколита (эталон — порошок TiO_2 анатазовой модификации); б: 1 — голубого флюорита из Хибии, 2 — то же после отжига (эталон — тонконапыленный порошок MgO).

Поглощением в фиолетовой области спектра четко отличаются друг от друга рутил и анатаз (Kortüm, Herzog, 1962). Ионы Ti^{4+} в рутиле и анатазе имеют одинаковую октаэдрическую кислородную координацию, но связь самих октаэдров в них различна: число общих ребер для рутила составляет два, а для анатаза — четыре (Bayer, 1962). Таким образом, различие в оптических свойствах этих модификаций определяется различием их структуры.

Эффект видимого окрашивания за счет молекулярного рассеяния требует высокой чистоты кристаллов (Фабелинский, 1965). Между тем в природных кристаллах сфена постоянно можно наблюдать грубые механические дефекты. Этот минерал полностью теряет желтую окраску и становится молочно-белым только при очень большом количестве механических нарушений (Ахматовская копь на Урале). Повышение температуры до 200° практически не сказывается на желтой окраске, длительный высокотемпературный отжиг (800—900°, 20—40 час.) совершенно не меняет цвета.

Желтая окраска сфена, астрофиллита, обесцвеченного нагреванием ринколита скорее всего вызвана избирательным рассеянием света на включениях и микротрещинах. Это явление определяется высоким светопреломлением перечисленных соединений и его резкой дисперсией, а в конечном итоге — некоторыми структурными особенностями минералов.

При изучении собранной коллекции минералов из щелочных пород Кольского полуострова мы столкнулись со случаем окрашивания за счет рассеяния света коллоидными включениями. Поглощение серовато-голубого хибинского флюорита (Дудкин и др., 1964) весьма напоминает поглощение коллоидных частиц в искусственном флюорите (Mollwo, 1934). При ультрамикроскопии в мелких обломках флюорита, свободных от грубых включений, хорошо заметно облачное темно-красное свечение. При нагреве максимум поглощения света флюоритом не испытывает смещения. Отжиг его при 800° в течение 10 час. приводит к тому, что минерал становится грязно-серым (рис. 8, б). Такой эффект объясняется коагуляцией коллоидных частиц и появлением в связи с этим резких различий в их диаметре (Mollwo, 1934).

Коллоидные включения, достаточно тонкие и относительно равномерные по размерам, часто образуются в аддитивно окрашенных искусственных кристаллах (Mollwo, 1934; Пшибрам, 1959; Цаль и др., 1964). Хибинский флюорит, видимо, первоначально имел высокую концентрацию дефектных центров, которая со временем оказалась неравновесной, что и вызвало возникновение коллоидных частиц.

Опыт изучения особенностей окраски ряда минералов из щелочных пород показывает, что она во многом определяется химизмом среды. Появление дефектных центров окраски (уссингит, гакманит, апатит, барит, виллиомит), скорее всего, вызвано избытком катионов и сложными гетеровалентными замещениями в кристаллических решетках. Радиоактивный распад играет второстепенную роль.

Анионные вакансии и свободные электроны способствуют возникновению неустойчивых ионных центров окраски. Захватом электрона поливалентными катионами парамагнетиков может быть объяснена окраска целого ряда минералов (зеленый микроклин, зеленый апатит Ковдорского массива, бурые сфен, ринколит, щербаковит).

В Хибинах наиболее часто дефектная окраска и неустойчивая ионная окраска наблюдается в зоне ийолит-уртитов, пород, богатых щелочами и содержащих максимум водорода и углеводородных газов (Петерсилье, 1960).

В щелочных породах повышено содержание Fe, Ti, Mn. Для минералов этих пород характерно вхождение Fe или Mn одновременно в двух ионных формах (Fe — эгирин, амфибол, биотит, лампрофиллит, энigmatит, Mn — эвдиалит, нептунит и т. д.). В ряде минералов наряду с Ti^{4+} не исключено присутствие Ti^{3+} (энigmatит). Субстративным смешением поглощения различных ионов-красителей определяется густота, а порой и своеобразие (эвдиалиты) устойчивой ионной окраски минералов.

Четких зависимостей между природой окраски минералов и временем их возникновения не устанавливается. Например, дефектные центры

окраски и неустойчивая ионная окраска отмечаются у минералов, магматических по происхождению (акцессорные апатит, сфен, филлиомит), и у ряда постмагматических эндогенных минералов (зеленый микроклин, гагманит, уссингит, щербаковит). И те и другие местами обесцвечены.

По мнению У. Файфа и др. (1962) в возникающих в процессе метаморфических реакций минеральных фазах число равновесных дефектов типа Шоттки и Френкеля прямо пропорционально общей структурной неупорядоченности фаз. Реальные наблюдения природных объектов не всегда согласуются с таким выводом: концентрация равновесных дефектов в кристаллах бывает независима от их общей структурной неупорядоченности. Так, микроклин некоторых поздних жильных образований Хибин обнаруживает присутствие дефектных центров, в то время как поздний гидротермальный ортоклаз совершенно бесцветен и не люминесцирует.

Интересно представление К. Пшибрама (1959) о своеобразном естественном отборе равновесных дефектов в природных условиях. С изменением температуры, давления, химизма среды одни центры сохраняются, другие оказываются менее устойчивыми и исчезают. Наиболее устойчивы центры при избыточном содержании катионов (Пекар, 1962), но и среди них, безусловно, одни оказываются более устойчивыми, другие — менее. Весьма существенную роль в «живучести» дефектных центров играют особенности кристаллической структуры минералов.

Любые дефектные центры окраски могут исчезать в местах интенсивного проявления наложенных процессов (например, хибинский апатит). При этом возникновение в минералах механических включений и тонких примазок может быть вызвано разрушением равновесных дефектов, возникновением за их счет коллоидов, а затем — коагуляцией и перераспределением тонких частиц (переход зеленого микроклина в бурую разновидность).

Опыт изучения окраски некоторых минералов из щелочных пород и пегматитов Кольского полуострова показывает, что температурное воздействие и приборная запись спектров поглощения в видимой области — необходимый метод при изучении именно природы цветности. Нагрев практически исключает появление искусственных центров, что возможно при облучении жестким рентгеном, γ -лучами и т. п. Записи спектров поглощения двухлучевыми спектрофотометрами со специальным подбором эталонов позволяют находить непосредственно дефектные полосы поглощения по их форме и смещению максимума после нагрева. Подобный прием может дать интересные решения и при изучении других типов окраски, но в целом, он, конечно, недостаточен. Необходимо систематическое накопление сведений о самых различных физических свойствах минералов и связи этих свойств с изменениями цветности.

ЛИТЕРАТУРА

Барсанов Г. П., М. Е. Яковлева. Цвета минералов. Тр. Минералог. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 14, 1963.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М., 1964.

Герасимовский В. И. Геохимические особенности агпаитовых нефелиновых сиенитов. В сб.: Химия земной коры, Тр. геохимической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского, т. I, Изд. АН СССР, М., 1963.

Горощенко Я. Г., М. М. Годиева. Спектры поглощения серноокислых растворов сульфатов титана в видимой области. Журн. неорг. хим., т. VI, вып. 6, 1961.

Гречушников Б. Н. и С. В. Грум-Гржимайло. О поглощении света примесями в кристаллах. Тр. Инст. кристаллогр. АН СССР, вып. 11, 1955.

Грум-Гржимайло С. В. О возможности определения валентности и координации окрашивающих минералы элементов по кривым поглощения. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 74, вып. 2, 1945.

- Грум-Гржимайло С. В., Л. К. Климовская, В. Н. Вишневский. Методика исследования окраски минералов, вызванной Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Сб. Львовск. минералог. общ., Изд. Львовск. ун-в., № 6, 1952.
- Грум-Гржимайло С. В., Н. А. Бриллиантов, Д. Т. Свиридов, Р. Н. Суханова. Спектры поглощения кристаллов, окрашенных Fe^{3+} при t° до $1.7^\circ K$. Оптика и спектроскопия, т. XIV, вып. 2, 1963.
- Дудкин О. Б. Поглощение редкоземельных минералов в видимой области спектра. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4, изд. «Наука», М.—Л., 1965.
- Дудкин О. Б., Л. В. Козырева, Н. Г. Померанцева. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.
- Дудкин О. Б., Р. А. Кравченко-Бережной. Об оценке окраски минералов с помощью спектрофотометра СФ-2М. Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 2, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1962.
- Жиров К. К., С. М. Стишов. К геохимии процесса амазонитизации. Геохимия, № 1, 1965.
- Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Ивенец Р. Введение в теорию цвета. (Пер. с англ.). Изд. «Мир», М., 1964.
- Кравченко-Бережной Р. А. Об измерении дисперсии показателей преломления. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 1, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Кировск, 1959.
- Кравченко-Бережной Р. А. Исследование оптических свойств редкоземельного апатита. Автореферат канд. дисс. Львов, 1961.
- Марфунии А. С. Проблема физики минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1965.
- Меланхолин Н. М. Кривая поглощения окисного железа в минералах. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 75, вып. 2, 1964.
- Меланхолин Н. М. и С. В. Грум-Гржимайло. Методы исследования оптических свойств кристаллов. Изд. АН СССР, М., 1954.
- Меланхолин Н. М., И. Н. Гусева. Рассеяние света в некоторых искусственных кристаллах. Кристаллография, т. 8, вып. 6, 1963.
- Минералы Хибинских и Ловозерских тундр (под ред. акад. А. Е. Ферсмана, проф. Н. А. Смольянинова и Э. М. Бонштедт). Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Пекар С. И. К теории люминесценции и поглощения света примесями в диэлектриках. ЖЭТФ, т. 22, № 6, 1952.
- Петерсилье И. А. Газы и рассеянные битумы горных пород некоторых интрузивных массивов Кольского полуострова. Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1960.
- Платонов А. Н., В. Ш. Беляченко. Исследование природы окраски кашкринита из Приазовья. Минералог. сб. Львовск. гос. ун-в., вып. 2, № 19, 1965.
- Полигрант М. Е. и В. А. Москаленко. К теории оптических полос F-центров. Оптика и спектроскопия, т. XVIII, вып. 5, 1964.
- Пшибрам К. Окраска и люминесценция минералов (пер. с англ. под ред. Г. Ф. Комовского). ИЛ, М., 1959.
- Римская-Корсакова О. М. и С. В. Грум-Гржимайло. О спектрах поглощения слюд, содержащих железо в четвертичной координации. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 92, вып. 5, 1963.
- Соколова М. Н. К минералогии глубоких горизонтов апатитового месторождения Кукислумторр в Хибинских тундрах. Докл. АН СССР, т. 160, № 1, 1965.
- Стишов С. М. Об окраске минералов, связанной с дефектами их структуры. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 89, вып. 2, 1960.
- Фабелинский И. Л. Молекулярное рассеяние света. Изд. «Наука», М., 1965.
- Файф У., Ф. Тернер и Дж. Ферхуген. Метаморфические реакции и метаморфические фации (пер. с англ. под ред. Д. С. Коржинского). ИЛ, М., 1962.
- Фекличев В. Г. Оптические свойства хибинских и других эвдианитов. Тр. ИМГРЭ, вып. 15, 1963.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. Изд. АН СССР, М.—Л., 1936.
- Флоровская В. Н., Т. А. Теплицкая, Р. Б. Зезин, Л. И. Овчинникова. Об окраске и люминесценции гакмаита. Докл. АН СССР, т. 163, № 2, 1965.
- Цаль Н. А., М. В. Пашковский, И. Д. Набитович, М. А. Калужный. К вопросу об образовании коллоидов в кристаллах KCl и NaCl. Тез. докл. VII совещ. по эксперим. и техн. минерал. и петрогр., Изд. Львовск. гос. ун-в., 1964.
- Ченцова Л. Г. Спектры дымчатого кварца с красящими центрами разной термической устойчивости. Тр. Инст. кристаллографии, вып. 11, 1955.

Чесноков Б. В. К вопросу о спектральном поглощении веществ, окрашенных трехвалентным титаном. Изв. вузов, Геология и разведка, № 7, 1959.

Чесноков Б. В. О трехвалентном титане в эклогитах Южного Урала. Геохимия, № 1, 1960.

Шибанов А. С. К вопросу о равновесной концентрации F-центров в аддитивно окрашенных щелочногалогенных кристаллах. Физика твердого тела, № 1, 1965.

Шишовский А. А. Прикладная физическая оптика. Физматгиз, М., 1961.

Baeyer G. Isomorphie und Morphotropie beziehungen bei Oxyden mit TiO_2 — Typ und verwandten Strukturen. Deutsch. Keramischen Gesellschaft, Bd. 39, H. 11, 1962.

Chudoba K. F. Zur Deutung der Amethystfarbe. Zbl. Mineralogie, T. 1, H. 3, 1962.

Fumi I. Colour centres in crystals. Nuovo Cimento Suppl., v. 9, 1952.

Kortüm G., G. Herzog. Analyse von Rutil—Anatas—Gemischen mittels diffuser Reflexionsmessungen. Zeitschr. Anal. Chemie, Bd. 190, H. 2, 1962.

Medved D. B. Hackmanite and its tenebrescent properties. Amer. Miner., 39, 1954.

Mollwo E. Electronic conduction and colour centres in fluorspar. Nachr. Ges. Wiss., Bd. 79, Gottingen, 1934.

Rexer E. Additive colouration of alkali halide crystals, 1, Macroscopic diffusion results. Zbl. Phys., Bd. 70, 1931.

НЕФЕЛИН-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Хибинскому щелочному массиву посвящены многочисленные геолого-петрографические и минералого-геохимические исследования. Обилие интересных минеральных видов и разновидностей в пегматитах массива еще в первый период его исследования побудил А. Е. Ферсмана с сотрудниками написать в 1937 г. специальное минералогическое исследование «Минералы Хибинских и Ловозерских тундр». В последующие годы наряду с другими сторонами изучения массива продолжалось исследование минералов пегматитов и эпигенетических жил, образование которых связано с более поздними процессами кристаллизации щелочной магмы. Лишь отдельные минералогические исследования (Солодовникова, 1937, 1959; Кононенко, 1938) были посвящены вопросам изучения породообразующих минералов.

За последние пять лет интерес к породообразующим минералам заметно возрос. Появились исследования как отдельных породообразующих минералов, так и их парагенезисов (Галахов, 1962; Иванова, 1963; Волков, 1963; Дудкин и др., 1964; Косой, 1965).

В геологическом строении массива принимают участие разнообразные по составу и структуре нефелиновые сиениты и в меньшей степени — породы ийолит-уртитового ряда. От периферии к центру массива породы сменяют друг друга в следующем порядке: щелочные и нефелиновые сиениты, массивные хибиниты, трахитоидные хибиниты, рисчорриты, ийолит-уртиты, апатито-нефелиновые породы, среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты и фойиты.

Схема геологического строения Хибинского массива и последовательность формирования отдельных комплексов пород были предложены Б. М. Куплетским в 1937 г. По его мнению, породы, слагающие массив, образовались в четыре интрузивные фазы, причем породы краевой и центральной частей массива образовались несколько ранее залегающих между ними рисчорритов и ийолит-уртитов.

Н. А. Елисеев с сотрудниками в 1939 г. пришел к выводу, что пространственная смена пород от периферии к центру отражает и последовательность внедрения отдельных порций щелочной магмы.

Проведенное в 1957—1960 гг. геологическое картирование массива (Зак, 1963) в общем подтвердило схему строения массива, предложенную Н. А. Елисеевым.

Исследование породообразующих минералов и их парагенезисов может служить дополнительным материалом к геолого-петрографическому расчленению пород массива.

В 1962—1965 гг. автором исследовались физические свойства и химический состав породообразующих нефелина и полевых шпатов. Факти-

ческим материалом были пробы пород, отобранные по отдельным комплексам. Из проб обычными методами минералогического анализа выделялись чистые фракции указанных минералов. Одновременно петрографо-минералогические особенности их изучались в шлифах.

Нефелин, как известно, относится к алюмосиликатам переменного химического состава, в которых содержание не только элементов-примесей, но и основных компонентов варьирует в широких пределах в зависимости от уровня дифференциации родоначальных щелочных магматических расплавов.

Нефелин в породах Хибинского массива наряду со щелочными полевыми шпатами является главным породообразующим минералом. Содержание его в породах различных комплексов (от 15 до 85%) обратно пропорционально содержанию полевых шпатов. Эта зависимость довольно тесная и характеризуется коэффициентом корреляции $r = -0.88$, уравнение регрессии $x = 80.7 - 0.9 y$ (Козырева, 1965).

Наиболее богаты нефелином ийолиты и уртиты и связанные с ними апатито-нефелиновые и апатито-сфен-нефелиновые породы. В комплексах нефелиновых сиенитов содержание нефелина постепенно уменьшается от хибинитов через массивные рихсчорриты, эгириновые нефелиновые сиениты к фойейтам и гнейсовидным рихсчорритам.

В качестве главного минерала нефелин присутствует в пегматитах ийолит-уртитов и в ряде типов пегматитов, генетически связанных с разновозрастными комплексами нефелиновых сиенитов.

Форма выделений нефелина и размеры его зерен в различных породах очень разнообразны, что обусловлено составом пород и порядком кристаллизации в них породообразующих минералов (Козырева, 1965).

В шлифах неизмененный нефелин бесцветный или желтоватый, характеризуется низкими показателями преломления и слабым двупреломлением. Показатели преломления нефелинов колеблются в следующих пределах: $N_o = 1.535 - 1.545$, $N_e = 1.530 - 1.542$. При этом показатели преломления нефелинов из хибинитов, среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов и фойейтов ниже соответствующих данных для нефелинов из рихсчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород. Устанавливается прямая корреляционная связь между N_o нефелинов и содержанием в них калия (Козырева, 1965). Коэффициент корреляции этой связи $+0.91$, уравнение регрессии $x = 1.522 + 0.0028 y$ показывает, что при увеличении содержания K_2O на 1% N_o нефелина увеличивается в среднем на 0.003.

В табл. 1 приведены средние химические составы нефелинов различных комплексов пород Хибинского массива, вычисленные на основании многочисленных анализов (Иванова, 1963; Галахов, 1962; Дудкин и др., 1964). Основные особенности химического состава нефелинов были отмечены ранее (Дудкин и др., 1964).

Рассмотрим кратко вопрос о различии нефелинов различных комплексов пород.

Обычно результаты химических анализов нефелина пересчитываются на нефелиновую и калиофиллитовую молекулы ($NaAlSiO_4$ и $KAlSiO_4$), не вошедший в эти формулы кремний связывают в минал тридимита или альбита. Этот пересчет основан на предположении, что нефелин можно рассматривать как твердый раствор указанных соединений. Последними экспериментальными работами доказано, что в нефелине растворяется до 10% кремнезема, а предельный состав нефелина выражается формулой $(Si_{8.4}Al_{7.6}O_{32})^{-7.4}$ (Гамильтон, Мак-Кензи, 1963).

Результаты пересчета химических анализов нефелина приведены в табл. 2, из которой видно, что содержание нефелинового компонента варьирует от 71.5 до 75.7%, калиофиллитового — от 16.2 до 24.2%.

Таблица 1

Средние химические составы породообразующих нефелинов Хибинского массива

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44.78	44.34	44.10	44.22	43.77	42.12	42.22	42.01
TiO ₂	0.02	0.02	0.05	Следы.	Нет.	Нет.	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	31.61	31.83	30.84	32.56	32.68	33.23	32.63	32.71
Fe ₂ O ₃	1.25	1.42	2.25	1.18	1.17	1.67	1.46	1.81
FeO	Нет.	Нет.	0.11	0.25	0.12	0.25	0.15	0.08
CaO	0.14	0.12	0.35	0.33	0.55	0.33	0.86	0.45
MgO	Нет.	Следы.	0.08	0.09	0.09	0.12	0.05	0.03
MnO			Не опр.				Следы.	Не опр.
Na ₂ O	15.95	15.62	16.15	15.13	15.76	15.01	15.20	15.72
K ₂ O	4.68	5.07	5.24	5.52	5.28	7.04	6.59	6.95
SrO	Нет.	Следы.	0.04	Нет.	Нет.	Нет.	Следы.	
H ₂ O ⁺	1.04	1.45	0.35	0.34	0.16	Нет.	0.30	0.10
H ₂ O ⁻	0.50	0.51	0.13	0.06	0.03	0.03	0.10	0.09
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.25	0.43	0.16	0.01	0.44	0.17
П. п. п.	Нет.	Нет.	Нет.	Не опр.		0.45	Не опр.	
Сумма	100.14	100.47	99.94	100.11	99.77	100.33	99.96	100.20

Примечание. Нефелины: 1 — из мелкозернистого нефелинового сиенита первой интрузивной фазы; 2 — из массивного хибинита (среднее из двух анализов); 3 — из трахитоидных хибинитов (среднее из трех анализов); 4 — из среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов (среднее из двух анализов); 5 — из фойяитов (среднее из шести анализов); 6 — из рисчорритов (среднее из шести анализов); 7 — из ийолит-уртитов (среднее из 15 анализов); 8 — из апатито-нефелиновых пород (среднее из 17 анализов). Использованы данные А. В. Галахова (1962), Т. Н. Ивановой (1963), О. Б. Дудкина и др. (1964).

Таблица 2

Содержание элементарных молекул и температура кристаллизации нефелинов из пород Хибинского массива

Порода	Содержание, вес. %			Температура кристаллизации, град.
	NaAlSiO ₄	KAlSiO ₄	SiO ₂	
Нефелиновый сиенит I интрузивной фазы	75.5	16.2	8.3	800
Массивные хибиниты	74.0	17.9	7.8	900
Трахитоидные хибиниты	75.7	17.9	6.4	760
Среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты	72.5	19.2	8.3	900
Фойяиты	74.9	18.4	6.7	760
Рисчорриты	71.5	24.2	4.3	750
Ийолит-уртиты	72.3	23.1	4.6	750
Апатито-нефелиновые породы	73.5	23.6	2.9	500

количество «избыточного» кремнезема достигает 8.3%. Содержание «избыточного» кремнезема в нефелинах непостоянно. Наибольших значений оно достигает в нефелинах из хибинитов, среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов и фойяитов. В нефелинах из рисчорритов, ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород содержание «избыточного» кремнезема снижается, становясь минимальным в нефелинах апатито-нефелиновых пород.

Принимая во внимание, что при наличии «избыточной» кремнекислоты структура нефелина является дефектной и в ней существуют вакансии на месте катионов щелочных металлов, можно полагать, что катионы этих «избыточных» компонентов располагаются в пустующих узлах ре-

шетки и что валовая концентрация их может служить мерилем дефекта структуры нефелина.

В породах сиенитовой ветви нефелины по сравнению с нефелинами из ийолит-уртитов и апатито-нефелиновых пород характеризуются большим дефицитом щелочных металлов.

Средние составы нефелинов различных комплексов пород нанесены на трехкомпонентную диаграмму нефелин—калиофиллит—кремнезем (рис. 1). Точки составов нефелинов на диаграмме занимают сравнительно небольшую область, но положение фигуративных точек нефелинов из разных комплексов пород различно. Нефелины из хибинитов, эгириновых нефелиновых сиенитов и фойяитов занимают на треугольнике составов верхнюю часть поля, а фигуративные точки составов нефелинов из ийолит-уртитов, апатито-нефелиновых пород и рисчорритов преимущественно

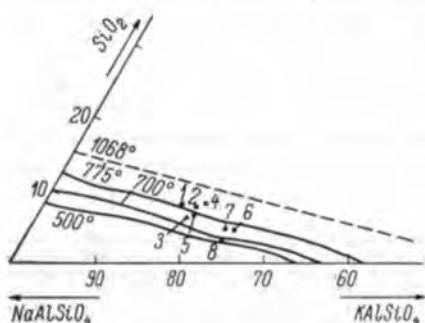


Рис. 1. Положение средних составов нефелинов различных комплексов пород Хибинского массива на трехкомпонентной диаграмме нефелин—калиофиллит—кремнезем.

Изотермы нанесены по данным Д. Гамильтона (Hamilthop, 1961); номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 1 и 4.

1961; Гамильтон, Мак-Кензи, 1963) судить о температуре их кристаллизации. На рис. 1 видно, что температура кристаллизации нефелинов из разновозрастных комплексов пород массива варьирует от 500 до 900°. Наиболее низкая температура кристаллизации характерна для нефелинов из ийолит-уртитов, рисчорритов и апатито-нефелиновых пород (500—750°). В хибинитах, эгириновых нефелиновых сиенитах и фойяитах нефелин кристаллизуется при более высокой температуре (760—900°).

Результаты исследований Гамильтона и Мак-Кензи основаны на изучении простых систем и могут дать лишь ориентировочные сведения о температурах кристаллизации нефелинов Хибинского массива.

Полевые шпаты в составе большинства пород Хибинского массива занимают одно из главных мест. Особенно характерны они для нефелиновых сиенитов, где содержание их колеблется от 35 до 67%. В ийолит-уртитах полевой шпат значительно уступает нефелину и пироксену, а количество его снижается до 3—4%. Лишь в полевошпатовых разновидностях — ювитах и малиньитах — содержание полевого шпата несколько повышено и колеблется от 10 до 12%. В апатитсодержащих породах полевой шпат встречается в виде второстепенной примеси, и только в своеобразных апатито-нефелиновых породах горы Поачвумчорр и в цементе апатитовой брекчии содержится от 9 до 28% полевого шпата.

группируются в нижней части поля. Такое разделение нефелинов по составу свидетельствует о возможности выделения в Хибинском массиве двух групп пород, характеризующихся близким составом нефелина, на что указывал и А. В. Галахов (1962). Нефелины из хибинитов, эгириновых нефелиновых сиенитов и фойяитов по составу практически не отличимы друг от друга. Резко отличны от них и образуют обособленную группу нефелины апатито-нефелиновых пород, ийолит-уртитов и рисчорритов: в них повышено содержание калиофиллитового компонента и понижено — «избыточного» кремнезема.

Отмеченные различия в составе нефелинов позволяют на основании имеющихся экспериментальных данных Д. Гамильтона (Hamilthop,

В видовом отношении полевые шпаты различных комплексов пород Хибинского массива представлены существенно калиевыми (микроклин, ортоклаз), существенно натровыми (альбит) и калиево-натровыми разновидностями (микроклин-пертиты). Значение их как породообразующих минералов в отдельных интрузивных комплексах различно.

В массивных и трахитоидных хибинитах, эгириновых нефелиновых сиенитах и фойяитах полевые шпаты представлены главным образом микроклин-пертитом и альбитом. В ийолит-уртитах и рисчорритах главная масса полевого шпата представлена существенно калиевой разновидностью, альбит распространен ограниченно.

Форма выделений калинатрового полевого шпата в породах довольно однообразная: таблитчатая, пластинчатая, лейстовая; в пегматитах часто встречаются хорошо ограненные кристаллы таблитчатого габитуса. Полевые шпаты пегматитов различных комплексов пород Хибинского массива подробно изучены Л. Л. Солодовниковой (1937). Поздний альбит обособляется в виде скоплений мелких неправильной формы зерен, тяготеющих к границам зерен микроклин-пертита с нефелином.

Калинатровые полевые шпаты кристаллизовались одновременно или несколько позже нефелина, на это указывают их сравнительно одинаковый идиоморфизм, четкие и ровные границы и наличие в них включений одних и тех же минералов. В ряде случаев наблюдаются неровные извилистые границы между микроклин-пертитом и нефелином, что объясняется частичной резорбцией нефелина при кристаллизации полевого шпата. Значительно реже в хибинитах, но чаще в фойяитах встречаются сравнительно крупные пойкилокристаллы калинатрового полевого шпата, переполненные вростками неориентированных зерен нефелина.

Существенно калиевые полевые шпаты рисчорритов и ийолит-уртитов характеризуются довольно разнообразными формами выделения, подробно описанными в литературе (Солодовникова, 1959; Тихоненков, 1961; Дудкин и др., 1964). В основном можно выделить три разновидности, соответствующие, вероятно, различным генерациям этого минерала: крупные пойкилокристаллы, преобладающие в рисчорритах; мелкие неправильные зерна в основной массе рисчорритов и ийолит-уртитов, выполняющие промежутки между пойкилокристаллами полевого шпата и кристаллами нефелина; калиевый полевой шпат в микрографических сростаниях с нефелином.

Микрографические сростания калиевого полевого шпата с нефелином, по-видимому, в ряде случаев, когда они включены в крупные таблицы полевого шпата и эгирина, являются наиболее ранними образованиями. Однако в большинстве случаев первой генерацией полевого шпата в рисчорритах и ийолит-уртитах являются крупные таблитчатые пойкилокристаллы, кристаллизовавшиеся вслед за нефелином и темноцветными минералами. Позднее, уже из остаточного магматического раствора, кристаллизовались мелкие зерна полевого шпата основной массы рисчоррита и нефелин-полевошпатовые микропегматитовые сростания.

Микроскопическое изучение выявляет очень сложную микроструктуру полевых шпатов массива. Почти все зерна микроклин-пертитов двойникованы, причем двойникование выражается как в образовании своеобразных псевдопертитов, так и в наличии микроклиновой решетки и простых двойников по карлсбадскому, реже манебахскому законам. Наряду с двойникованием в микроклин-пертитах постоянно присутствуют пертиты распада и вторичный лейстовый альбит. Все эти явления характерны для всех калинатровых полевых шпатов, однако для каждой породы или ее разновидности отмечается преобладание тех или иных сторон. Так, для микроклин-пертитов эгириновых нефелиновых сиенитов и фойяитов характерно большое количество пертитовых вростков, что позволяет иногда

назвать полевые шпаты их антипертитами. В пироксеновых фойянтах полевые шпаты довольно часто дают простые двойники. На своеобразную микроструктуру полевых шпатов хибинских пород неоднократно обращали внимание различные исследователи (Солодовникова, 1937, 1959; Воробьева, 1937, и др.), поэтому в данной статье мы не даем подробного анализа внутреннего строения этих минералов.

Микроскопическое исследование выявляет также неоднородность строения зерен калиевого полевого шпата. В отличие от микроклин-пертитов в калиевых полевых шпатах большая часть зерен прозрачна, псевдопертитовая структура встречается редко. В прозрачных участках наблюдается микроклиновая решетка, спайность в минерале выражена плохо, зерна имеют волнистое угасание и довольно часто зональное строение. Редко полевые шпаты ийолит-уртитов sdвойнированы по бавенскому и манебахскому законам. Для выяснения структурно-оптической характеристики полевых шпатов массива было проведено измерение степени их упорядоченности и триклинности.

Калинатовые и существенно калиевые полевые шпаты представляют собой упорядочивающиеся серии, структурные особенности которых отражают физико-химические условия их образования. Наличие процессов упорядочения в щелочных полевых шпатах было доказано экспериментальными работами по изучению фазовых взаимоотношений полевых шпатов. Причины и механизм упорядочения структуры полевых шпатов обобщены и подробно рассмотрены в работе А. С. Марфунина (1962).

Упорядочение в полевых шпатах связано с изменениями положения атомов алюминия и кремния в тетраэдрах и переходом их из одних структурных позиций в другие. При статистическом расположении алюминия в тетраэдрах структура полевого шпата является неупорядоченной и моноклинной. При перемещении алюминия в две из возможных четырех структурных позиций моноклиная симметрия сохраняется; такое упорядочение А. С. Марфунин предложил назвать моноклинным (ряд санидит—ортотлаз). Концентрация алюминия в одном из тетраэдрических положений ведет к переходу симметрии из моноклинной в триклинную, а моноклинной упорядоченности — в триклинную (ряд ортоклаз—микроклин). Переходные разновидности, в которых алюминий располагается в различных структурных позициях, характеризуются переходной степенью упорядоченности.

А. С. Марфуниным и другими исследователями установлено, что степень упорядоченности щелочных полевых шпатов влияет на величину угла $2V$ и что эта константа может служить показателем степени упорядоченности структуры.

При переходе щелочных полевых шпатов из моноклинной в триклинную модификацию происходит двойникование минералов, что оказывает существенное влияние на изменение симметрии. Для характеристики отклонения минерала от моноклинной симметрии Гольдсмитом и Лавесом было введено понятие степени триклинности (Марфунин, 1962).

Триклинность может быть замерена оптическими и рентгеновскими методами. Оптически триклинность определяется по ориентировке осей индикатрисы полевого шпата относительно плоскостей спайности (010) или (001). Рентгеновскими методами триклинность измеряется по расстоянию между отражениями (131) и ($\bar{1}$ 31) на порошкограммах.

При исследовании щелочных полевых шпатов нами было проведено массовое измерение их угла $2V$ и ориентировки осей оптической индикатрисы относительно полюса плоскости спайности (001). Одновременно те же образцы были сняты на ионизационном дифрактометре УРС-50-И для определения их триклинности, в них методом фотометрии пламени

Таблица 3

Основные структурно-оптические свойства породообразующих полевых шпатов Хибинского массива

Порода	Оптические свойства		Содержание «высокого» ортоклаза, %	Степень рентгеновской триклинности, Δp	Состав Ab, Or, %				Число анализов		
	угол -2V	степень триклинной упорядоченности			химический анализ		рентгеновские данные		оптических	химических	рентгеновских
					KAlSi ₃ O ₈	NaAlSi ₃ O ₈	KAlSi ₃ O ₈	NaAlSi ₃ O ₈			
Хибиниты (массивные и трахитоидные) . .	43—86 75	0,0—0,77 0,75	13	0,39—1,0	55,9	44,1	65—80	20—35	22	9	9
Эггириновые нефелиновые сиениты	50—85 65	0,15—1,0 0,52	22	0,40—1,0	57,6	42,5	70—85	15—30	36	5	5
Фойниты	47—87 75	0,07—1,0 0,77	22	0,45—0,95	53,2	46,8	60—70	30—40	37	9	9
Рисчорриты . . .	47—85 55 и 85	0,07—1,0 0,27 и 1,0	41	0,0—1,0	91,8	8,02	100	—	41	5	5
Ийолит-уртиты	40—80 76	0,0—0,90 0,80	36	0,0—1,0	92,1	7,82	100	—	23	5	8

Примечание. В числителе — колебания, в знаменателе — модальные значения.

Таблица 4

Средние химические составы породообразующих полевых шпатов Хибинского массива

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64,02	65,11	63,87	63,90	65,12	64,24
TiO ₂	Нет.		0,06	0,11	0,07	0,08
Al ₂ O ₃	20,33	18,95	18,60	18,49	19,54	20,14
Fe ₂ O ₃	0,17	0,62	0,59	0,76	0,70	0,47
FeO	0,02	0,11	0,16	0,13	0,05	0,15
MnO	Нет.			Следы.		0,01
MgO	Нет.	0,12	0,09	0,13	0,26	0,13
CaO	0,27	0,39	0,38	0,46	0,58	0,65
BaO	0,26	Нет.	0,17	0,22	0,27	0,07
SrO	0,10	»	Нет.		0,09	0,02
K ₂ O	8,74	9,06	14,92	14,65	6,51	8,10
Na ₂ O	5,64	5,54	0,79	1,14	6,54	5,87
H ₂ O ⁺	Нет.	0,13	0,06	0,10	0,22	0,04
H ₂ O ⁻			Нет.		0,23	0,37
П. п. п.	0,76	0,20	0,25	0,34	Нет.	
Сумма	100,31	100,23	99,95	100,45	100,18	100,33

Примечание. 1 — каликатровый полевой шпат из массивного хибинита горы Маннепахк (Минералы Хибинских и Ловозерских туфдр., 1937); 2 — каликатровый полевой шпат из трахитоидного хибинита горы Тахтарвушчорр (Махлаев, 1947); 3 — калиевый полевой шпат из рисчорритов (среднее из четырех анализов, по данным Солодовниковой, 1959; Галахова, 1959; Дудкина и др., 1964); 4 — калиевый полевой шпат из полевошпатовых ийолит-уртитов (среднее из четырех анализов, по данным Махлаева, 1947; Солодовниковой, 1959; Дудкина и др., 1964); 5 — каликатровый полевой шпат из среднезернистого эггиринового нефелинового сиенита горы Рисчорр (данные автора); 6 — каликатровый полевой шпат из фойнитов (среднее из двух анализов, по данным Галахова, 1962, и автора).

определялось содержание калия и натрия. Основные результаты исследований приведены в табл. 3.

Каликатровые полевые шпаты хибинитов имеют $2V$ от -43 до -86° . По величине $2V$ 87% измеренных полевых шпатов относятся к микроклинам и промежуточным ортоклазам и только 13% соответствует «высокому» ортоклазу; упорядоченность в основном триклинная. Степень триклинности варьирует от 0.39 до 1.0, а валовое содержание натриевого компонента колеблется от 39.5 до 58.2 (среднее 44.1%). Натриевый компонент частично выделился в виде альбита, но часть его находится в твердом растворе, что подтверждается сравнением данных химических анализов с рентгеновскими.

Очень близкие характеристики с каликатровыми полевыми шпатами хибинитов имеют полевые шпаты среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов и фойяитов. Только в последних несколько повышается содержание «высокого» ортоклаза — 22%.

Среди существенно калиевых полевых шпатов рихсдорритов по колебанию $2V$ можно выделить микроклинов и промежуточных ортоклазов 59% и «высоких» ортоклазов 41%, упорядоченность триклинная. В ийолит-уртитов 64% главной массы полевых шпатов относится к микроклинам и промежуточным ортоклазам, а 36% составляют «высокие» ортоклазы, упорядоченность в основном триклинная.

Степень триклинности калиевых полевых шпатов из рихсдорритов варьирует от 0 до 1, причем преобладают крайние значения. Калиевые полевые шпаты из ийолитов и уртитов имеют широкий диапазон степени триклинности — от 0.0 до 1.0, преобладают полевые шпаты

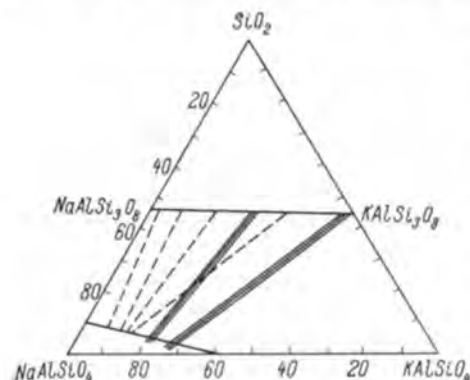


Рис. 2. Диаграмма системы нефелин—калифилиит—кремнезем, показывающая парогенезисы нефелин—калиевый и каликатровый полевой шпат.

Прерывистые линии нанесены по экспериментальным данным (Гамильтон, Мак-Кензи, 1963); сплошные линии отражают парогенезисы нефелин—полевой шпат в породах Хибинского массива.

с промежуточной триклинностью. В калиевых полевых шпатах натриевый компонент почти весь находится в твердом растворе, содержание его не превышает 8%.

Средние химические составы полевых шпатов Хибинского массива приведены в табл. 4. Породообразующие каликатровые полевые шпаты хибинитов, среднезернистых эгириновых нефелиновых сиенитов и фойяитов характеризуются отношением калиевого компонента к натриевому 1 : 1 и 1 : 1.5. Полевые шпаты из рихсдорритов и ийолит-уртитов имеют соотношение калиевого компонента к натриевому от 1 : 0.02 до 1 : 0.12.

Состав полевых шпатов различных комплексов пород массива по результатам полных химических анализов в общем согласуется с составом, полученным на основании их рентгеноструктурного исследования и подтверждает деление полевых шпатов Хибинского массива на две группы — калиево-натриевые и существенно калиевые. Подобный вывод о полевых шпатах пегматитов основных комплексов пород массива сделан еще в 1932 г. Л. Л. Солодовниковой.

На рис. 2 показаны составы полевых шпатов и парогенных с ними нефелинов. Из рисунка видно, что каликатровые полевые шпаты ассоциируют с нефелинами, обогащенными «избыточным» кремнеземом и обедненными калифилиитовым компонентом. Существенно калиевые

полевые шпаты из рихторитов и полевошпатовых ийолитов ассоциируют с нефелинами, обогащенными калиофиллитом и содержащими меньший «избыток» кремнезема. Такое распределение согласуется с полученными в последнее время экспериментальными данными (рис. 2) о совместной кристаллизации нефелина и щелочного полевого шпата, показывающими, что при 700° С и давлении 100 атм. натровый нефелин кристаллизуется с натровым полевым шпатом, а нефелин, обогащенный калиевым компонентом, выкристаллизовывается совместно с полевым шпатом, богатым калием (Гамильтон, Мак-Кензи, 1963). Линии парагенетических ассоциаций нефелин—полевой шпат в породах Хибинского массива продолжают ряд равновесных составов, намеченных экспериментальными исследованиями.

Таким образом, по составу нефелинов и находящихся с ними в парагенезисе щелочных полевых шпатов породы Хибинского массива отчетливо разделяются на две крупные, по-видимому, генетически сопряженные серии. К первой серии относятся хибиниты, эгириновые нефелиновые сиениты и фойиты, ко второй — рихториты и ийолит-уртиты с апатито-нефелиновыми породами. Эти данные могут служить дополнительным материалом для геолого-петрографического расчленения пород Хибинского массива.

ЛИТЕРАТУРА

Волков В. П. Петрохимические особенности нефелиновых сиенитов дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с геохимией рубидия. Автореф. канд. дисс. М., 1963.

Воробьева О. А. Группа полевых шпатов. В сб.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

Галахов А. В. Особенности состава породообразующего нефелина Хибинского щелочного массива. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 3, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1962.

Гамильтон Д. Л., В. С. Мак-Кензи. Твердый раствор нефелина в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$. В сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрографии, ИЛ, М., 1963.

Дудкин О. Б., Л. В. Козырева, Н. Г. Померанцева. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изд. «Наука», М.—Л., 1964.

Елисеев Н. А., П. С. Ожигинский, Е. Н. Володин. Геологическая карта Хибинских тундр. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19, 1939.

Зак С. И. Новые данные по геологии Хибинского щелочного массива. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. 73, вып. 1, 1963.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Козырева Л. В. Нефелин и сопутствующие ему минералы Хибинского щелочного массива. Автореф. канд. дисс. Кировск, 1965.

Козырева Л. В. О морфологии нефелина ряда хибинских пород. В сб.: Щелочные породы Кольского полуострова, изд. «Наука», М.—Л., 1966.

Кононенко А. М. Нефелины Хибинских тундр. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. инст. им. Герцена, т. 9, вып. 4, 1938.

Косой А. Л. Нефелин-полевошпатовые парагенезисы Ловозерского щелочного массива. Автореф. дисс. Л., 1965.

Куллетский Б. М. Петрографический очерк Хибинских тундр. В сб.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.

Махлаев В. Г. Полевые шпаты Хибин в связи с составом материнских пород. Уч. зап. Ленингр. пед. инст. им. Герцена, № 54, 1947.

Минералы Хибинских и Ловозерских тундр (под ред. акад. А. Е. Ферсмана). Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Хибинских тундр. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. 66, вып. 1, 1937.

Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисвумчоррского апатитового месторождения. В сб.: К минералогии постмагматических процессов. Изд. ЛГУ, 1959.

Тихоноков И. П. О графических структурах замещения в щелочных породах. Зап. Всесоюз. минералог. общ., ч. 30, вып. 2, 1961.

Hamilton D. L. Nephelines as crystallisation temperature indicators. J. Geol., 69, № 3, 1961.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЙ ЭВДИАЛИТ ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Эвдиалит, точнее минералы изоморфного ряда эвдиалит—эвколит, встречается почти во всех щелочных породах Ловозерского массива. Для многих из этих минералов эвдиалит является породообразующим, а для некоторых — главным породообразующим минералом. Широко распространен он в пегматитах и приконтактных пегматоидных образованиях. Особенно интересны эвдиалититы и какортokitы, более чем наполовину состоящие из эвдиалита. По распространенности в щелочных породах Ловозерского массива эвдиалит занимает четвертое место и стоит после полевого шпата, нефелина и эгирина, что вполне совпадает с определением его роли в нефелиновых сиенитах Е. Е. Костылевой (1929, 1937). Среднее содержание эвдиалита в Ловозерском массиве 3—4% (Власов и др., 1959).

Химизм, физические свойства и морфология кристаллов эвдиалита Хибинских и Ловозерских тундр, главным образом из пегматитов, изучались Е. Е. Костылевой (1929, 1937). Полученные данные позволили наметить изоморфный ряд от существенно натриевого соединения — эвдиалита, оптически положительного, до существенно кальциевого, оптически отрицательного минерала — эвколита. Промежуточному соединению, оптически изотропному, Е. Е. Костылева (1929) дала название «мезодиалит». Оказалось, что с увеличением содержания кальция возрастают показатели светопреломления и удельный вес минерала.

В. И. Герасимовским (1936) и Е. Е. Костылевой (1929, 1937) охарактеризованы пять типов кристаллов эвдиалита, из которых в Ловозерском массиве, главным образом в пегматитах, присутствуют два: 4-й — почти изометричные (короткопризматические) кристаллы, облик которых определен гранями ромбоэдра (r) и хорошо развитым пинаклом, и 5-й — призматические кристаллы, с подчиненным развитием грани ромбоэдра. Позднее эвдиалит из пегматитов и ряда щелочных пород Ловозерского массива изучался Е. М. Еськовой, а также Е. Б. Халезовой (Власов и др., 1959), установившей 6-й тип кристаллов, свойственный эвдиалититам горы Вавибед, — бипирамидальные кристаллы с острыми вершинами и слабо развитыми гранями призм.

В монографии К. А. Власова и др. (1959) приведена достаточно подробная характеристика минералов ряда эвдиалит—эвколит из пегматитов, а также некоторых разновидностей пород, указано на связь ряда особенностей состава минерала с химизмом самих пород, отмечено повышенное содержание Cl и OH в образцах из фойяитов, пегматитов и эвдиалититов, охарактеризован состав редкоземельных элементов. Авторы этой работы специально останавливаются на результатах определения содержания эвдиалита в главных типах пород трех комплексов плутонов Ловозерского массива и согласно суждениям В. И. Герасимов-

ского (1936, 1946) и нашим данным (Буссен и Сахаров, 1958, 1961), но в противовес мнению Н. А. Елисева (Елисеев, 1940; Елисеев и Федоров, 1953) рассматривают эвдиалит горных пород Ловозерского массива как магматический минерал.

В. Г. Фекличев (1965; Фекличев и др., 1965) исследовал химизм и оптические свойства минералов группы эвдиалита—эвколита, установив более сложный изоморфизм и соответственно более сложную зависимость состав—свойство, чем предполагалось Е. Е. Костылевой. Рассмотрев 80 полных химических анализов, он среди 45 элементов, встречающихся в эвдиалитах, выделил обязательные компоненты (Na_2O , CaO , ZrO_2 , SiO_2 , Cl), главные примеси (MnO , FeO , Fe_2O_3 , TR_2O_3 , K_2O , Nb_2O_5 , TiO_2 , Al_2O_3 и др.), присутствующие в количестве свыше 1% и обычно определяемые при химическом анализе, и микропримеси, удавливаемые только спектрографически.

Содержание Na_2O и CaO в эвдиалитах колеблется в сравнительно узких пределах. Натрий и кальций занимают, по-видимому, в структуре эвдиалита равное положение. По химическому составу В. Г. Фекличев (1965) разделяет эвдиалиты на следующие типы: 1 — беспримесные натриево-кальциевые; 2 — железистые эвдиалиты и эвколиты (название «эвколит» сохраняется за оптически отрицательными разновидностями); 3 — марганцевистые эвдиалиты и эвколиты; 4 — воднокальциевые эвдиалиты; 5 — редкоземельные эвдиалиты, а также мезодиалиты — оптически изотропные разновидности.

По данным Е. И. Семенова (1953 г.), кроме того, выделяются вторичные оксиэвдиалиты и оксиэвколиты, возникающие при окислении Mg^{+2} до Mn^{+3} .

Различная форма выделения эвдиалита в главных комплекс-плутонах Ловозерского массива была подмечена еще при геологической съемке в 1935—1937 гг. (Буссен и Сахаров, 1958, 1961). Оказалось, что эвдиалит в комплекс-плутоне дуявритов—фойяитов—уртитов всегда ксеноморфен, в то время как в эвдиалитовых дуявритах встречаются хорошо образованные кристаллы. Систематическое изучение эвдиалита из различных горных пород Лувурвурта позволило выявить особенности его морфологии, свойственные минералу не только из указанных комплекс-плутонов, но и из отдельных разновидностей составляющих их пород. Пять образцов породообразующего эвдиалита из различных комплекс-плутонов изучены разносторонне: определен химический состав (более полно, чем это делалось ранее), установлен состав группы редкоземельных элементов, определены удельный вес, оптические константы, получены рентгенограммы, для одного образца рассчитаны параметры элементарной ячейки.

Сохраняя название «эвдиалиты» за всей группой минералов (Фекличев, 1965), мы также выделяем собственно эвдиалит — оптически положительную разновидность, эвколит — оптически отрицательную, и мезодиалит — практически изотропную разновидность.

В породах Ловозерского массива наиболее широко распространены оптически положительные разновидности. Реже встречается изотропный мезодиалит. Форма кристаллов породообразующего эвдиалита не совпадает точно с типами, установленными Е. Е. Костылевой (1929), она близка к 4-му или 5-му типам. Слабое развитие граней призм и общая округлая форма зерен мешают полному сопоставлению.

Размер выделений эвдиалита в породах колеблется от 5—6 мм до долей миллиметра по большей оси. Цвет его меняется от бледно-розового и желтоватого до густого мясо-красного и бурого. Окраска эвдиалита для определенных групп пород и их разновидностей постоянна, так же как и характер зональности.

В общем эвдиалиты Ловозерского массива окрашены слабее, чем хибинские. В шлифах окраска зерен часто неравномерна, в скрещенных

николях нередко видно, что отдельные участки единого зерна или выделения эвдиалита различно реагируют на поляризованный свет. Одни неправильные пятна или зоны могут быть оптически положительными, другие — отрицательными или изотропными. Оптически положительные



Рис. 1. Формы выделений эвдиалита.

а — в метаморфизованных щелочных породах; б — в пойкилитовых нефелиновых сиенитах; в — в комплексе луавритов-фойлитов-уртитов, в различных породах комплекса эвдиалитовых луавритов; г — в крупнозернистых эвдиалитовых луавритах; д — в оспелых эвдиалитовых луавритах; е — в какорткитах;

участки обычно имеют буроватую аномальную интерференционную окраску, в то время как отрицательные — грязно-синюю и более интенсивно окрашены в проходящем свете. Различия в величине светопреломления этих участков уловить не удается.

В первом, наиболее раннем комплекс-плутоне Ловозерского массива в метаморфизованных нефелиновых и щелочных сиенитах, ромбенпорфирах и псевдомандельштейнах эвдиалит мало распространен. Мелкие (доли миллиметра в длину) идиоморфные кристаллы эвдиалита встре-

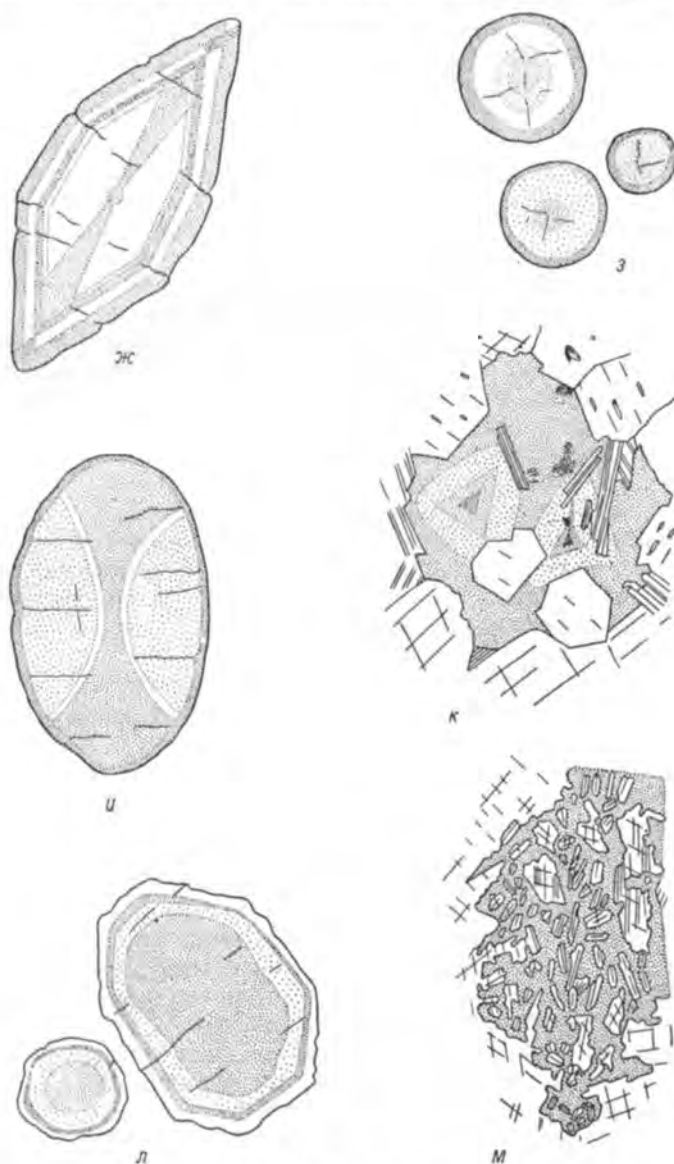


Рис. 1 (продолжение).

ж — в эвдиалитах вавибедского типа; з — в порфиридных луавритах; и — в порфиридных и неравнозернистых фойлитах; к — в серых эвдиалитовых луавритах; л — в мурманитовых порфиридных луавритах; м — часть крупного выделения эвдиалита в альбититах.

чены только в некоторых ороговикованных породах, близких по составу к нефелиновым сиенитам. Кристаллы эвдиалита, слегка вытянутые по главной оси, с округлыми ребрами, длинной стороной лежат в плоскости трахитоидности породы. Для них характерно обилие мелких пойкилитовых включений нефелина и каликатрового полевого шпата, а также

мелких, округлых участков окружающей породы (рис. 1, а). Это свидетельствует в пользу позднего, постмагматического (контактово-метасоматического?) образования эвдиалита. В данном случае эвдиалит бесцветен. Обилие включений затрудняет определение оптических констант и мешает наблюдать зональность.

Эвдиалит из пород первого комплекс-плутоне детально не изучался. Судя по оптическим константам, он должен быть отнесен к минералу, промежуточному между эвдиалитом и мезодиалитом.

Во втором по времени образовании комплекс-плутоне пойкилитовых и порфириовидных нефелино-содалитовых сиенитов и в связанных с ними породах эвдиалит распространен значительно шире. В пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах, в переслаивающихся с ними ювитах, уртитах и фойяитах он образует довольно крупные (до 5—6 мм по большой оси), неправильные, иногда округлые выделения, переполненные пойкилитовыми включениями нефелина (рис. 1, б). Реже в эвдиалит вырастают кристаллы калинатрового полевого шпата.

Цвет эвдиалита розовый или желтоватый, в шлифе — очень светлый. Плеохроизм отчетливый, абсорбция $N_e > N_o$. Двупреломление низкое (табл. 1). Зональность наблюдается постоянно. Нередко можно видеть, что в начале роста кристаллы были идиоморфные. Рост происходил из двух или нескольких центров кристаллизации. Позже эти индивиды слились в одно лишнее правильной огранки выделение, захватывая уже выросшие, хорошо образованные кристаллы нефелина (рис. 1, б). Зональность концентрическая: вначале кристаллизовался изотропный мезодиалит, позже состав неоднократно менялся и последняя краевая — наиболее широкая — зона обычно сложена эвдиалитом. Во всех случаях рост кристаллов эвдиалита происходил от граней лейст полевых шпатов или призм нефелина.

Грани кристаллов нефелина, включенных в эвдиалит, и лейст полевого шпата, граничащих с ними, ровные, без следов разъедания. Размер кристаллов-включений нефелина не меньший, чем в породе. В нефелин также включены призмочки эгирина, располагающиеся в плоскости базопинакоида. Включения темноцветных минералов в эвдиалите отсутствуют. Наблюдающиеся в пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитах взаимоотношения позволяют относить время образования эвдиалита к промежутку между кристаллизацией алюмосиликатов и метасиликатов.

В третьем по времени образования комплекс-плутоне луавритов—фойяитов—уртитов эвдиалит присутствует почти во всех разновидностях пород, составляя от долей до 2—2.5% (Власов и др., 1959; Иванов, 1960) их объема. В породах этого комплекс-плутоне эвдиалит всегда ксеноморфен (рис. 1, в). Размер его выделений обычно 2—4 мм по большой оси. Внутри выделений эвдиалита иногда встречаются прекрасно ограненные кристаллы нефелина, отдельные иголки эгирина, но пойкилитового строения эвдиалит в этих породах не имеет.

Цвет эвдиалита розовый, красный, иногда малиновый. В шлифе розовый, с резким плеохроизмом (по N_o окраска почти исчезает). Незонален, но иногда гаснет пятнами, и появляется грязно-синяя аномальная интерференционная окраска.

Время кристаллизации эвдиалита — после алюмосиликатов и до основной массы метасиликатов.

В пегматоидных выделениях и пегматоидных участках пород данного комплекса эвдиалит присутствует постоянно в виде ксеноморфных крупных выделений, причем в пегматоидных участках уртитовых горизонтов образует неправильно округлые зерна без явной огранки.

В четвертом по времени образования комплекс-плутоне (эвдиалитовых луавритов) эвдиалит является одним из главных породообразующих

Химический состав породообразующего эдиаляита Ловозерского массива (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48,15	48,69	50,90	49,65	48,95	49,95	48,66	49,22	49,29	49,77	49,16	50,09	51,23
TiO ₂	0,53	0,50	0,50	0,35	0,48	0,90	0,65	0,60	0,56	0,48	0,72	0,39	0,56
ZrO ₂	14,65	14,37	11,0	13,73	13,97	13,15	14,67	14,30	14,89	14,16	14,17	12,82	13,98
Nb ₂ O ₅	0,98	1,16	1,10	1,15	0,75	0,93	0,58	0,74	0,75	1,08	Не опр.	0,54	Не опр.
Ta ₂ O ₅			Не опр.		—	Не опр.	0,03	0,04	0,11	Не опр.	Не опр.	0,06	»
Σ TR	2,48	1,82	2,30	2,38	2,43	0,81	2,56	2,14	2,53	1,78	2,29	2,12	1,68
Al ₂ O ₃	0,32	Не опр.	2,10	Следы.	0,25	Не опр.	0,17	0,67	0,17	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,67
Fe ₂ O ₃	0,40	1,04	2,80	1,88	0,31	0,90	0,80	2,43	0,45	Не опр.	0,78	0,60	3,39
FeO	3,88	3,07	0,70	1,98	4,92	2,78	3,06	3,26	3,07	4,23	3,57	1,79	3,39
MnO	2,22	2,38	2,25	2,33	1,97	1,75	2,46	2,87	2,63	1,80	1,64	2,31	2,50
MgO	0,18	0,24	0,24	0,09	0,34	0,22	0,13	0,12	0,14	Не опр.	Следы.	8,96	0,27
CaO	7,33	7,45	10,34	8,79	6,74	11,60	6,70	7,57	6,52	8,59	7,01	8,96	9,62
BaO	0,09		Не опр.		0,08	0,65	—	—	0,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Следы.
SrO	1,57	0,85	Не опр.	Следы.	0,88	0,13	0,78	0,56	0,66	Не опр.	1,42	Не опр.	Следы.
P ₂ O ₅	0,03	—	—	—	0,03	—	0,97	Следы.	—	—	—	—	—
Na ₂ O	13,42	13,84	11,52	13,58	14,33	12,33	13,73	12,13	14,76	14,67	15,82	15,55	11,16
K ₂ O	0,55	1,19	0,74	0,64	0,21	0,84	0,18	0,51	0,55	Не опр.	0,43	0,62	0,69
H ₂ O ⁺	1,06	1,54	2,04	2,05	1,31	1,44	2,53	1,57	0,80	1,16	1,26	3,06	2,88
H ₂ O ⁻	0,77	0,13	Не опр.	0,32	0,23	0,16	0,46	0,09	0,23	—	Не опр.	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,98	—	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cl'	1.34	1.16	1.28	1.84	1.29	1.43	1.31	0.78	0.81	1.63	2.19	0.74	1.26
F'	Не обн.	—	—	—	0.08	—	—	0.09	0.03	—	—	—	—
S''	0.08	Не опр.	Не опр.	—	0.08	Не опр.	—	—	—	Не опр.	—	Не опр.	—
Сумма	100.03	99.43	99.81	100.76	99.63	99.97	100.43	99.69	100.18	99.35	100.46	99.65	99.89
O=Cl', F', S''	—0.34	—0.23	—0.29	—0.41	—0.36	—0.32	—0.29	—0.20	—0.18	—0.36	—0.49	—0.15	—0.27
Σ	99.69	99.20	99.52	100.35	99.27	99.65	100.14	99.49	100.00	98.99	99.97	99.50	99.62
Удельный вес	2.966				2.9466		2.917	2.978	2.873				
Ne	1.605				1.614		1.605— 1.611	1.605	1.6052— 1.6076	1.609			
No	1.604				1.609		1.600— 1.606	1.603	1.6013— 1.6047	1.603			
Двупреломление	0.001				0.005		0.001— 0.006	0.002	0.003— 0.004	0.003			
Знак минерала	+				+		+(зо- наль- ный).	+	+(зо- наль- ный).	+(зо- наль- ный).			
Окраска { Ne	Розо- вая.				Розо- вая.		Буро- ватого-ро- зовая.	Фиоле- тово-ро- зовая.	Светло- розовая.	Буро- ватого-ро- зовая.			
No	Светло- розовая.				Светло- розовая.		Светло- желтая.	Светло- розовая.	Почти бесцвет- ная.	Светло- розовая.			

минералов, составляя 5—6, иногда 12—15 % их объема (Буссен и Сахаров, 1961). Здесь же располагаются слои и линзы какортokitов (Ussing, 1912), а также жилородобные выделения эвдиалититов, сложенные более чем на 40—50 % эвдиалитом.

Эвдиалит в эвдиалитовых луавритах и подчиненных им фойяитах, ийолитах, порфировидных породах (луавритах, ювитах и порфировидных фойяитах) всегда идиоморфен, так же как и в связанных с ними пегматитах (Елисеев, 1940). Последние, согласно А. Е. Ферсману (1932), можно рассматривать как ортотектиты.

При изучении комплекс-плутона эвдиалитовых луавритов (Буссен и Сахаров, 1961) установлено, что определенным частям нормального разреза, пачкам пород и в некоторых случаях отдельным разновидностям пород, свойствен вполне определенный тип кристаллов эвдиалита. Форма развития кристаллов, характер граней, состав и распределение включений, цвет, зональность настолько постоянны, что позволяют по образцу установить место данной породы в разрезе комплекс-плутона (рис. 2).

В верхней части комплекс-плутона (рис. 2, пачка I^а) в крупнозернистых эвдиалитовых луавритах и переслаивающихся с ними эвдиалитовых фойяитах кристаллы эвдиалита имеют размеры, колеблющиеся в пределах 2—4 мм. Кристаллы несколько вытянуты по главной оси и имеют хорошо развитые грани вершин (рис. 1, а). Цвет эвдиалита красный, буроватый или бурый. В шлифе также светло-красный, буроватый по оси Ne и светло-розовый или желтоватый по оси No. Зональность отчетливая концентрическая. Центр сложен мезодиалитом с показателем преломления, близким к 1.610. Краевые части зерна, как правило, тонко зональны. Грани кристаллов эвдиалита местами шероховатые от следов прилегающих призм эгирина. Включения в эвдиалите отсутствуют.

В прерывистом горизонте оспенных эвдиалитовых луавритов (рис. 2, середина пачки I^а), залегающих на строго определенных местах нормального разреза, крупные кристаллы эвдиалита имеют округлую форму, диаметр их около 5—6 мм. Цвет кристаллов серовато-фиолетовый или серовато-розовый, они отчетливо выделяются на серо-зеленоватом фоне породы. На выветрелой поверхности эвдиалит легко разрушается, образуя круглые впадинки — оспинки. В шлифах эвдиалит светлый, розовато-фиолетовый и почти не плеохроит. Округлая форма зерен нарушена вросками мелких идиоморфных кристаллов нефелина и пучков тонких игл или волокон эгирина (рис. 1, б). Начало кристаллизации пучков эгирина всегда находится на гранях близлежащих призм эгирина. Ясно выраженной зональности в эвдиалите нет, но интерференционная окраска пятнистая, пятна вытягиваются параллельно базопинакoiду. Минерал оптически положительный, близкий к мезодиалиту.

Какортokitы (эвдиалититы чивруайского типа) образуют небольшого объема линзовидные залежи по границе верхней и средней частей разреза комплекс-плутона (рис. 2). Эвдиалит занимает 40—60 % их объема.

Кристаллы эвдиалита в какортokitах имеют форму бочонков с хорошо развитыми пинакоидами (рис. 1, в), иногда отвечающую 4-му типу Е. Е. Костылевой (1929). Размер кристаллов эвдиалита постоянный и составляет от 2—2.5 до 3—4 мм. Цвет темный, красновато-бурый, в шлифах желтовато- и буровато-розовый (параллельно Ne), светло-желтый и буроватый (параллельно No), т. е. заметно плеохроит. Двупреломление слабое, характерна зональность типа песочных часов, отчетливо проявляющаяся.

В мощной пачке среднезернистых эвдиалитовых луавритов (рис. 2, низы пачки I^а), по границе относительно более светлых и темных слоев, в восточной части массива (на горах Флора, Апуайв и Вавибед) располагаются линзообразные и неправильные тела, сложенные эвдиалититами.

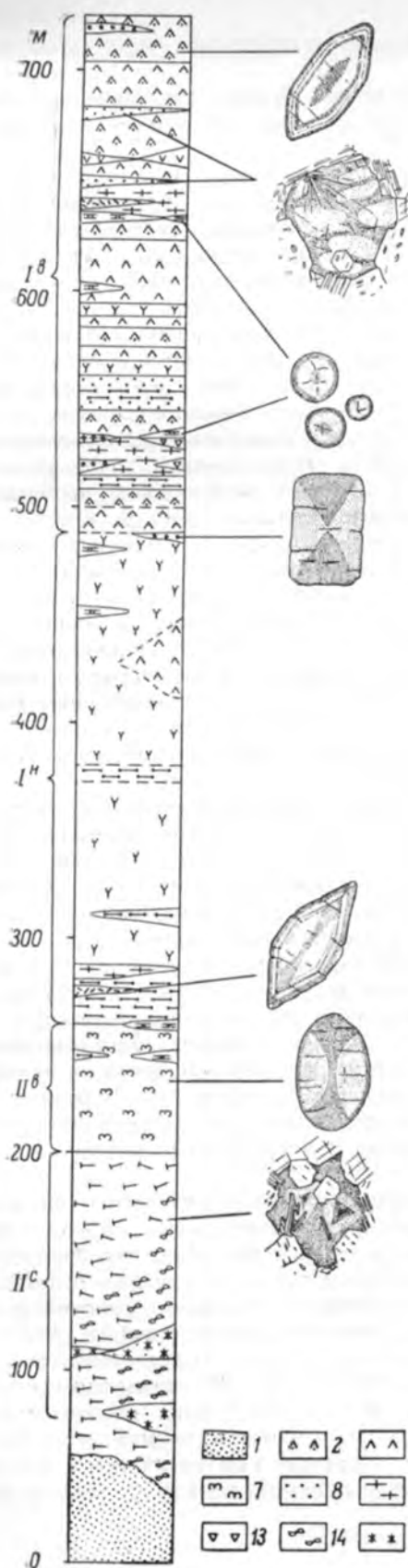
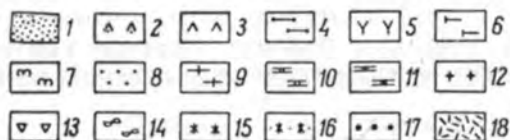


Рис. 2. Схематический разрез комплекс-плутона эвдиалитовых лейкогранитов.

1 — осыпи. Эвдиалитовые лейкограниты; 2 — крупнозернистые, богатые эвдиалитом; 3 — крупнозернистые, бедные эвдиалитом; 4 — среднезернистые, меланократовые; 5 — среднезернистые; 6 — амфиболо-эгириновые («серые»); 7 — лейкократовые (и фойяиты) неравномернозернистые; 8 — осленные; 9 — лейкократовые крупнозернистые лейкограниты и фойяиты; 10 — эвдиалитовые порфировидные ювиты и лейкогранит-ювиты; 11 — эвдиалитовые порфировидные ювиты и лейкогранит-ювиты с титанатами; 12 — содалитовые ийолиты; 13 — содалитовые ийолиты с эвдиалитом; 14 — сфеновые ийолит-ювиты и лейкограниты; 15 — такситовые эвдиалитовые ийолит-ювиты; 16 — такситовые сфеновые ийолит-ювиты и ийолиты; 17 — какортциты; 18 — пегматиты. *Справа* — характерные срезы зерен эвдиалита (против соответствующих слоев).



Это так называемые эвдиалиты «вавибедского типа» (Елисеев, 1940; Буссен и Сахаров, 1961).

Эвдиалиты «вавибедского типа», скорее относящиеся к пегматитоподобным образованиям или ортотектитам, чем к обычным горным породам, сложены эвдиалитом на 60—80%.

В эвдиалитах этого типа эвдиалит резко идиоморфен. Кристаллы его всегда прекрасно образованы, грани ровные, блестящие. Форма кристаллов бипирамидальная с хорошо развитыми гранями призматического пояса. Кристаллы эвдиалита из эвдиалитов горы Вавибед детально изучались Е. Б. Халезовой и рассматриваются ею как 6-й тип кристаллов эвдиалита. Размер кристаллов 2—3 мм по главной оси и 1.5—2 мм в поперечнике. Цвет буровато-красный, кирпично-красный, в шлифе розовый или буроватый с ясным плеохроизмом. Включения отсутствуют, часты охристые пленки на гранях и по трещинам. Зональность выражена исключительно отчетливо, и в некоторых срезах можно насчитать до 12 узких, правильных резко ограниченных зон, располагающихся концентрически. Этот рисунок осложняется подобием узора песочных часов: узкие, ровные и прямые полосы минерала с другими оптическими свойствами идут от центра кристалла к его острым вершинам (рис. 1, ж).

В мощной пачке сравнительно светлых среднезернистых и неравномернозернистых луавритов, а также фойяитов средней части нормального разреза комплекс-плутона (рис. 2, пачки *II*⁶) кристаллы эвдиалита имеют овальную форму — их продольное сечение близко к правильному эллипсу (рис. 1, и). Размеры кристаллов 2—4 мм по главной оси и 1—2 мм в поперечнике. Окраска светлая, розовая или буроватая, в шлифе очень светло-розовая по *Ne* и желтоватая по *No*, двупреломление низкое. Зональность выражена неотчетливо, по типу несколько напоминает песочные часы. Кроме того, узкая краевая зона сложена изотропным мезодиалитом. Включения отсутствуют.

Эвдиалит в эвдиалитовых и эвдиалит-содалитовых ийолитах образует короткопризматические кристаллы, напоминающие внешним видом кристаллы из какортокитов, от которых они отличаются обилием тончайших иголочек эгирина, врастающих в периферические части. Эти иголки подобны эгирину из окружающей породы и даже часто сохраняют его ориентировку, но они мельче и значительно тоньше.

В ряде случаев отмечается зональное распределение иголочек эгирина — много в краевой части кристаллов эвдиалита и почти нет в центре зерен. Особенностью эвдиалита из ийолитов является ярко-синяя, пятнистая, аномальная интерференционная окраска и низкое двупреломление. Цвет эвдиалита из ийолитов бурый или кирпично-красный, в шлифе очень светлый, буровато-розовый почти без плеохроизма. Иногда в краевых частях слабо двупреломляет, имеет более высокий показатель преломления, т. е. сменяется соединением, промежуточным между мезодиалитом и эвдиалитом.

Эвдиалит из пачки «серых» (рис. 2, пачка *II*⁶) относительно лейкократовых, неправильно трахитоидных луавритов также образует округлые кристаллы, диаметром 1—2 мм, реже 3 мм. Цвет их бледно-розовый, светло-бурый, в шлифах слегка розоватый, без отчетливого плеохроизма. В скрещенных николях видно сложное зональное строение (рис. 1, к), причем зерна имеют несколько центров кристаллизации. Вначале кристаллизуется мезодиалит, затем — эвдиалит (показатели преломления средней части зерна: $N_e = 1.608—1.610$, $N_o = 1.607$, двупреломление $0.001—0.003$). Краевая зона обычно вновь принадлежит мезодиалиту.

Для эвдиалита из «серых» эвдиалитовых луавритов типично обилие включений нефелина, полевого шпата и призматического (не игольчатого!) эгирина. Иногда количество вростков настолько велико, что эвди-

алит приобретает пойкилитовое строение, а идиоморфизм устанавливается с трудом.

Во всех этих породах кристаллизация эвдиалита началась почти сразу вслед за началом кристаллизации алюмосиликатов (лейст каликатрового полевого шпата и призматических кристаллов нефелина) и завершилась (или почти завершилась) до начала образования призматического эгирина. Игольчатый и волокнистый эгирин кристаллизовался позднее.

В порфировидных разновидностях пород рассматриваемого комплекс-плутона — в порфировидных луавритах, ювитах и фойяитах (рис. 2, низы пачки I*) — кристаллы эвдиалита принадлежат двум генерациям. Эвдиалит образует относительно крупные овальные порфировидные выделения, подобные зернам из лейкократовой пачки пород, а также мелкие и мельчайшие округлые зернышки в основной ткани. Размер округлых зерен эвдиалита 0.01—0.1 мм (рис. 1, з). Эвдиалит слабо окрашен, иногда совершенно бесцветен. Зональность концентрическая: центральные части зерен представлены мезодиалитом, основная часть сложена эвдиалитом, узкая периферическая кайма — вновь мезодиалитом.

В породах серии мурманитовых порфировидных луавритов, весьма близких к эвдиалитовым луавритам, но возникших в результате следующего этапа эруптивной деятельности (Буссен, 1959), эвдиалит также является одним из главных породообразующих минералов. Количество его составляет 5—10 % объема породы, реже 1—2 %, причем разновидностей, лишенных эвдиалита, среди пород рассматриваемой серии не установлено.

Эвдиалит в мурманитовых порфировидных луавритах и родственных им породах всегда идиоморфен, образует очень мелкие (доли миллиметра в диаметре) округлые зернышки (рис. 1, л) в основной ткани пород, реже присутствует в виде порфировидных выделений до 1—2 мм по большой оси. Для порфировидных выделений типична бочонковидная форма с отчетливо развитым базопинакоидом и закругленными гранями.

Окрашен эвдиалит слабо, в шлифах обычно почти бесцветен. Включения отсутствуют. Зональность выражена неотчетливо, по типу относится к концентрической, причем центральная, наибольшая по объему часть зерна, сложена мезодиалитом.

В порфировидных породах, входящих в состав комплекс-плутона эвдиалитовых луавритов, а также в породах серии мурманитовых порфировидных луавритов, эвдиалит образует две генерации. Более крупные кристаллы образуют вкрапленники. Они начали кристаллизоваться рано, вместе с нефелином и полевым шпатом 1-й генерации. После смены физико-химических условий часть эвдиалита в виде мелких зерен закристаллизовалась совместно с минералами основной ткани пород.

Эвдиалит из пегматитов Ловозерского массива изучался неоднократно и детально (Герасимовский, 1936; Власов и др., 1959), поэтому здесь он не рассматривается.

Интересным представляется эвдиалит из альбититов, изредка встречающихся среди нефелиновых сиенитов Луаввурта. Генезис альбититов — пород, сложенных мелкозернистым, иногда «сливным» или сахаровидным альбитом, остается неясным, не исключена возможность, что они — результат процессов гибридизации и метасоматоза. Кроме альбита ($\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ —7), в этих неправильно линзовидных образованиях присутствуют метасиликаты, эвдиалит и ряд других минералов — рамзант, нарсарсукит и т. п. Для альбититов типично развитие пойкилитовых структур, причем нередко крупные (3—7 и даже 10 см в диаметре) идиоморфные выделения эвдиалита и рамзанта, а также мелкие кристаллы нарсарсукита переполнены альбитом. Последний вырастает и в грани, но все же нередко удается получить прекрасно образованный кристалл, в котором 50 %

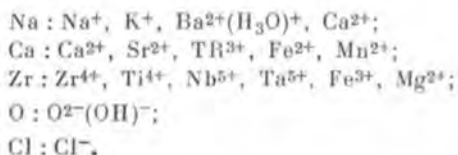
объема занято альбитом. Внешне такие образования напоминают широко известные кристаллы гипса из Фонтенбло (Франция).

Выделения эвдиалита в альбититах имеют округлую форму. Цвет их ярко-малиновый, иногда заметны мельчайшие белые точки — участки, сложенные альбитом. В шлифе видно, что крупные монокристаллы эвдиалита имеют как бы сетчатое строение, обусловленное обилием пойкилитовых (или пойкилобластических?) вростков альбита (рис. 1, м). Цвет эвдиалита в шлифе ярко-красный, плеохроизм резкий, от розового по *Ne* до желтого по *No*, характерны ярко-синие аномальные цвета интерференции и пятнистое распределение окраски. Зональность заметить не удастся, возможно вследствие обилия включений. Альбит включений не отличается от альбита вмещающей массы и образует мелкие, тонкосдвойникованные, неправильно ограниченные лейсты и зубчатые (корродированные?) участки (или обрывки?), иногда сохраняющие ориентировку так, что представляются разобченными частями более крупных индивидов. Включения других минералов в эвдиалите отсутствуют.

Химизм породообразующего эвдиалита изучен недостаточно, главным образом из-за трудности отбора чистого материала и выполнения анализа. Даже стандартные определения 10—12 компонентов сделаны не для всех рассмотренных здесь разновидностей, поэтому установить связь состава и морфологии породообразующего эвдиалита пока не удастся. В табл. 1 приведены наиболее полные анализы эвдиалита, расположенные в том же порядке, в котором рассмотрены и его морфологические типы, т. е. по комплекс-плутонам.

Число полных химических анализов эвдиалита из горных пород Ловозерского массива невелико. Еще меньше анализов, имеющих точную геологическую привязку (к комплекс-плутонам, частям их нормального разреза и горизонтам). Все же сравнение содержания ряда компонентов показывает (табл. 1), что эвдиалит в комплекс-плутоне пойкилитовых нефелиновых сиенитов содержит больше кальция, чем эвдиалит из пород комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов, и тем более эвдиалитовых луявритов.

Наиболее высокое содержание двуокиси циркония отмечено в эвдиалите из крупнозернистого эвдиалитового луяврита, а также из крупнозернистого фойяита (табл. 1 анализы 7 и 9), где выше и содержание суммы редких земель. Структура эвдиалита до сих пор не расшифрована, разные авторы предлагали различные формулы для этой группы минералов. Пересчет результатов химических анализов показывает значительные колебания в составе эвдиалита: отношение атомов кремния к катионам изменяется от 6 : 6 до 6 : 7, количество атомов в анионной части — от 17 до 18. Е. Е. Костылева (1929) предложила следующую формулу для эвдиалита: $6(R''R_2')SiO_3 + Zr(SiO_3)_2$. В монографии К. А. Власова и др. (1959) приводится другая формула: $(NaCa)_5ZrSi_6O_{16}(OH, Cl)_2$. В. Г. Фекличев (1965), выражая формулу в обязательных компонентах эвдиалита, получает $Na_3Ca_2ZrSi_6O_{17}Cl$ и дает следующие группы, в которых возможно взаимное замещение:



Пересчет результатов ряда анализов, помещенных в табл. 1, дал соотношения, близкие к формуле метасиликатов, сходные с формулой, предложенной И. Д. Борнеман-Старынкевич (1947): $(M_5K) \cdot Si_6(O, OH)_{18}$, и с формулой, данной В. Г. Фекличевым.

Результаты наших пересчетов (эмпирические формулы) приведены в табл. 1. Однако, как указывала И. Д. Борнеман-Старынкевич, сумма ионов щелочных, щелочноземельных металлов, двухвалентного железа и марганца в эвдиалитах всегда отличается от требуемой формулой величины 5.

Спектральный анализ, выполненный Н. Н. Колесниковым и Л. С. Кузнецовым, показывает постоянное присутствие следов бериллия, меди, тория. В обр. 2-а и 167/28.55 зафиксированы свинец и олово. Гафний присутствует во всех образцах, но количество его нами специально не определялось.

В. И. Герасимовским и И. Д. Шевалеевским (1957) количество гафния в эвдиалите определено равным 0.13—0.22% (в среднем 0.18), в цирконе — 1.4%; отношение Zr/Hf в эвдиалите — от 50 до 73, в цирконе — около 50. По данным этих исследователей, породам и минералам массивов нефелиновых сиенитов, обогащенным цирконием, свойственно пониженное содержание гафния.

Таблица 2

Состав группы редкоземельных элементов в эвдиалите Ловозерского массива

№ п. п.	La	Ce	Nd	Pr	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Сумма	Всего редкоземельных элементов, абс. %
1	10.0	24.2	11.5	2.4	3.5	0.7	7.0	0.5	4.2	0.3	2.2	0.6	0.3	—	32.6	100.0	2.43
2	11.1	21.0	13.9	2.5	3.5	—	5.1	—	5.6	1.7	3.1	—	3.0	0.6	28.9	100.0	2.43
3	10.8	36.9	10.8	3.2	3.3	0.2	3.4	0.6	3.7	0.3	1.9	1.0	0.3	—	23.6	100.0	2.56
4	11.0	28	13.5	4.3	4.5	1.1	4.5	0.6	3.6	0.6	2.6	0.5	1.8	0.3	23.1	100.0	—
5	9.8	26	12	4	4.2	0.6	4.2	0.6	3.3	0.6	2.5	0.4	1.8	0.3	(30)	100.0	1.1
6	16	32	16	4.4	4.0	—	3.2	—	2.5	—	1.1	—	1.0	—	18	100.0	—
7	11	23	14	—	5.7	—	5.0	—	6.6	—	3.1	—	—	—	31	100.0	—
8	12	24	13	3.2	4	—	3.4	—	4.4	—	2.7	—	3	—	30	100.0	—
9	13	29	14	4.2	2.3	0.2	1.8	0.4	1.8	0.3	1.5	0.2	0.8	0.2	(30)	100.0	1.8
10	7.7	25	15	4.9	5	1.1	4.7	0.7	3.1	0.6	1.3	0.3	0.4	0.2	(30)	100.0	2.1

Примечание. 1 — из фойнита комплекса лунаритов—фойнитов—уртитов, обр. р-5а, анализ А. В. Зварькина; 2 — то же, анализ Ю. А. Балашов; 3 — из крупнозернистого эвдиалитового лунарита, обр. 2а, анализ Л. И. Полежаева; 4 — данные К. А. Власова и др. (1959), место и порода не указаны, анализ Р. Л. Барянский; 5 — из эвдиалитовых лунаритов (Семенов и Барянский, 1958); 6 — из фойнита верхней части комплекса лунаритов—фойнитов—уртитов (Балашов и Туранская, 1960); 7 — из фойнита нижней части комплекс-плутон лунаритов—фойнитов—уртитов (Балашов и Туранская, 1960); 8 — из лунарита нижней части комплекс-плутон лунаритов—фойнитов—уртитов (Балашов и Туранская, 1960); 9 — из пегматита нефелиновых сиенитов (Семенов, 1963); 10 — из пегматита содалитовых сиенитов (Семенов, 1963).

Состав группы редкоземельных элементов, входящих в эвдиалит в количестве 1—2.5% (табл. 1) определялся неоднократно. Результаты рентгено-спектрального анализа состава редкоземельных элементов в эвдиалите обр. р-5а и 2а, а также данные из работы К. А. Власова и др. (1959); Е. И. Семенова и др. (1963) приводятся в табл. 2.

Точность анализа оценивается в 5—7% от определяемой величины. В отличие от лопарита, в котором редкоземельные элементы представлены почти исключительно церовой группой (Герасимовский, 1958; Семенов, 1963), эвдиалит содержит также значительное количество иттрия (Власов и др., 1959). Колебания в составе группы редкоземельных элементов в нем незначительны. Недостаточное число определений пока не позволяет связать особенности ее состава с типоморфными особенностями эвдиалита.

Колебания в количестве отдельных элементов, определенных различными исследователями, для одного и того же материала (обр. р-5а) незна-

чительны. Обогащенный редкоземельными элементами эвдиалит имеет бурую, темную окраску (Власов и др., 1959).

Термограмма эвдиалита (обр. p-5a) получена В. П. Ивановой — ВСЕГЕИ (рис. 3). Слабый экзотермический эффект при температуре $\sim 150^\circ$ связан, очевидно, с удалением части воды, природа которой (см. анализы) неясна. Изменения свойств эвдиалита (цвета, блеска, показателей светопреломления) при этом не происходит. Слабый экзотермический эффект при 300° остается нерасшифрованным. Резкий экзотермический пик при температуре $\sim 875^\circ$ связан с начавшимся разложением эвдиалита. В это время окраска минерала становится коричневой, блеск усиливается, появляются масса мелких пузырьков газа и черные точечные выделения. Тем не менее светопреломление прозрачных участков заметно не изменяется. Вероятно происходит изменение валентности части ионов (Mn, Fe) и удаление летучих.

Эвдиалит относится к числу неустойчивых минералов — легко разлагается слабыми кислотами даже на холоде.

Постмагматические гидротермальные растворы, циркулировавшие особенно интенсивно в верхних частях Ловозерского массива, преобразовали эвдиалит на значительных площадях, превратив его в катаплект или ловозерит.

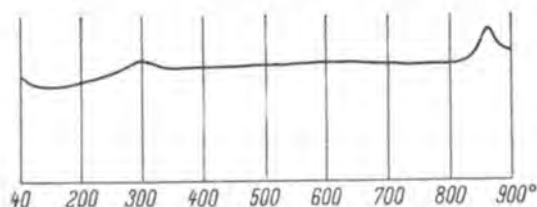


Рис. 3. Термограммы эвдиалита.

В гипергенных условиях эвдиалит легко превращается в серые, розовые или почти черные землистые массы цирфесита (Костылева, 1929; Дорфман, 1962). При этом происходит полное удаление натрия, частичный вынос кремнекислоты и накопление гидратов окиси железа

и марганца. Эвдиалит крупнозернистых пород и пегматитов разрушается значительно быстрее, чем мелко- и тонкозернистых, рыхлые продукты легко выносятся, и на месте кристаллов эвдиалита остаются пустоты. В мелкозернистых породах, особенно богатых эгирином, эвдиалит разрушается только у самой дневной поверхности и на расстоянии 2—3 мм от нее выглядит уже совершенно свежим.

Для пяти образцов эвдиалита, проанализированных химически, Д. Л. Рогачевым были получены рентгенограммы порошка, отличающиеся от известных ранее (Власов и др., 1959) большей полнотой данных: вместо обычных 20—25 линий удалось получить до 85. Результаты рентгенографического исследования приводятся в табл. 3. Во всех случаях съемка производилась на электронной рентгеновской трубке типа БСВ-4, при неотфильтрованном железном излучении, напряжении 35 кВ и силе тока 12 мА. Экспозиция продолжалась от 29 до 40 час., исправления вносились по особым снимкам с NaCl.

Результаты анализа всех образцов близки, сравнить их с эталоном нельзя из-за отсутствия данных в справочниках.

Несколько различается результат анализа обр. p-5a и 2a: вместо линий 1.368 — инт. ¹ 7, 1.355 — инт. 5, 1.342 — инт. 4 и 1.332 — инт. 4, которые имеются на обр. 2a, на обр. p-5a появляются линии 1.369 — инт. 8, 1.352 — инт. 7 и 1.330 — инт. 3; вместо линий 1.184 — инт. 5, 1.160 — инт. 4 и 1.139 — инт. 5, 1.116 — инт. 5 появляются линии 1.185 — инт. 1, 1.176 — инт. 1, 1.160 — инт. 3, 1.139 — инт. 4, 1.127 — инт. 1,

¹ Интенсивность.

Межплоскостные расстояния эвдиалита

Обр. 2а				Обр. 1510а				Обр. 86а				Обр. 107/28,55				Обр. p-5a				$d_{\text{теор}}$	$d_{\text{эксп}}$ обр. p-5a
I	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$	I	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$	I	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$	I	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$	I	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$	I	$d \frac{a}{n}$	$d \frac{b}{n}$		
5	7.08	6.42	3	7.04	6.38				2	7.12	6.46			4	7.04	6.37				6.98	1121
3	5.69	5.16	2	6.32	5.73				3	5.72	5.18			4	6.45	5.85				6.47	1122
7	4.75	4.20	2	5.66	5.13				1	4.75	4.30			1	5.67	5.14				5.74	2022
2	4.30	3.90	5	4.76	4.32				6	4.36	3.96			5	4.30	3.90				4.30	2025
1	4.09	3.71	1	4.28	3.88				2	4.11	3.72			2	4.09	3.70				4.08	1126
2	3.94	3.57	2	4.09	3.71				2	3.95	3.58			3	3.80	3.45				3.83	3083
5	3.79	3.44	4	3.93	3.57				4	3.79	3.44			5	3.56	3.23				3.56	1018
3	3.58	3.25	5	3.79	3.44				8	3.56	3.23			4	3.39	3.07				3.51	2027
5	3.53	3.20	3	3.52	3.19				3	3.36	3.05			4	3.33	3.01				3.38	2243
4	3.39	3.07	4	3.40	3.08				4	3.38	3.07			5	3.19	2.89				3.19	2028
2	3.33	3.01	3	3.32	3.01				6	3.20	2.90			6	3.15	2.85				3.00	1129
2	3.26	2.96	1	3.25	2.95				6	3.15	2.85			9	3.02	2.74				2.97	3087
5	3.19	2.89	5	3.21	2.91				3	3.02	2.74			1	2.90	2.63				2.91	2246
5	3.15	2.85	4	3.15	2.85				3	2.97	2.69			10	2.85	2.58				2.86	3250
2	3.01	2.73	3	3.02	2.74				9	2.97	2.69			4	2.78	2.52				2.77	3088
9	2.97	2.69	10	2.97	2.69				5	2.88	2.61			6	2.68	2.43				2.68	202.10
10	2.84	2.58	10	2.91	2.64				10	2.84	2.58			7	2.59	2.35				2.58	3089
2	2.71	2.45	5	2.85	2.58				4	2.70	2.44			4	2.51	2.27				2.51	4047
3	2.68	2.43	5	2.69	2.44				6	2.59	2.35			1	2.45	2.21				2.37	2357
4	2.63	2.38	6	2.59	2.35				5	2.52	2.28			3	2.38	2.16				2.32	2452
4	2.59	2.35	2	2.52	2.28				1	2.44	2.21			2	2.32	2.10				2.25	1341
1	2.52	2.29	1	2.45	2.22				3	2.49	2.26			3	2.26	2.04					
1	2.45	2.22	1	2.45	2.22				4	2.38	2.16			2	2.32	2.10					
4	2.38	2.16	5	2.38	2.15				4	2.36	2.14			2	2.26	2.04					
1	2.32	2.10	2	2.32	2.10				3	2.32	2.10			3	2.26	2.04					
1	2.26	2.05	1	2.27	2.06				3	2.32	2.10			3	2.26	2.04					

Таблица 3 (продолжение)

Обр. 2а				Обр. 15/0а				Обр. 808а				Обр. 167/28,55				Обр. p-5a				d _{теор}	hkl обр. p-5a
I	d	$\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$		
7	2.155	1.953	1.98	1	2.19	1.838	1.666	9	2.152	1.951	1.955	8	2.157	1.833	1.662	7	2.148	1.947	1.947	2.15	2021
4	2.126	1.927	1.947	7	2.148	1.775	1.609	4	1.832	1.661	1.607	5	1.833	1.773	1.607	2	2.055	1.863	1.863	2.05	6052
2	2.059	1.866	1.867	3	2.060	1.758	1.594	1	2.068	1.874	1.866	2	2.059	1.747	1.584	1	2.010	1.822	1.822	1.99	2468
2	2.018	1.829	1.831	2	2.020	1.710	1.550	2	1.975	1.790	1.785	1	2.010	1.710	1.550	3	1.970	1.798	1.798	1.90	1670
3	1.980	1.795	1.795	6	1.980	1.675	1.518	2	1.939	1.757	1.753	3	1.970	1.672	1.516	5	1.983	1.798	1.798	1.83	5051
2	1.956	1.773	1.773	2	1.933	1.642	1.488	1	1.939	1.757	1.753	2	1.934	1.641	1.487	2	1.983	1.798	1.798	1.78	3580
1	1.932	1.751	1.751	4	1.898	1.607	1.457	4	1.608	1.457	1.439	1	1.899	1.607	1.439	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
1	1.874	1.698	1.720	8	1.838	1.568	1.422	2	1.548	1.403	1.380	1	1.899	1.566	1.420	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
6	1.836	1.664	1.666	3	1.838	1.547	1.402	3	1.478	1.340	1.342	4	1.899	1.522	1.380	4	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
8	1.774	1.608	1.609	4	1.838	1.507	1.341	5	1.478	1.340	1.342	5	1.899	1.497	1.357	5	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.750	1.687	1.594	5	1.838	1.488	1.341	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.480	1.342	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.710	1.550	1.550	4	1.710	1.457	1.341	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.457	1.342	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
5	1.674	1.518	1.518	5	1.675	1.422	1.299	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.439	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
3	1.641	1.488	1.488	4	1.642	1.402	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.420	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.630	1.478	1.488	4	1.642	1.380	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.403	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
6	1.607	1.456	1.457	8	1.607	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.380	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.588	1.439	1.422	3	1.568	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.357	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.567	1.421	1.402	5	1.547	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.342	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
3	1.549	1.404	1.397	5	1.547	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.325	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.541	1.397	1.397	5	1.541	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.301	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
5	1.479	1.340	1.341	5	1.480	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.288	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
1	1.463	1.326	1.326	3	1.433	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.265	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
1	1.451	1.315	1.315	3	1.433	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.242	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.436	1.301	1.301	3	1.433	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.219	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585
2	1.421	1.288	1.288	3	1.423	1.341	1.290	3	1.478	1.340	1.342	1	1.899	1.196	1.280	1	1.901	1.724	1.724	1.67	3585

Таблица 3 (продолжение)

Обр. 2а			Обр. 1510а			Обр. 808а			Обр. 167/28,55			Обр. p-5a			d _{теор}	hktl обр. p-5a
I	d $\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d $\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d $\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d $\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$	I	d $\frac{\alpha}{n}$	d $\frac{\beta}{n}$		
4	1.407	1.275	5	1.405	1.273	2	1.401	1.270	3	1.400	1.269	4	1.404	1.272		
1	1.382	1.253														
7	1.368	1.240	9	1.369	1.241	6	1.370	1.242	8	1.368	1.240	8	1.369	1.241		
5	1.355	1.228	4	1.353	1.227				2	1.355	1.229	7	1.352	1.225		
4	1.342	1.216				2	1.345	1.220	3	1.342	1.216					
4	1.332	1.208	3	1.333	1.208	5	1.337	1.212	3	1.332	1.208	3	1.330	1.206		
1	1.298	1.177							1	1.299	1.177					
1	1.283	1.163														
2	1.266	1.148	3	1.266	1.148				2	1.265	1.147	1	1.267	1.148		
1	1.246	1.129							1	1.243	1.127	2	1.247	1.130		
1	1.233	1.118														
1	1.219	1.105														
5	1.184	1.073	5	1.186	1.075	4	1.185	1.074	1	1.205	1.092					
									3	1.185	1.074	1	1.185	1.074		
4	1.160	1.051	5	1.159	1.051	4	1.161	1.053	2	1.163	1.054	1	1.176	1.066		
5	1.139	1.032	6	1.138	1.031	5	1.139	1.032	2	1.138	1.032	3	1.160	1.051		
												4	1.139	1.033		
5	1.116	1.011	6	1.116	1.012	5	1.117	1.013	5	1.117	1.013	1	1.127	1.022		
3	1.084	0.983	2	1.083	1.082				2	1.084	0.983	4	1.116	1.011		
6	1.077	0.976	6	1.077	0.976	7	1.077	1.076	7	1.077	0.976	4	1.076	0.975		
1	1.065	0.965							1	1.061	0.962					
2	1.058	0.960														
1	1.048	0.950	1	1.050	0.952				1	1.048	0.950					
1	1.036	0.939	6	1.035	0.938				2	1.036	0.939	3	1.036	0.939		
5	1.025	0.929	8	1.024	0.928	5	1.025	0.929	3	1.025	0.929	5	1.023	0.927		
2	0.995	0.902										4	1.012	0.917		
2	0.990	0.898														
1	0.984	0.892														

1.116 — инт. 4. Обр 167/28.55 близок к обр. 2а, обр. 1510г и 806а занимают промежуточное положение.

В литературе приводятся следующие значения параметров: $a=14.31$; $c=30.15$ кХ. Для обр. р-5а получены близкие к ним результаты (в гексагональных осях). По этим значениям параметров с помощью электронно-вычислительной машины Минск-1 были определены индексы линий порошковой диаграммы (табл. 3, последние две графы). Программа индирования была составлена Э. М. Медведевой. Уточненные по порошковой диаграмме параметры элементарной ячейки эвдиалита обр. р-5а следующие: $a=14.4$; $c=29.7$ кХ.

В Ловозерском массиве установлено изменение химического и как следствие — минерального состава последовательно возникавших комплекс-плутонов. Имеются данные и об изменении состава отдельных минералов по разрезу наиболее детально изученного комплекс-плутона луавритов—фойяитов—уртитов (Иванов, 1960). Изменение состава минералов по разрезу расслоенной серии пород мы рассматриваем как явление «скрытой расслоенности».

Рассмотренное изменение формы развития эвдиалита, одного из главных породообразующих минералов нефелиновых сиенитов (Костылева, 1929), также обусловлено проявлением первичной расслоенности и вызвано различием химического состава расплава и физических условий, в которых формировались отдельные слои пород и их серии.

Для породообразующего эвдиалита характерно, прежде всего практически постоянное его содержание на всем протяжении данного слоя (горизонта) и изменение содержания при переходе от слоя к слою. Это означает, что распределение эвдиалита внутри расслоенных комплекс-плутонов подчиняется тем же закономерностям, что и распределение трех главных породообразующих минералов: каликатрового полевого шпата, нефелина и эгирин. Вместе с тем ксеноморфизм или идиоморфизм зерен эвдиалита является характерной особенностью структур щелочных пород каждого комплекс-плутона. Там, где эвдиалит идиоморфен, положение его зерен определяет положение кристаллов щелочных метасиликатов, влияя тем самым на общий структурный план породы.

В комплекс-плутоне эвдиалитовых луавритов, где эвдиалит всегда идиоморфен, не только форма кристаллов, но их размеры, окраска, характер зональности, состав и распределение включений постоянны и типичны для отдельных слоев или пачек на всем их протяжении. Последнее уже используется для идентификации разрезов при геологических работах.

Эвдиалит по своему значению является четвертым из главных породообразующих минералов в первичнорасслоенных щелочных комплекс-плутонах Луаврута. Признавая за породами этих комплекс-плутонов магматическое происхождение, следует полагать, что главные минералы и структуры преобладающей части щелочных пород здесь являются первичномагматическими.

Большинство исследователей рассматривают эвдиалит в щелочных породах Луаврута как магматический минерал (Ramsay, 1893; Костылева, 1937; Герасимовский, 1946; Власов и др., 1959). Н. А. Елисеев (1940), наоборот, оценивает породообразующий эвдиалит как автопневматолитическое образование.

Очевидно, эвдиалит в разных щелочных породах кристаллизовался не в одну и ту же стадию минералогенеза, однако во всех случаях, как показано выше, нет оснований отделять период кристаллизации эвдиалита от времени образования трех других главных минералов щелочных пород.

Отнесение породообразующего эвдиалита к первичномагматическим и в ряде случаев к раннемагматическим минералам не исключает возможности пневматолитического его происхождения в пегматитах, приконтак-

ных зонах, а также возникновения при процессах автометасоматоза, прежде всего в альбитах.

Эталон эвдиалита в отечественных рентгенометрических справочниках и определителях отсутствует. Предлагается образец р-5а принять в качестве эталона.

ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю. А. и Н. В. Туранская. Особенности состава редкоземельных элементов в эвдиалите и лопарите Ловозерского массива. *Геохимия*, № 2, 1960.

Бетехтин А. Г. *Минералогия*. Госгеолиздат, М., 1950.

Борнemann-Старынкевич И. Д. Изоморфные замещения в некоторых фосфатах и титаносиликатах. *Тр. Инст. геол. наук АН СССР*, вып. 86, сер. минерал.-геол., № 16, 1947.

Бородин Л. С. и И. И. Назаренко. Эвдиалит из щелочных пород Турьего мыса и химическая формула эвдиалита. *Докл. АН СССР*, т. 112, № 2, 1957.

Буссен И. В. Интрузия мурманитовых порфировидных луавритов в Ловозерском щелочном массиве. *Изв. Кольск. и Карельск. фил. АН СССР*, 1959.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. Строение Ловозерского щелочного массива. *Зап. Всесоюз. минералог. общ.*, ч. 87, 1958.

Буссен И. В. и А. С. Сахаров. Комплекс-плутон эвдиалитовых луавритов в Ловозерских тундрах. В сб.: *Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова*, вып. 4, Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.

Власов К. А., М. В. Кузменко, Е. М. Еськова. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, М., 1959.

Герасимовский В. И. К минералогии юго-восточной части Луаввурта. *Тр. ЛИНГЕМ АН СССР*, сер. минералог., № 7, 1936.

Герасимовский В. И. О роли циркония в минералах нефелино-сиенитовых массивов. *Докл. АН СССР*, т. 30, № 9, 1941.

Герасимовский В. И. О генезисе эвдиалита из Ловозерского массива. *Сов. геология*, № 10, 1946.

Герасимовский В. И. Геохимия редкоземельных элементов. В сб.: *Редкоземельные элементы*, Изд. АН СССР, М., 1958.

Герасимовский В. И. и И. Д. Шевалеевский. О соотношении циркония и гафния в циркониевых минералах Ловозерского массива. *Геохимия*, № 8, 1957.

Дорфман М. Д. Минералы пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитовых горах Юкспор Хибинского массива. Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.

Елисеев Н. А. Эвдиалиты Луаввурта. *Зап. Всесоюз. минералог. общ.*, ч. 69, вып. 4, 1940.

Елисеев Н. А. и Э. Е. Федоров. Ловозерский плутон и его месторождения. *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, вып. 1, 1953.

Иванов Н. В. Распределение минералов в породах комплекса фойяитов—уртитов—луавритов Ловозерского плутона. В сб.: *Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова*, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.

Костылева Е. Е. Изоморфный эвдиалито-эвколитовый ряд Хибинских и Ловозерских тундр. *Тр. Минералог. музея АН СССР*, т. 3, Изд. АН СССР, Л., 1929.

Костылева Е. Е. Эвдиалит и эвколит. В сб.: *Минералы Хибинских и Ловозерских тундр*, Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.

Семенов Е. И. *Минералогия редких земель*. Изд. АН СССР, М., 1963.

Семенов Е. И. и Р. Л. Баринский. Особенности состава редких земель в минералах. *Геохимия*, № 4, 1958.

Фекличев В. Г. О химическом составе и химической формуле хибинских и других эвдиалитов. В кн.: *Экспериментально-методические исследования рудных минералов*. Изд. «Наука», М., 1965.

Фекличев В. Г., И. С. Разина, З. Т. Катаева. Типы эвдиалитов Хибинского щелочного массива. В кн.: *Экспериментально-методические исследования рудных минералов*. Изд. «Наука», М., 1965.

Ферсман А. Е. *Пегматиты*, т. I. Изд. АН СССР, М.—Л., 1932.

Evald P. P. u. C. Hermann. *Strukturbericht. Zeitschr. Krist., Ergänzungsband*, Leipzig, 1931.

Ramsay W. *Geologische Beobachtung auf der Halbinsel Kola. Fennia*, Bd. III, № 7, 1890.

Ramsay W. *Ueber der Eudialit von der Halbinsel Kola. N. Ib. Min., Geol. u. Pal.*, Bd. VIII, 1893.

Strukturberichte, Bd. II. Acad. Verlag, Leipzig, 1928.

Ussing N. W. *Geology of the contry around Iulianehaab, Greenland. Meddelelsen om Grönland*, XXXVIII, 1912.

О ГИДРОФЛОГОПИТЕ И ВЕРМИКУЛИТЕ КОВДОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ковдорское месторождение вермикулита и флогопита приурочено к коре выветривания одноименного массива ультраосновных—щелочных пород. Геологическое строение массива, структура коры выветривания и месторождения вермикулита были рассмотрены ранее (Афанасьев, Атаманов, 1966). В статье приводится минералогическое описание гидратированных слюд и рассматривается возможность классификации их по минералогическому составу. Описанию гидратированных слюд предшествует краткая характеристика флогопита, что позволяет проследить изменение состава от флогопита до вермикулита.

Флогопит совершенно не гидратированный и не выщелоченный встречается лишь в монолитных породах. Цвет его варьирует в зависимости от вмещающих пород от серебристо-черного до густо-зеленого. Химический состав и показатели преломления наиболее распространенных разновидностей приведены в табл. 1.

Из-за особенностей аппаратуры не представилось возможным снять термограммы флогопита выше 1000° , поэтому на приведенных термограммах (см. рисунок) нет высокотемпературного эндотермического эффекта около 1200° , обусловленного выделением воды гидроксильных групп (Цветков, Вальяшихина, 1956).

Гидрофлогопит представляет собой начальную стадию выщелачивания и гидратации флогопита.

Приведем описание трех образцов гидрофлогопита, охватывающих практически весь диапазон изменений его состава.

Слабогидратированный флогопит (обр. К-2), не отличимый по цвету от флогопита, имеет показатели преломления несколько меньшие по сравнению со свежим флогопитом (табл. 2). Кривая потерь в весе при прокаливании отчетливо фиксирует межпакетную воду (850°)¹ в количестве 2.5%. На термограмме имеются два отчетливых низкотемпературных эндозффекта ~ 150 и 290° и целая серия слабых размытых эндозффектов в области $655-910^{\circ}$. Содержание щелочей заметно снизилось по сравнению с флогопитом (сумма 8.91%). Расчет структурной формулы показывает пониженные количества межслоевых катионов (0.88), т. е. произошел заметный вынос щелочей (табл. 2).

В гидрофлогопите (обр. К-4), гидратированном примерно наполовину и сохранившем 4.88% щелочей, количество межпакетной воды возросло до 7.0%. Показатели преломления заметно снизились: $N_g=1.596$, $N_p=1.561$, $N_g-N_p=0.035$. На термограмме имеются два низкотемпературных

¹ Температура полного удаления межпакетной воды 850° принята на основании рентгеновского изучения вермикулита. Только при этой температуре отражение (002) вермикулита полностью замещается рефлексом 9.2 kX .

Химический состав (вес. %) флогопит из Ковдорского массива

Оксиды	Номера образцов				
	K-15	310	K-23	13	K-112
SiO ₂	36.03	37.90	37.78	41.30	41.62
TiO ₂	1.79	1.11	3.22	0.46	0.25
Al ₂ O ₃	21.83	15.61	14.42	9.35	9.00
Fe ₂ O ₃	2.00	2.14	1.53	4.13	4.80
Cr ₂ O ₃	—	0.03	—	—	—
FeO	4.85	4.14	6.93	3.32	2.88
MnO	0.07	0.09	0.06	0.12	0.05
MgO	17.80	23.60	21.18	26.40	25.03
CaO	0.30	0.00	0.44	0.00	1.65
NiO	—	0.18	—	0.22	—
BaO	—	0.98	0.21	0.00	—
Na ₂ O	0.77	0.75	1.52	0.58	0.42
K ₂ O	8.88	9.51	8.15	9.93	9.80
(LiRbCs) ₂ O	—	0.03	—	0.03	—
H ₂ O ⁺	4.76	4.12	4.53	3.72	4.30
H ₂ O ⁻	0.18	0.00	0.15	0.00	0.03
F	0.20	0.22	0.14	1.04	0.33
Сумма	99.62	100.41	100.26	100.63	100.16
—O=F ₂	0.08	0.09	0.06	0.43	0.14
Сумма	99.54	100.32	100.20	100.20	100.02
$Ng \approx Nm$	16.20	—	1.618	—	1.618
Np	1.574	—	1.570	—	1.555
$Ng - Np$	0.046	—	0.048	—	0.043

Кристаллохимические формулы

K-15 — $(K_{0.81}Na_{0.10}Ca_{0.02})_{0.93}(Mg_{1.91}Fe_{0.29}^{2+}Fe_{0.10}^{3+}Ti_{0.09}Al_{0.45})_{2.84}(OH)_{2.0}F_{0.04} \cdot [Si_{2.60}Al_{1.40}O_{10}]$;

310 — $(K_{0.87}Na_{0.09}Ba_{0.01})_{0.97}(Mg_{2.52}Fe_{0.25}^{2+}Fe_{0.11}^{3+}Ti_{0.06}Al_{0.04})_{2.98}(OH)_{1.95}F_{0.05} \cdot [Si_{2.78}Al_{1.28}O_{10}]$;

13 — $(K_{0.92}Na_{0.08})_{1.00}(Mg_{2.81}Fe_{0.20}^{2+}Mn_{0.01}Ti_{0.02}Ni_{0.01})_{3.04}(OH)_{1.8}F_{0.23} \cdot [Si_{2.95}Al_{0.79}Fe_{0.22}^{3+}O_{10}]$;

K-112 — $(K_{0.91}Na_{0.06}Ca_{0.13})_{1.10}(Mg_{2.73}Fe_{0.17}^{2+}Fe_{0.06}^{3+}Ti_{0.01})_{2.97}(OH)_{2.1}F_{0.04} \cdot [Si_{3.03}Al_{0.77}Fe_{0.20}^{3+}O_{10}]$.

Примечание. Обр. K-15 — серебристо-черные упругие чешуйки из оливинита; обр. 310 — зеленый флогопит из оливино-пироксеновой породы (по Римской-Корсаковой, 1963); обр. K-23 — серебристо-черные упругие чешуйки из пироксенита; обр. 13 — вишнево-красный флогопит из оливино-пироксеновой породы (по Римской-Корсаковой, 1963); обр. K-112 — вишнево-красный флогопит из карбонатитового прожилка в оливино-диопсидовой породе. Анализы обр. K-15, K-23, K-112 выполнены в химической лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР К. М. Бабкиной и А. В. Мокрецовой. Точность измерения показателей преломления ± 0.001 .

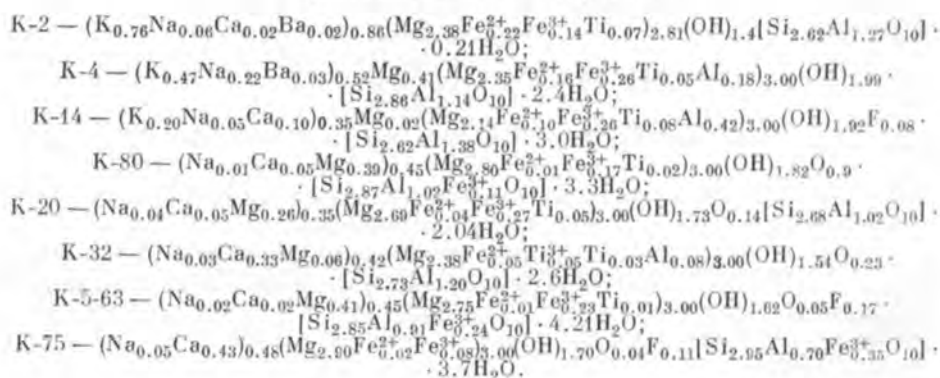
эффекта при 170 и 270°, а также серия размытых эндоэффектов в области 500—1000°. В этом образце трехвалентное железо уже преобладает над двухвалентным. Расчет кристаллохимической формулы показывает лишь 0.49 межпакетных катионов.

Сильно гидратированный флогопит (обр. K-14) по цвету и свойствам очень близок к вермикулиту. Показатели преломления его близки к показателям преломления вермикулита ($Ng \approx Nm = 1.548$, $Np = 1.519$, $Ng - Np = 0.029$), щелочей содержится 2.3%, количество межпакетной воды возросло до 16%. Он имеет типичную вермикулитовую термограмму — два низкотемпературных эндоэффекта при 165 и 290° и резкий, довольно интенсив-

Химический состав (вес. %) гидратированных слюд Ковдорского месторождения

Окислы	Гидрофлогопит			Вермикулит				
				Номера образцов				
	К-2	К-4	К-14	К-80	К-20	К-32	К-5-63	К-75
SiO ₂	37.70	36.45	33.23	36.20	34.38	32.78	34.11	35.12
TiO ₂	1.31	0.90	1.43	0.30	0.81	0.50	0.12	0.11
Al ₂ O ₃	15.52	14.30	19.40	10.99	12.12	13.42	9.21	7.02
Fe ₂ O ₃	2.72	4.44	4.53	4.83	5.87	7.32	7.52	6.95
FeO	3.90	2.49	1.63	0.17	0.65	0.74	0.13	0.61
MnO	0.08	0.08	0.07	0.06	—	0.13	0.06	0.05
NiO	—	—	0.04	—	—	—	0.02	—
MgO	22.98	23.63	18.40	27.05	25.39	19.68	25.41	23.10
CaO	0.28	0.07	1.24	0.60	0.72	3.70	1.99	4.78
BaO	0.66	0.46	—	—	—	—	0.31	—
Na ₂ O	0.44	0.15	0.34	0.10	0.29	0.21	0.12	0.29
K ₂ O	8.47	4.73	1.97	0.07	0.07	0.05	—	0.06
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0.96	—
F	—	0.63	0.34	—	—	—	0.70	0.43
H ₂ O ⁺	3.07	7.76	7.02	6.98	10.24	9.45	5.22	8.10
H ₂ O ^{300°}	—	—	—	12.34	9.44	12.64	14.66	12.21
H ₂ O ⁻	1.02	5.25	8.01	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	2.84	0.83	—	0.15	—	1.95
—O=F ₂	—	—0.26	—0.14	—	—	—	—0.29	—0.18
Сумма	99.15	90.66	100.35	100.52	99.98	100.77	100.63	100.30
Ng ≈ Nm	1.547	1.596	1.548	1.541	1.553	1.548	1.534	1.538
Np	1.520	1.561	1.519	1.520	1.536	1.525	1.516	1.520
Ng - Np	0.027	0.035	0.029	0.021	0.017	0.023	0.018	0.018

Кристаллохимические формулы



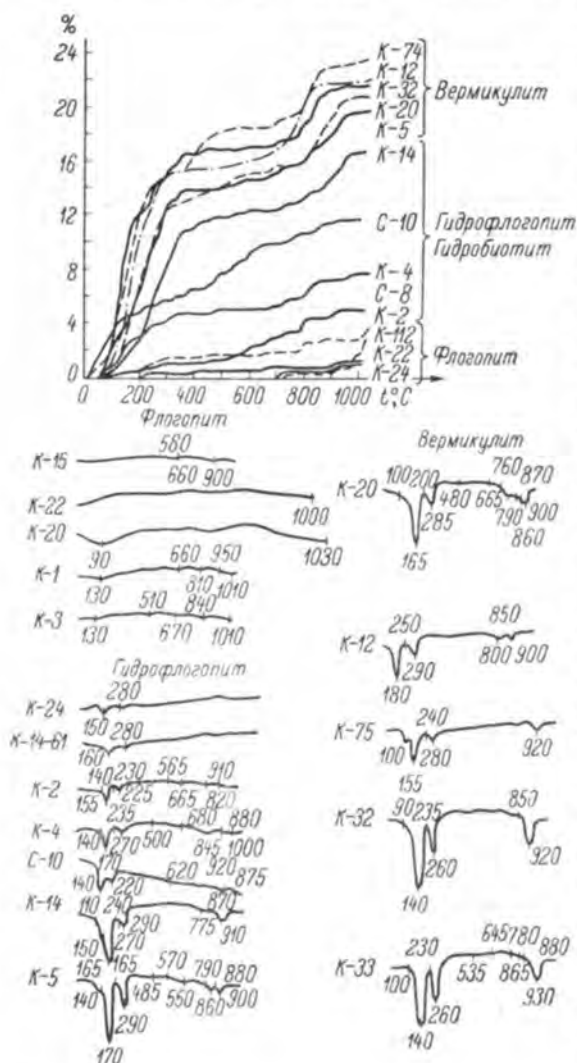
Примечание. Обр. К-2 — темно-зеленые кристаллы размером до 10 см из выветрелых крупнокристаллических оливинитов; обр. К-4 — зеленовато-бурая, неравномерно окрашенная слюда с каймой вермикулита из выветрелых крупнокристаллических оливинитов; обр. К-14 — бурые мягкие чешуйки размером до 5 см из выветрелого оливинита, скв. 46, гл. 5 м; обр. К-80 — золотисто-бурые мелкие чешуйки из выветрелой оливино-диопсидовой породы, скв. 305, гл. 7.0 м; обр. К-20 — золотисто-бурые мелкие чешуйки из выветрелого оливинита, скв. 29, гл. 6.0 м; обр. К-32 — бурые кристаллы размером до 20–30 см из выветрелого пироксенита; обр. К-5-63 — светло-желтые кристаллы размером до 30 см, железорудное месторождение, зона штаффелитизации; обр. К-75 — бурые кристаллы размером до 5 см из выветрелого карбоната железа рудного месторождения. Слюды, имеющие промышленное значение, представлены обр. К-2, К-4, К-14, К-80, К-20. Эти образцы характеризуют в целом месторождение гидрофлогопита и вермикулита. Образцы К-32, К-5-63, К-75 представляют собой отдельные разновидности вермикулита, имеющие лишь минералогическое значение. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР К. М. Бабиной (обр. К-32, В. А. Ингуран (обр. К-2, К-4), Е. И. Кульчицкой (обр. К-20, К-5-63), Ф. И. Помазовской (обр. К-75).

Базальные отражения флогопита, гидрофлогопита и вермикулита

Флогопит, обр. К-22				Гидрофлогопит						Вермикулит					
				обр. К-2, прокаленный до 700°		обр. К-4		обр. К-14		отдельные участки в крупном кристалле обр. К-2 (гидрофлогопит 1:1)		обр. К-20		обр. К-32	
				d	I	d	I	d	I			d	I	d	I
001	10.0	3		14.1	2	14.0	2	14.1	7	24*	2	14.0	10	14.5	8
002	5.02	4		9.9	3	9.9	1	9.9	0.5	44.1	2	7.1	4	7.3	2
						7.1	4	7.14	1	11.9*	2				
										10.0	9				
										7.14	1				
										5.01	3				
										4.93*	0.5				
						4.73	2	4.77	2	4.40*	1	4.74	2	4.90	3
										4.21*	0.5				
										3.93*	1				
003	3.36	40		3.57	2	3.57	8	3.58	8	3.57	10	3.57	8	3.69	6
				3.35	10	3.35	5	3.36	5	3.35	4	2.86	10	2.95	10
				2.86	3	2.85	10	2.87	10	2.52	8				
004	2.52	5		2.52	3	2.51	1	2.51	1	2.52	8				
						2.37	1	2.39	2						
								2.22	1						
						2.04	2	2.05	3						
005	2.02	10		2.02	6	2.01	3	2.01	7	2.01	10	2.04	4	2.10	4
								1.79	2						
006	1.68	3		1.68	1	1.68	1	1.68	2	1.68	5	1.78	1	1.85	1
						1.59	1	1.59	2						
						1.44	2	1.44	3	1.44	8	1.43	2	1.48	3
007	1.44	4		1.44	2										

Примечание. Съемка дифрактограмм производилась на приборе УРС-50-II неосифльтрованным Fe-излучением при напряжении 35 кВ, силе тока 7 мА, постоянной времени IV, со скоростью разворота 2 град./мин. с естественных чешуек флогопита. Звездочкой обозначены отражения гидрофлогопита, не вошедшие в серии базальных отражений на флогопита, на вермикулита и характеризующие смешанное образование из пакетов флогопита и вермикулита в отношении 1:1. Индексы базальных отражений флогопита (обр. К-22) и вермикулита (обр. К-20) предоставлены авторами на основании известных литературных данных.

ный эндоэффект при 910° . По термическим свойствам соответствует вермикулиту. Его гидрофлогопитовая природа определяется по наличию в нем щелочей (в количествах, больших, чем в вермикулите) и по данным рентгеновского анализа (на дифрактограмме имеется серия слабых базальных отражений флогопита).



Кривые потерь в весе и термограммы флогопита, гидрофлогопита и вермикулита Ковдорского месторождения.

стой зоны (гидрофлогопитовая подзона) вермикулит или представлен мелкими (менее 1 мм) чешуйками, или образует кайму и включения в крупных кристаллах.

Цвет вермикулита обычно золотисто-бурый, желто-бурый, реже темно-бурый, в отдельных случаях светло-желтый. Показатели преломления изменяются в следующих пределах: $Ng \approx Nm = 1.553-1.538$, $Np = 1.536-1.520$, $Ng \approx Np = 0.023-0.017$. Твердость около 1. Удельный вес колеблется в пределах 2.3—2.5. Размер кристаллов разнообразный, от нескольких десятков сантиметров до нескольких микрон (в глинистой фракции про-

Рентгеновское изучение показало, что гидрофлогопит любой степени гидратации состоит из пакетов флогопита и вермикулита в разных пропорциях. Выявлены два типа переслаивания флогопитовых и вермикулитовых пакетов. Первый тип — пакеты флогопита и вермикулита переслаиваются беспорядочно и образуют крупные пачки. Гидрофлогопит такого типа возникает при выветривании флогопита около трещин, преимущественно по плоскости спайности. Он весьма близок к механической смеси флогопита и вермикулита. Второй тип — пакеты флогопита и вермикулита закономерно чередуются в отношении 1 : 1. Такой гидрофлогопит уже не является смесью, а представляет собой смешаннослойное образование. На его рентгенограмме имеется рефлекс от суммарного пакета в 24 кХ. Он образуется на границе раздела фаз флогопита и вермикулита и в принципе должен содержаться в первом типе гидрофлогопита. По-видимому, вследствие малых количеств он не проявляется на рентгенограмме (табл. 3).

В е р м и к у л и т приурочен к верхней части гидрослюдистой и сунгулитовой зон коры выветривания.

В нижней части гидрослюдистой

дуктов выветривания флогопитсодержащих пород). Практическое значение пока имеет вермикулит с размером кристаллов не менее 0.5 мм.

По химическому составу вермикулит заметно отличен от гидрофлогопита. В нем содержится не более 0.07% K_2O и 0.21—0.29% Na_2O . Если при выветривании флогопита и образовании вермикулита калий почти полностью выносится, то натрий почти наполовину сохраняется. Общее содержание воды в вермикулите иногда достигает 23% и в среднем составляет 20—21%.

Почти все железо в вермикулите представлено окисной формой ($Fe_2O_3 = 5.87-7.32\%$). Закисного железа содержится примерно в 10 раз меньше ($FeO = 0.28-0.74\%$). При переходе флогопита в вермикулит происходит глубокое окисление двухвалентного железа и соответственно — связанные с этим изменения в октаэдрическом слое слюдяного пакета, в котором расположены ионы железа. Это обстоятельство отражается на термических свойствах слюды. Отщепление гидроксильных групп, связанных с ионами октаэдрического слоя, происходит уже при более низкой температуре.

Содержание кремния, алюминия и магния сохраняется практически таким же, как в флогопите, за счет которого образовался вермикулит.

Расчет кристаллохимических формул вермикулита проводился на 22 валентности по безводному веществу, при этом количество гидроксильных групп октаэдрического слоя уменьшалось на число ионов Fe^{3+} , так как предполагается, что при окислении двухвалентного железа в трехвалентное происходит потеря протона в группе OH. Соответственно этому добавлялось эквивалентное количество кислорода. Остаток после вычета из общей воды ($H_2O^+ + H_2O^-$) воды гидроксильной принимался за межпакетную воду и выносился за формулу (Bradley a. Serratos, 1960). Сумма октаэдрических катионов во всех случаях (кроме обр. K-75) больше трех. Избыток этих катионов падает на поглощенные, обменные ионы.

На термограмме вермикулита имеются три эндотермических эффекта — два низкотемпературных и один $\sim 900^\circ$.

Термограммы не являются достаточно строгим критерием чистоты вермикулита, так как гидрофлогопит с малым содержанием щелочей имеет близкую термограмму. Наиболее надежным термическим критерием является кривая потерь в весе при прокаливании. Ход кривых потерь в весе и общая потеря воды для вермикулита различного состава резко отличаются от кривых потерь в весе гидрофлогопита. Но только по данным рентгеновского анализа можно с уверенностью судить о чистоте вермикулита и отсутствии в нем негидратированных слюдяных пакетов (табл. 3).

Подразделение рассмотренных выше гидратированных слюд на отдельные разности и их пространственное распределение в пределах контура подсчитанных запасов определяются характером зональности коры выветривания и сохранностью отдельных ее зон и горизонтов. На месторождении можно выделить четыре типа вермикулитовых руд: а) сунгулитовермикулитовый; б) вермикулитовый; в) гидрофлогопитовый; г) смешанный вермикулитогидрофлогопитовый.

Сунгулитовермикулитовый тип руды приурочен к сунгулитовой зоне коры выветривания, точнее, к ее периферической части, где вермикулит сохранился еще в промышленных концентрациях, несмотря на замещение его сунгулитом. Руда этого типа представлена золотисто-желтым вермикулитом, находящимся в тесной ассоциации с сунгулитом. Последний не только замещает вермикулит, но и цементирует отдельные чешуйки и кристаллы, проникает внутрь кристаллов по трещинкам спайности. Отделение сунгулита от вермикулита представляет задачу весьма трудную и вряд ли разрешимую при обычной схеме обогащения. Вермикулит из сунгулитовой зоны отличается от золотисто-желтого вермикулита

из гидрослюдистой зоны меньшей вспучиваемостью при нагревании и низкой механической прочностью. Химический анализ одного образца вермикулита этого типа приведен в таблице 2 (обр. К-80). Судя по кристаллохимической формуле, он обладает весьма высокой обменной емкостью, а обменным катионом является преимущественно магний. Использование этого типа вермикулита будет связано со значительными трудностями по его выделению в чистом виде. Наиболее перспективными областями использования будут те, в которых прежде всего ценятся сорбционные свойства вермикулита.

Вермикулитовый тип руды приурочен к верхней части гидрослюдистой зоны, к ее вермикулитовому горизонту. Слюда в этом случае представлена также золотисто-желтым вермикулитом, но без сунгулита. Вермикулит этого типа обладает наиболее высокими техническими качествами. Химический состав его несколько варьирует в зависимости от состава вмещающих пород, но в общем близок к составу обр. К-20 (табл. 2). Характерной особенностью руд этого типа является их повышенная глинистость. Глинистые минералы представлены вермикулитом, сапонитом, гидрохлоритом и кольскитом, весьма активными в физико-химическом отношении. Все это отрицательно сказывается на обогатимости руд вермикулитового типа. По площади месторождения золотисто-желтый вермикулит распределен неравномерно и нередко перемежается с гидрофлогопитом. Основные запасы вермикулитовых руд сосредоточены в северо-западной части массива на глубине до 20 м.

Гидрофлогопитовый тип руды в основном приурочен к низам коры выветривания и периферической части ультраосновного ядра массива.

Смешанный вермикулит-гидрофлогопитовый тип руды на северо-западном участке залегает под вермикулитом, а не северо-восточном — выходит на дневную поверхность. Ею представлены основные запасы месторождения.

Приведенные выше данные составляют лишь основу промышленной классификации гидратированных слюд Ковдорского месторождения. Полная классификация возможна только при учете данных технического изучения гидрофлогопита и вермикулита.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев А. П., А. В. Атаманов. Кора выветривания Ковдорского массива и приуроченное к ней месторождение вермикулита. В сб.: Кора выветривания, № 8, изд. «Наука», 1966.

Римская-Корсакова О. М. Некоторые вопросы минералогии и генезиса Ковдорского флогопитового месторождения. В сб.: Материалы совещания по проблемам вермикулита, Апатиты, 1963.

Цветков А. И., Е. П. Вальянихина. Материалы по термическому исследованию минералов. Ч. III. Слюды. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 4, 1956.

Bradley W. F. and I. M. Serratos. A discussion of the Water Content of Vermiculite. *Clays and Clay Minerals*, v. 5, 1960.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫМ СЛЮДАМ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Магнезиально-железистые слюды из щелочных пород и пегматитов Хибинского массива относятся к лепидомелану — железистой разновидности биотита. В различных образованиях Хибинского массива были встречены магнезиально-железистые слюды, которые можно отнести по составу к типичному биотиту и к его литиевой разновидности — сподиофиллиту.

Биотит был встречен в качестве породообразующего минерала в породе, залегающей среди ийолитов на северо-западном склоне горы Намуайв. Порода представляет брекчию, ксенолиты которой сложены ийолитом, нефелиновым сиенитом и пироксенитом; цемент брекчии состоит из мелкозернистой сероватой массы, в которой различаются мелкие кристаллики нефелина, щелочного полевого шпата, авгита, флюорита, кальцита, анальцита и рудного минерала. На фоне этой сравнительно мелкозернистой массы хорошо обособляются отдельные чешуйки биотита до 2 см в диаметре и вкрапленники оливина.

Содержание биотита в породе достигает 4—5%. Это минерал светло-желтого цвета, в шлифах почти бесцветный или со слабым плеохроизмом. Пластинки биотита в шлифах изогнуты и обнаруживают волнистое угасание. Показатели преломления биотита: $N_g=1.612$, $N_m=1.605$, $N_p=1.564$, $N_g - N_p=0.048$, $2V \leq 10^\circ$.

Полный химический анализ минерала приведен в табл. 1. В биотите помимо элементов, определенных химическим путем, спектральным анализом установлены бериллий, скандий, ниобий, галлий, ванадий, медь, иттербий, никель, кобальт, цирконий, стронций, хром и барий.

Сподиофиллит встречен в натролитовой жиле на последнем северном отроге горы Кукисвумчорр. Жила залегает в среднезернистых слюдяных рихсдорритах, имеет неправильную форму с максимальной мощностью 0.5 м. Простираение жилы меридиональное, падение в верхней, наиболее широкой части вертикальное, затем почти под прямым углом изменяется на пологое и почти горизонтальное с выклиниванием мощности до 5 см.

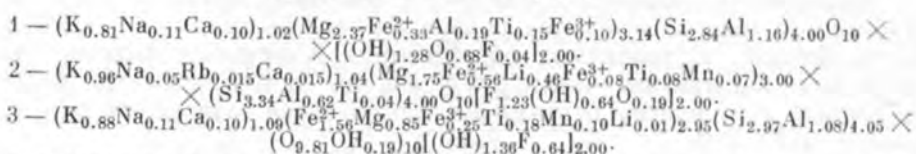
В разных участках жилы имеет различное строение. Верхняя, наиболее мощная часть жилы, зональна. Краевые части ее мощностью 5—7 см сложены темноцветными минералами, центральная часть — преимущественно натролитом. В нижней, горизонтальной части жилы также преобладают темноцветные минералы. В жиле встречены следующие минералы: натролит, эгирин, астрофиллит, сподиофиллит, анцилит, катаплеит, флюорит, апатит, ильменит.

Сподиофиллит встречается в виде обособленных сферических образований в различных частях жилы. В центральной натролитовой зоне жилы

Химические анализы магнезиально-железистых слюд Хибинского массива

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO ₂ . . .	38.32	45.51	36.50	Rb ₂ O . . .	0.039	0.27	0.058
TiO ₂ . . .	2.73	2.20	3.12	Cs ₂ O . . .	—	Следы.	—
Al ₂ O ₃ . . .	15.20	7.76	11.33	H ₂ O ⁺ . . .	1.24	0.45	1.97
Fe ₂ O ₃ . . .	1.81	1.45	4.22	H ₂ O ⁻ . . .	0.12	0.05	0.10
FeO . . .	5.30	9.15	22.92	F . . .	0.18	5.32	1.48
MgO . . .	21.54	16.12	6.97	П.п.п. . .	3.05	—	—
MnO . . .	0.08	1.24	1.51				
CaO . . .	1.32	0.20	1.24	Сумма	100.35	102.06	100.71
Na ₂ O . . .	0.82	0.38	0.71	O=F	-0.05	2.23	0.62
K ₂ O . . .	8.57	10.37	8.55				
Li ₂ O . . .	0.005	1.59	0.031	Сумма	100.30	99.83	100.09

Кристаллохимические формулы



Примечание. 1 — биотит из трубки взрыва, гора Намуайв; 2 — споднофиллит из патролитовой жилы, гора Кукусвумчорр; 3 — лепидомелан из фойлиты, гора Шобнюн. Аналитик А. В. Мокрцова.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния споднофиллита

Номера линий	1		2		Номера линий	1		2	
	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$		I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	10	10.4	8	10.09	26	9	1.529	8	1.520
2	2	5.0	1	5.06	27	1	1.513	—	—
3	4	4.6	2	4.59	28	1	1.512	—	—
4	1	4.3	—	—	29	1	1.502	—	—
5	2	3.9	—	—	30	1	1.455	—	—
6	7	(3.65)	7	3.65	31	3	1.430	1	1.424
7	10	3.32	9	3.32	32	1 (слабая)	1.400	—	—
8	6	3.13	4	3.129	33	1 (слабая)	1.391	—	—
9	7	2.89	7	2.882	34	6	1.358	3	1.353
10	1 (слабая)	2.78	—	—	35	4	1.320	2	1.314
11	2	(2.68)	—	—	36	3	1.305	—	—
12	8	2.60	8	2.603	37	2	1.293	2	1.288
13	3	2.50	2	2.511	38	2 (слабая)	1.265	—	—
14	8	2.42	7	2.405	39	2	1.255	1	1.253
15	3ш	2.28	2	2.279	40	3	1.216	1	1.211
16	5	2.16	2	2.14	41	1	1.119	—	—
17	5	2.00	8	1.966	42	1	1.172	—	—
18	1	1.901	—	—	43	1	1.154	—	—
19	3	(1.834)	2	(1.837)	44	5	1.129	2	1.112
20	1ш	1.733	1	1.740	45	1 (слабая)	1.105	—	—
21	2	(1.684)	—	—	46	4	1.083	—	—
22	9	1.666	7	1.659	47	5	1.061	—	—
23	1	1.638	1	1.633	48	5	1.046	—	—
24	2	1.606	—	—	49	2ш	1.017	—	—
25	2	1.573	1	1.576	50	4ш	0.9996	—	—

Примечание. 1 — споднофиллит, Хибинь, условия съемки: Fe-излучение, диаметр камеры 57.9 мм, диаметр столбика 0.6 мм (аналитик Е. А. Гойко); 2 — споднофиллит, Ловозеро (Семенов, 1959).

сподиофиллит распределен неравномерно и представлен правильными изометричными образованиями (см. рисунок). Ближе к зальбандам, в натролит-эгириновых участках, встречаются отдельные кусочки скорлупок, часто деформированных и смещенных друг относительно друга.

Размер сферических образований от 1.5 до 2.5 см в поперечнике, строение их концентрически скорлуповатое. Чешуйки слюды плотно прилегают друг к другу в виде шестиугольников, изогнутых по поверхности шарика. Шарики целиком сложены слюдой или же между отдельными слоями слюды видны включения натролита, который также встречается в центре образования, являясь, по-видимому, центром кристаллизации сподиофиллита.



Сферическое образование сподиофиллита
в натролите.

Цвет слюды черный, лишь в очень тонких пластинках просвечивает темно-коричневым. Оптические свойства: $N_g=1.600$, $N_m=1.595$, $N_p=1.545$, $N_g - N_p=0.055$, $2V=15^\circ$, плеохроизм резкий, по N_g — коричневатожелтый, по N_p — бледно-желтый до бесцветного.

Полный химический анализ и пересчет его на кристаллохимическую формулу приведены в табл. 1. В минерале найдено 1.59% окиси лития, что позволяет назвать его сподиофиллитом. Близкий по свойствам и составу к данному минералу сподиофиллит был изучен Е. И. Семеновым (1959) в Ловозерском массиве. Спектральным анализом в сподиофиллите, кроме главных элементов, найдены бериллий, галлий, ниобий, ванадий, медь, серебро, никель, кобальт и барий.

Порошкограмма сподиофиллита Хибинского массива очень близка к порошкограмме сподиофиллита из Ловозера (табл. 2).

Для сравнения составов указанных минералов в табл. 1 приведен химический состав порообразующего лепидомелана из фойяитов — наиболее распространенной магнезиально-железистой разновидности слюд Хибинского массива.

По химическому составу сподюфиллит отличается от биотита повышенным содержанием кремния, лития и фтора и пониженным — магния, алюминия и воды. От лепидомелана сподюфиллит отличается повышенным содержанием кремния, магния, лития и фтора и пониженным — железа, алюминия и воды. Переход биотита и лепидомелана в сподюфиллит может произойти по следующим схемам изоморфизма: $\text{Li}^+\text{Si}^4+\text{F}^- \leftarrow \text{Mg}^{2+}\text{Al}^{3+}(\text{OH})^-$ и $\text{Li}^+\text{Mg}^{2+}\text{Si}^4+\text{F}^- \leftarrow 2\text{Fe}^{2+}\text{Al}^{3+}(\text{OH})^-$.

Приведенный материал наряду с данными о полилитиионите из Хибин (Шлюкова и др., 1965) свидетельствует о широком изоморфизме лития и магния в слюдах Хибинского массива.

ЛИТЕРАТУРА

Семенов Е. И. Литиевые и другие слюды и гидрослюды в щелочных пегматитах Кольского полуострова. Тр. Минералог. музея АН СССР, т. 9, Изд. АН СССР, М., 1959.

Шлюкова З. В., В. А. Молева, Е. С. Рудницкая. Полилитиионит из Хибинского массива нефелиновых сиенитов. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4, изд. «Наука», М.—Л., 1965.