

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

УДК 549.643

© Д. члены Г. Ю. ИВАНЮК, Я. А. ПАХОМОВСКИЙ, В. Н. ЯКОВЕНЧУК, Ю. П. МЕНЬШИКОВ,
А. Н. БОГДАНОВА, Ю. А. МИХАЙЛОВА

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ МИКРОКЛИНО-КАРЦЕВЫХ ЖИЛ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ Г. КИТКНЮН (ЛОВОЗЕРСКИЙ МАССИВ)

G. YU. IVANYUK, YA. A. PAKHOMOVSKY, V. N. YAKOVENCHUK, YU. P. MEN'SHIKOV,
A. N. BOGDANOVA, Yu. A. MIKHAILOVA.

RARE-METAL MINERALS OF MICROCLINE-QUARTZ VEINS
IN VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY ROCKS OF KITKNYUN MT. (LOVOZERO MASSIF)

Геологический институт Кольского научного центра РАН, 1842000, Апатиты, ул. Ферсмана, 14

Described rare-metal mineralization is connected with veins of alkaline granite pegmatites within banded volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt; lens-shaped xenoliths of the rocks occur concordantly among magmatic rocks of layered Lovozero massif. Composition of these veins varies from microcline-quartz up to elpidite-microcline-quartz, and their mineral composition becomes more complicated in the same direction. 14 minerals of Zr, Nb, Ba, Be and REE are described in details in the paper. Analysis of their mineral associations leads to conclusion that the above mentioned veins represent the separate stage in the whole formation of Lovozero massif — following the trap magmatism and preceding the alkaline stage, and their unusual mineral varieties were provided mainly by the cation-exchanging processes.

Гибридные породы, включая фениты, щелочные и гранитные пегматиты «линии скрепления», обычно характеризуются широким минеральным разнообразием, намного превосходящим таковое соответствующих пород «чистой линии». Это в полной мере относится и к рассматриваемым в настоящей работе комплексам. По своему минеральному и элементному составу вулканогенно-осадочные породы ловозерской свиты крайне примитивны — это базальты, «разбавленные» чистым кремнеземом в виде кварца — вплоть до формирования мономинеральных кварцитов. Соответственно их минеральный состав определяется на 95 % количественным соотношением всего пяти минералов: диопсида, альбита, форстерита, ильменита и кварца. При фенитизации таких пород, однако, возникают весьма необычные и, главное, разнообразные минеральные паргенезисы — в соседнем Хибинском массиве в таких породах установлено более 90 минеральных видов, включая такие необычные для щелочных комплексов и при этом нередко выступающие в качестве породообразующих минералы, как кварц, кордиерит-секанинит, корунд, мусковит, фаялит, фрейденбергит, кричтонит-ловренгит, топаз, андалузит и др. Не менее интересен набор аксессуарных и жильных минералов (Яковенчук и др., 1999). И хотя в Ловозерском массиве ксенолиты вулканогенно-осадочных пород практически не переработаны (оливиновые базальты и чистые кварциты сохраняются без малейших следов метаморфизма и фенитизации), все же встречаются локальные участки с весьма необычными гибридными породами. В настоящей работе рассматриваются именно такие образования — (эльпидито-) микроклино-кварцевые жилы в ксенолитах вулканогенно-осадочных пород среди нефелиновых сиенитов, сформировавшиеся при активном участии щелочных растворов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Породы расслоенного комплекса г. Киткнюн, расположенной на юго-западе Ловозерского массива, представлены преимущественно нефелиновыми сиенитами — фойяитами и люавритами. Среди этих пород широко распространены линзовидные ксенолиты вулканогенно-осадочных пород так называемой ловозерской свиты и много реже вмещающих архейских гранито-гнейсов (рис. 1). Они имеют протяженность от первых метров до 500 м и мощность от 20 см до 50 м. Вулканогенно-осадочные породы сложены базальтами, в том числе оливиновыми, с большим или меньшим участием метаморфизованного осадочного (включая пепловый) материала — вплоть до кварцитов и гравеллитов. Соответственно состав пород определяется в основном количественными соотношениями диопсида¹ (авгита), альбита и кварца. Характерными акцессорными минералами являются форстерит, магнетит, хромит, фторапатит и ильменит, вторичными — рутил, титанит, актинолит, эденит, магнезиальная роговая обманка, флогопит, антигорит, гриналит и кальцит. Макроскопически это — различной контрастности полосчатые породы черного, серого, коричневого разных оттенков, вплоть до белого, цветов, зернистость которых изменяется от чрезвычайно тонкой в базальтах до средней и даже грубой в метаосадках.

Породы ловозерской свиты конформны вмещающим нефелиновым сиенитам. Контакты между этими комплексами всегда чрезвычайно резкие, но микроскопическими методами в вулканогенно-осадочных породах фиксируется фенитизация (замещение авгита эгирином и щелочными амфиболами, среднего плагиоклаза — альбитом и микроклином, ильменита — титанитом и лоренценитом, нефелинизация, эвдиалитизация, появление послойной вкрапленности лопарита, пирохлора и др.), плавно спадающая от контакта со щелочными породами вглубь ксенолита. Резко несогласный контакт вулканогенно-осадочных пород с архейскими гранито-гнейсами маркируется линзовидными прослоями брекчий с округлыми и остроугольными (иногда весьма причудливой формы) обломками (до 520 см в поперечнике) массивных базальтов, гранито-гнейсов, гранитных пегматитов и кварцевых жил без каких-либо следов их контактово-метасоматического изменения.



Рис. 1. Выходы вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты на г. Киткнюн.

Fig. 1. Outcrops of volcanogenic-sedimentary rocks of Lovozerskaya series on the Kitknyun Mt.

¹ Все указанные при описании пород минералы (если специально не оговорено) диагностированы нами рентгенофазовым методом и по данным микронзондового анализа.

В самих вулканогенно-осадочных породах наблюдаются различной мощности (от первых сантиметров до 80 см) секущие или послойные (эльпидито-) микроклино-кварцевые жилы с необычной редкометалльной минерализацией, во многом похожей на таковую жильного комплекса гранитов.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ЖИЛ

Основные типы жил гранитных пегматитов в вулканогенно-осадочных породах г. Киткхюн мы рассмотрим на двух конкретных примерах, отражающих соответственно их как наиболее примитивный, так и наиболее богатый минеральный состав, в том числе и в отношении редкометалльных минералов.

Наиболее примитивная по набору минералов *ильменито-кварцево-полевошпатовая жила № 1* мощностью до 3.5 см (рис. 2) на протяжении более 5 м рассекает широкополосчатые вулканогенно-осадочные породы, сложенные тонкозернистым агрегатом альбита и диопсид-геденбергита с аксессуарными фторапатитом, ильменитом и магнетитом. Зальбанды жилы (3—5 мм) сложены микрографическим агрегатом микролин-пертита и кварца, в котором идиоморфные игольчатые кристаллы кварца растут от контактов вовнутрь жили, а интерстиции между ними заполнены микролин-пертитом. Промежуточные зоны (8—10 мм), наоборот, сложены более идиоморфными кристаллами микролин-пертита (до 1 см в поперечнике и 5 мм в толщину), пространство между которыми заполнено изометричными зернами кварца (до 4 мм в поперечнике). Здесь же присутствуют растущие от зальбандов тонкопластинчатые кристаллы ильменита (до 1.5 см в длину и 0.5 мм в толщину) и флогопита (7×0.1 мм), а также мелкие (до 0.2 мм в поперечнике) дипирамидальные кристаллы циркона. Осевая зона (0—4 мм) сложена более крупными (1×4 мм) зернами кварца, вытянутыми вдоль простирания жилы, и также ориентированными толстотаблитчатыми кристаллами ильменита (4×1 мм). На расстоянии до 5 мм от жилы вулканоген-



Рис. 2. Ильменито-кварцево-полевошпатовая жила № 1 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткхюн.

Fig. 2. Ilmenite-feldspar-quartz vein N 1 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kikhnyun Mt.

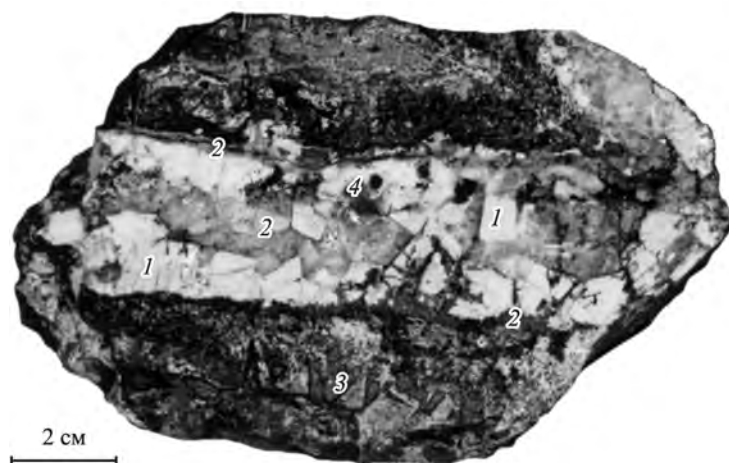


Рис. 3. Эльпидито-полевошпато-кварцевая жила № 2 в фенитизированных вулканогенно-осадочных породах г. Киткнюн. 1 — микроклин, 2 — кварц, 3 — эгирин, 4 — нарсарсукит.

Fig. 3. Elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in fenitized volcanogenic-sedimentary rocks of Kitknyun Mt: 1 — microcline, 2 — quartz, 3 — aegirine, 4 — narsarsukite.

но-осадочные породы осветлены за счет альбитизации, наблюдается образование лоренцита по ильмениту.

Наиболее интересная в отношении редкометалльных минералов послойная *эльпидито-полевошпато-кварцевая жила № 2* мощностью от 5 до 50 см, горизонтально залегающая в тонкополосчатых вулканогенно-осадочных породах, вскрыта на площади 30×20 м, а отдельные ее глыбы прослеживаются еще на расстоянии 50 м. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы сложены тонкополосчатым агрегатом кварца, альбита и диопсида с акцессорными форстеритом (только в базальтовых слойках), ильменитом, фторапатитом и магнетитом, вторичными магнезиальной роговой обманкой, актинолитом, слюдами ряда флогопит—аннит, титанитом и рутилом, по которым и среди которых в процессе фенитизации крайне неравномерно развивались эгирин, микроклин, нефелин, эвдиалит, содалит, анальцит, (калиевый) магнезиоарфведсонит — ликит, лоренцит, нарсарсукит, эвдиалит, дэлиит, карнасуртит, пироклор, лопарит и пирит. Сама жила характеризуется отчетливым симметрично-зональным строением (рис. 3).

Зальбанды жилы представлены кварцевыми слойками мощностью 0.5—2 см. Промежуточные зоны (1—10 см) сложены друзами хорошо образованных желтовато-белых таблитчатых кристаллов микроклина (до 15 см в длину и 8 см в толщину), розовых призматических кристаллов эльпидита (до 10 см в длину), черных шестигранных длиннопризматических кристаллов эгирина (до 10 см в длину и 1.5 см в толщину) и их радиально-лучистых агрегатов (до 10 см в диаметре), а также белыми уплощенно-призматическими кристаллами пектолита (до 1 см в длину), пространство между которыми заполнено кварцем. Осевая зона (до 20 см) сложена «сливным» кварцем с линзовидными сегрегациями белого мелкозернистого альбита (до 6 см в поперечнике) и многочисленными кавернозными пустотами (вероятно, из-за выщелачивания сфалерита, изумрудно-зеленые «изъеденные» реликты которого, достигающие 6 мм в поперечнике, здесь широко распространены), стенки которых нередко инкрустированы призматическими и псевдодипирамидальными кристаллами кварца. В этих пустотах присутствуют бесцветные до темно-коричневых уплощенно-призматические кристаллы эпидимита (до 5 мм в длину), желтые октаэдрические кристаллы минералов группы пироклора (до 0.6 мм в поперечнике), бесцветные, белые до розовых призматические до игольчатых кристаллы эльпидита (до 3 мм в длину). Здесь же наблюдаются

ся крупные (до 2 см в диаметре) желваки оксидов марганца (вернадит, романешит и тодорокит), щетки мелких кристаллов рутила, анатаза и брукита, скопления мелких (до 0.5 мм в поперечнике) фиолетовых зерен флюорита, белые до оранжево-коричневых из-за пленок гетита сферолиты (до 2 мм в диаметре) минералов ряда терновит—хошелагаит, желтые порошковатые массы и ячеистые агрегаты рабдофана-(Ce), монацита-(Ce), бастнезита-(Ce) и других (более точно не диагностируемых) продуктов изменения эвдиалита (?), в которых изредка присутствуют одиночные таблитчатые кристаллы катаплеита (до 1 мм в диаметре) и сноповидные сростки (до 0.5 мм в длину) белых длиннопризматических кристаллов гемиморфита. Иногда желтые октаэдры (церио-, плюмбо-) пирохлора «плавают» непосредственно в массе водяно-прозрачного «сливного» кварца, где также присутствуют и неправильной формы выделения (до 1 см в поперечнике) скрытокристаллического фарфоровидного пирохлора.

В подстилающих фенитизированных вулканогенно-осадочных породах на глубину до 50 см простирается зона обогащения нарсарсукидом, белые, серые и желтые таблитчатые кристаллы которого достигают 8×2 см, и эвдиалитом, образующим распределенные пятнами зональные ромбоэдрические кристаллы (до 2 см в длину, но обычно не более 8 мм). Здесь же присутствуют аполопаритовый лоренценит, апоильменитовый титанит, аподиопсидовые эгириин, магнезиоарфведсонит и ликит, а также мелкие зерна фторапатита, лопарита, карнасурита и уранистого пирохлора (до уранипирохлора в тонких краевых зонах). В виде мельчайших включений в эвдиалите находятся дэлиит, микроклин, натролит и титанит.

Как отмечалось, прочие жилы имеют промежуточный минеральный состав. Ниже дано описание редкометалльных минералов, образовавшихся либо непосредственно в рассматриваемых жилах, либо в участках околожильного изменения вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Химический состав минералов определен на микроанализаторе MS-46 Cameca в 4—10 точках; в таблицах приведено среднеарифметическое содержание по зерну (зоне). Рентгеновская диагностика фаз проведена по дебаеграммам. Электронно-микроскопические изображения получены при помощи сканирующего электронного микроскопа LEO-1450.

ОПИСАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Лопарит $(\text{Na,REE,Ca})_2(\text{Ti,Nb})_2\text{O}_6$ — довольно редкий минерал участков околожильной фенитизации вулканогенно-осадочных пород, где он образует как неправильной формы зерна, так и хорошо образованные двойники по флюоритовому закону (размером не более 0.5 мм) между кристаллами породообразующих минералов, ассоциируя с нефелином, эвдиалитом, содалитом, эгирином и щелочными амфиболами. Кроме того, округлые зерна лопарита (до 3 мм в поперечнике) встречены в промежуточной зоне жилы № 2, где они приурочены к границам между кристаллами микроклина и кварцем. Дефицит суммы оксидов элементов, по данным микрозондового анализа (табл. 1), предполагает наличие в составе минерала ОН-групп, т. е. здесь могут иметь место замещения по схемам типа $\text{REE}^{3+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + (\text{OH})^-$ или $\text{Na}^+ + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \square + (\text{OH})^-$, вероятно, осуществляемые на регрессивном этапе минералообразования (декатионизации). Дебаеграма минерала близка к эталонной по ICDD.

Пирохлор $(\square, \text{Ca,Na,REE})_2(\text{Nb,Ta})_2(\text{O,OH})_7$ является одним из характерных минералов зон околожильного изменения вулканогенно-осадочных пород, где в ассоциации с альбитом, микроклином, лопаритом, фторапатитом, ильменитом, ликитом, эгирином, лоренценитом, эвдиалитом и титанитом образует мелкие (до 0.2 мм) изометричные зерна и неполногранные октаэдрические кристаллы, слагающие согласные с полосчатостью цепочки. Часто такие зерна и кристаллы несут следы растворения, для них характерны темноокрашенные области, плеохроичные дворники. По данным микрозондового анализа, химический состав пирохлора характеризуется повышенным содержанием урана, достаточно высокой степенью декатионизации позиции А и повышенным содержанием воды. Рентгеновские исследования показали метамиктность

Таблица 1

**Химический состав редкометалльных оксидов из гранитного пегматита № 2
и участков изменения вмещающих вулканогенно-осадочных пород г. Киткнун (мас. %)**

**Chemical composition of rare-metal oxides in the granite pegmatite № 2 and some spots
with substitution in host volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt (wt %)**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	10.42	0.30	0.25	1.05	0.39	0.09	—	—
K ₂ O	0.05	0.11	0.17	0.40	0.26	—	—	—
CaO	3.67	6.19	0.25	4.16	0.24	2.29	1.26	7.11
SrO	2.01	3.40	2.55	1.80	0.73	0.32	—	—
BaO	—	1.63	0.91	0.40	0.60	0.15	—	—
ZnO	—	—	1.60	0.65	1.66	2.78	2.55	0.30
PbO	—	0.87	2.86	4.58	26.38	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	1.65	3.36	0.49
MnO	—	—	—	—	—	0.26	—	—
Y ₂ O ₃	—	—	0.38	—	0.34	—	—	—
La ₂ O ₃	8.17	0.23	3.89	1.98	1.49	0.78	—	—
Ce ₂ O ₃	15.88	1.57	6.28	3.76	3.90	2.12	—	—
Pr ₂ O ₃	0.90	—	0.55	—	0.27	—	—	—
Nd ₂ O ₃	3.55	0.39	1.41	0.46	1.02	0.62	—	—
Sm ₂ O ₃	0.31	0.10	0.33	—	0.39	—	—	—
ThO ₂	0.68	—	—	—	0.47	—	—	—
UO ₂	—	13.25	1.95	—	0.82	—	—	—
TiO ₂	35.50	10.09	1.65	0.21	1.58	0.57	0.39	0.41
ZrO ₂	—	0.29	0.88	0.68	3.40	—	—	—
Nb ₂ O ₅	14.43	39.72	49.38	58.77	42.69	64.77	74.53	69.96
Ta ₂ O ₅	1.06	2.92	0.87	0.76	0.69	—	—	0.07
Fe ₂ O ₃	0.96	0.79	0.84	0.45	1.21	0.71	—	—
Al ₂ O ₃	0.09	0.09	0.59	0.04	0.44	—	—	—
SiO ₂	0.61	0.46	6.33	9.38	6.50	0.14	0.08	0.43
P ₂ O ₅	—	—	0.35	—	0.32	—	—	—
Σ	98.29	82.40	84.27	89.53	95.79	77.25	82.17	78.77
Коэффициенты в формуле								
Na	1.16	0.04	0.03	0.11	0.05	0.02	—	—
K	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	—	—	—
Ca	0.23	0.48	0.02	0.24	0.02	0.32	0.16	0.94
Sr	0.07	0.14	0.09	0.06	0.03	0.03	—	—
Ba	—	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	—	—
Zn	—	—	0.07	0.03	0.08	0.27	0.22	0.03
Pb	—	0.02	0.05	0.07	0.47	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	0.32	0.59	0.09
Mn ²⁺	—	—	—	—	—	0.03	—	—
Y	—	—	0.01	—	0.01	—	—	—
La	0.17	0.01	0.09	0.04	0.04	0.04	—	—
Ce	0.33	0.04	0.14	0.07	0.09	0.10	—	—
Pr	0.02	—	0.01	—	0.01	—	—	—
Nd	0.07	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	—	—
Sm	0.01	—	0.01	—	0.01	—	—	—
Th	0.01	—	—	—	0.01	—	—	—
U	0.00	0.22	0.03	—	0.01	—	—	—
Σ	2.07	1.02	0.61	0.67	0.89	1.17	0.97	1.06

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Nb	0.37	1.30	1.39	1.43	1.26	3.85	3.96	3.91
Ta	0.02	0.06	0.01	0.01	0.01	—	—	—
Ti	1.53	0.55	0.08	0.01	0.08	0.06	0.03	0.04
Zr	—	0.01	0.03	0.02	0.11	—	—	—
Fe ³⁺	0.04	0.04	0.04	0.02	0.06	0.07	—	—
Al	0.00	0.01	0.04	—	0.03	—	—	—
Si	0.04	0.03	0.39	0.51	0.43	0.02	0.01	0.05
P	—	—	0.02	—	0.02	—	—	—
Σ	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	4.00	4.00	4.00
H	0.35	8.49	6.54	3.77	1.84	19.97	13.96	17.49
O	6.31	10.03	8.70	7.25	6.46	21.12	17.92	19.76

Примечание. 1, 2 — соответственно лопарит и U-пирохлор из зоны изменения вулканогенно-осадочных пород; 3—5 — соответственно цериопирохлор (ядра зональных кристаллов), пирохлор (промежуточные зоны) и плюмбопирохлор (краевые зоны) из осевой зоны жилы № 2; 6 — терновит-хошелагаитовая оторочка вокруг зерна зонального пирохлора; 7 и 8 — соответственно терновит внутренних и хошелагаит внешних частей зонального сферолита из пустоты в кварце центральных участков жилы № 2. Прочерк — концентрация ниже чувствительности анализа. Весь недостаток суммарного содержания катионов отнесен на счет воды. Расчет формулы осуществлен на основе $\Sigma_B = 2.00$ для лопарита и минералов группы пирохлора и $\Sigma_B = 4.00$ для минералов ряда хошелагаит—терновит.

минерала; все эти факторы обуславливают неустойчивость пирохлора под электронным зондом. В осевой части жилы № 2 пирохлор образует изометричные тонкозернистые включения, вкрапленные в зерна кварца, или промежуточные зоны лимонно-желтых октаэдрических кристаллов (до 0.6 мм в поперечнике), нарастающих в кавернозных пустотах на альбит, микроклин и кварц (рис. 4). Ядра таких кристаллов сложены цериопирохлором, промежуточная зона — пирохлором, внешняя — плюмбопирохлором (иногда кайма плюмбопирохлора отсутствует, а иногда, наоборот, поглощает весь кристалл). Нередко эти кристаллы окружены тонкими (до 0.1 мм в толщину) параллельно-шестоватыми оторочками эльпидита или терновита. По данным микрозондового анализа, химический состав пирохлора характеризуется высокой вакантностью позиции А, которая может частично компенсироваться вхождением в нее

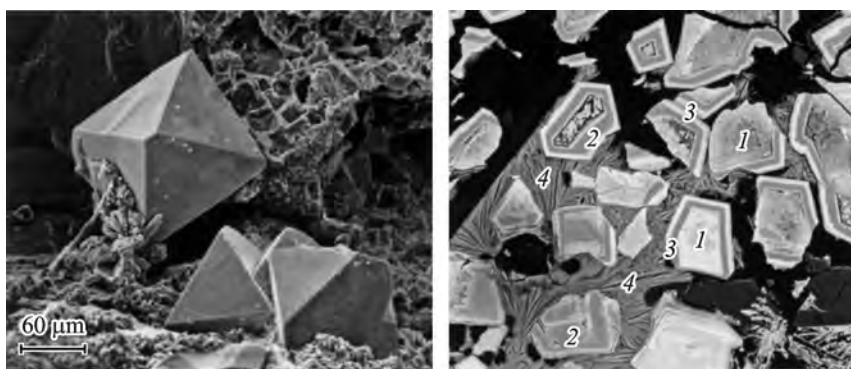


Рис. 4. Морфология и анатомия кристаллов пирохлора из эльпидито-полевошпато-кварцевой жилы № 2 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткнун.

1 — цериопирохлор, 2 — пирохлор, 3 — уранпирохлор, 4 — эльпидит.

Fig. 4. Morphology and anatomy of pyrochlore crystals from the elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kithnyun Mt: 1 — ceriopyrochlore, 2 — pyrochlore, 3 — uranopyrochlore, 4 — elpidite.

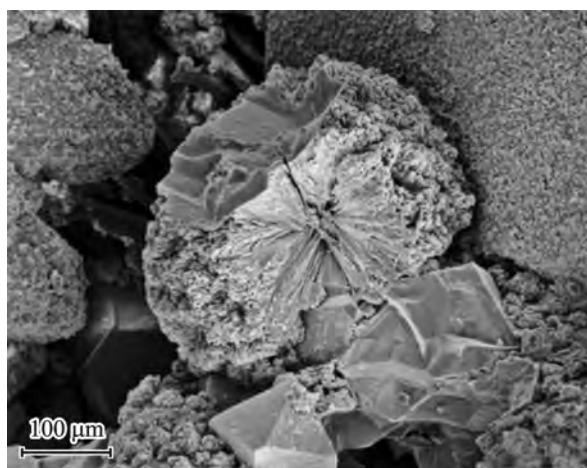


Рис. 5. Сферолиты терновита (*внутренняя* тонковолокнистая часть) и хошелагаита (*внешняя* раскристаллизованная зона) с пирохлором на кварце из пустоты в эльпидито-полевошпато-кварцевой жиле № 2 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткнун.

Fig. 5. Spherulites of ternovite (the inner, thin-fibrous part) and hochelagaite (the outer, Crystallized part) with pyrochlore on quartz, from a cavity in elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt.

воды, обуславливая сохранность (по данным рентгеновских исследований) кристаллической структуры минерала.

Цериопирохлор-(Ce) $(\square, \text{REE})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2(\text{O}, \text{OH})_7$, повторим, образует ядра мелких (до 0.6 мм в поперечнике) желтых октаэдрических кристаллов, внешние зоны которых представлены пирохлором и плумбопирохлором в пустотах осевой части жилы № 2. По данным микрозондового анализа (см. табл. 1, рис. 4), цериопирохлор-(Ce) характеризуется высокой степенью декатионизации позиции А и повышенным содержанием воды, которая, по-видимому, может частично компенсировать дефицит катионов, так что в целом минерал дает отчетливую рентгенограмму порошка.

Плюмбопирохлор $(\square, \text{Pb}, \text{REE})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2(\text{O}, \text{OH})_7$ в виде собственных мелких (до 0.5 мм в поперечнике) коричневато-желтых октаэдрических кристаллов и каемок вокруг кристаллов цериопирохлора разной толщины встречен в альбитовых сегрегациях, массивном кварце и кавернозных пустотах осевой зоны жилы № 2. По данным микрозондового анализа для плумбопирохлора характерен дефицит катионов в позиции А, хотя и не такой значительный, как в предыдущих случаях, и более низкое содержание воды. Как отмечалось, рентгеновские исследования показали высокую степень кристалличности рассматриваемого минерала.

Терновит $\text{MgNb}_4\text{O}_{11} \cdot 8-10\text{H}_2\text{O}$ встречен в эльпидито-полевошпато-кварцевой жиле № 2 (рис. 5), где он слагает тонковолокнистые внутренние части терновито-хошелагоитовых сферолитов (до 1—3 мм в диаметре), нарастающих на инкрустированные кристаллами кварца и альбита стенки кавернозных пустот в кварце осевой зоны в ассоциации с минералами группы пирохлора, эльпидитом, эпидилимитом, анатазом, гетитом и гидроксидами марганца. Изредка его параллельно-волокнистые агрегаты образуют тонкие (до 0.1 мм) оторочки вокруг кристаллов минералов группы пирохлора, визуально почти неотличимые от выделений эльпидита. Химический состав минерала и его дебаеграмма соответствуют таковым терновита Ковдорского массива (Иванюк и др., 2002).

Хошелагаит $\text{CaNb}_4\text{O}_{11} \cdot 8-10\text{H}_2\text{O}$ образует бесцветные уплощенно-призматические кристаллы (до 1 мм в длину), нарастающие в виде внешней зоны на сферолиты тонковолокнистого терновита в кавернозных пустотах осевой зоны жилы № 2. Пленки гетита часто придают поверхности таких сферолитов буровато-розовую окраску.

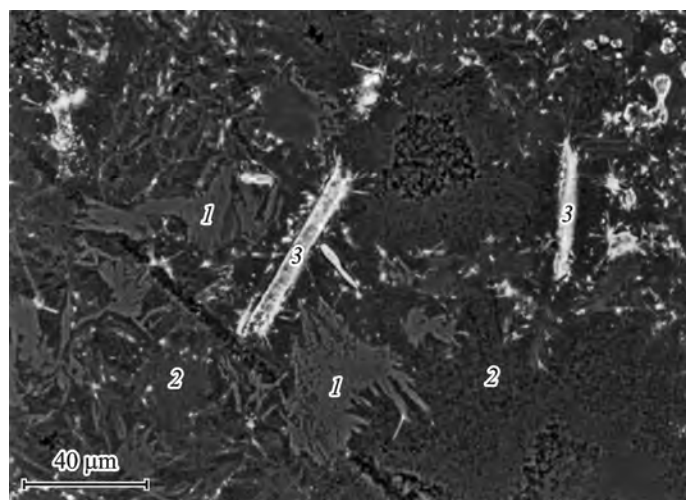


Рис. 6. Срастания романешита (1) и вернадита (2), с включениями рабдофана-(Ce) (3) из эльпидито-полевошпато-кварцевой жилы № 2 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткнюн.

Fig. 6. Intergrowths of romaneshchite (1) and vernadite (2) with inclusions of rhabdophane-(Ce) (3), from elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt.

По данным микрозондового анализа минералов ряда терновит—хошеллагаит, их химический состав широко варьирует. Наиболее важной примесью является цинк, заимствованный в ходе растворения сфалерита, причем в фазах промежуточного состава вероятно обнаружение даже цинкового аналога терновита. Дебаеграмма минерала совпадает с эталонной по ICDD.

Романешит $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$ совместно с вернадитом слагает черные плотные тонкозернистые желваки (до 6 мм в поперечнике), окружающие вернадитовые псевдоморфозы по кристаллам ильменита в осевой и промежуточных зонах жилы № 2 (рис. 6), а также дендритовидные выделения в окружающих вулканогенно-осадочных породах. В полированных шлифах выделения романешита легко распознаются благодаря его более высокой твердости: на промежуточных стадиях изготовления шлифов участки с романешитом отличаются большим блеском. По данным микрозондового анализа, химический состав романешита (MnO 66.79, BaO 11.21, ZnO 3.41, SiO_2 0.54, CaO 0.24, PbO 0.21, K_2O 0.19, Σ 82.59 мас. %) при допущении, что $\text{Mn}^{4+} : \text{Mn}^{3+} = 3 : 2$ и $\text{Mn} + \text{Si} = 5$, отвечает формуле $[\text{Ba}_{0.38}\text{Zn}_{0.22}\text{K}_{0.02}(\text{H}_2\text{O})_{1.57}]_{2.19}(\text{Mn}_{2.97}^{4+}\text{Mn}_{1.98}^{3+}\text{Si}_{0.05})_{5.00}\text{O}_{9.64}$, достаточно близкой к теоретической. Дебаеграмма минерала близка к эталонной по ICDD.

Циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ — характерный аксессуарный минерал примитивных микроклино-кварцевых жил, в том числе жилы № 1, где он в ассоциации с ильменитом образует изометричные дипирамидально-призматические кристаллы (до 1 мм в поперечнике) в интерстициях агрегата зерен кварца. Интересно, что в более сложных по составу гидротермально-переработанных жилах циркон практически отсутствует — здесь главными минералами циркония являются эльпидит и эвдиалит. По данным микрозондового анализа (табл. 2), циркон практически не содержит примесей, а его дебаеграмма соответствует эталонной по ICDD.

Эльпидит-1 $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_6\text{O}_{15}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — один из главных минералов жилы № 2, в приконтактных зонах которой он образует бледно-розовые призматические кристаллы (до 8 см в длину и 5×2 см в поперечнике) с доминирующими гранями ромбических призм $\{110\}$, $\{011\}$ и подчиненным развитием граней пинакоидов $\{010\}$, $\{100\}$ и ромбической дипирамиды $\{111\}$. Большинство кристаллов неполногранные, с искаженными гранями (округлыми, вогнутыми, мозаичными). Обычно кристаллы эльпидита

Таблица 2

**Химический состав редкометалльных силикатов из гранитных пегматитов
и участков околожильного изменения вмещающих вулканогенно-осадочных пород
г. Киткнюн (мас. %)**

**Chemical composition of rare-metal silicates in granite pegmatites and some spots
of the near-vein substitution in host volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt (wt %)**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	—	8.69	9.13	0.35	12.00	13.74	—
K ₂ O	—	0.27	—	16.13	0.16	0.33	0.20
CaO	—	0.05	—	0.07	16.64	10.29	0.45
SrO	—	—	0.28	0.23	1.60	2.08	—
BaO	—	—	—	—	0.48	0.30	—
ZnO	—	—	0.04	—	—	—	—
MnO	—	—	—	0.25	2.98	1.63	—
FeO	—	—	—	0.03	4.91	5.23	—
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	0.26	—	—
La ₂ O ₃	—	—	—	—	0.14	—	2.82
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	0.50	0.48	10.37
Pr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.60
Nd ₂ O ₃	—	—	—	—	0.12	0.15	3.23
Sm ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.36
ThO ₂	—	—	—	—	—	—	0.56
TiO ₂	—	—	—	0.25	0.46	0.40	13.65
ZrO ₂	66.77	19.93	20.43	20.94	11.95	11.40	0.31
HfO ₂	0.73	0.20	0	—	0.34	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	0.46	—	0.85	0/39	1.59
Fe ₂ O ₃	0.20	—	—	—	—	—	1.95
Al ₂ O ₃	—	0.05	0.08	0.24	—	0.14	9.61
SiO ₂	32.60	60.41	59.15	62.17	51.51	50.33	34.80
Cl	—	—	—	0.06	1.18	0.99	—
H ₂ O	—	10.40	10.43	—	0.53	2.33	19.50
Σ	100.30	89.60	89.57	100.72	100.08	97.88	80.50
Коэффициенты в формуле							
Na	—	1.65	1.74	0.07	11.58	13.66	—
K	—	0.03	—	1.97	0.10	0.22	0.01
Ca	—	0.01	—	0.01	5.67	5.65	0.03
Sr	—	—	0.02	0.01	0.46	0.62	—
Ba	—	—	—	—	0.09	0.06	—
Fe ²⁺	—	—	—	—	1.84	2.02	—
Mn	—	—	—	0.02	1.26	0.71	—
Y	—	—	—	—	0.07	—	—
La	—	—	—	—	0.03	—	0.06
Ce	—	—	—	—	0.09	0.09	0.22
Pr	—	—	—	—	—	—	0.01
Nd	—	—	—	—	0.02	0.03	0.07
Sm	—	—	—	—	—	—	0.01
Th	—	—	—	—	—	—	0.01
Zr	0.99	0.95	0.98	0.98	2.90	2.85	0.01
Hf	0.01	0.01	—	—	0.05	—	—
Nb	—	—	0.02	—	0.19	0.09	0.04
Ti	—	—	—	0.02	0.17	0.16	0.59
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—	0.09

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Al	—	0.01	0.01	0.03	—	0.09	0.65
Si	1.00	5.92	5.83	5.95	25.64	25.82	2.00
Cl	—	—	—	0.01	0.99	0.86	—
H	—	6.80	6.86	—	1.77	7.96	7.47
O	4	18	18	15	75.28	79.17	10.74
Основание для рас- чета формулы	O = 4	O = 18	O = 18	O = 15	Si + Zr + Nb = 29	Si + Zr + Nb = 29	Si = 2

Примечание. 1 — циркон из осевой зоны жилы № 1; 2, 3 — крупный кристалл эльпидита из промежуточной зоны жилы № 2 и игольчатый эльпидит из оторочки вокруг кристалла плумбопирозлора из осевой зоны жилы № 2 соответственно; 4 — дәлиит из включений в эвдиалите из зоны изменения вулканогенно-осадочных пород, подстилающих жилу № 2; 5, 6 — эвдиалит из околожилных зон фенитизации вулканогенно-осадочных пород; 7 — карнасуртит из фенитизированных вулканогенно-осадочных пород, подстилающих жилу № 2. Прочерк — концентрация ниже чувствительности анализа. Весь недостаток суммарного содержания катионов отнесен на счет воды. Основание для расчета формулы показано в нижней строке таблицы.

пронизаны длиннопризматическими кристаллами эгирина и переполнены включениями кварца. Кроме того, розовато-коричневые призматические до игольчатых кристаллы эльпидита-II (до 2 мм в длину) в ассоциации с кристаллами эпидидимита и церро-, плумбо-пирохлора нарастают на щетки кристаллов кварца и альбита в пустотах осевой зоны (рис. 4). Здесь же встречены параллельно-шестоватые оторочки (до 0.5 мм в толщину) эльпидита-II, окружающие кристаллы минералов группы пирохлора. По данным микронзондового анализа (табл. 2), в составе эльпидита имеется небольшой недостаток катионов в позиции А и несколько повышенное содержание воды, что, вообще говоря, весьма характерно для этого минерала. Дебаеграмма эльпидита совпадает с эталонной по ICDD.

Дәлиит $K_2Zr[Si_6O_{15}]$ обнаружен в метасоматически измененных вулканогенно-осадочных породах, подстилающих жилу № 2, где совместно с титанитом образует мелкие (до 20×80 мкм) включения в центральных частях зональных метакристаллов эвдиалита, легко обнаруживаемые по характерной ярко-голубой катодоллюминесценции. Выделения дәлиита имеют сложную амебообразную форму (рис. 7) и, по-видимому, являются затравкой для роста эвдиалитовых кристаллов, который начинается при исчерпании ресурса калия в межзерновом растворе. В ассоциации с указанными минералами также присутствуют нарсарсуцит, альбит, натролит, магнезиоарфведсонит-ликит, ильменит, активно замещаемый титанитом и лоренценитом, оксиды марганца (вернадит и романешит), эгирин, U-пирохлор, лопарит, фторapatит и пирит. По данным микронзондового анализа, дәлиит имеет стехиометричный состав. Ввиду мелких размеров выделений и уникального химического состава минерала его рентгеновская диагностика не проводилась.

Эвдиалит $Na_2Ca_6(Fe^{2+}, Mn)_3Zr_3Si[Si_{25}O_{73}](Cl, OH)_2(OH, 2H_2O)$ — второстепенный, а местами главный минерал зон фенитизации вулканогенно-осадочных пород, в том числе связанных с рассматриваемыми жилами. Так, в подстилающих жилу № 2 породах встречаются довольно крупные (до 2 см в длину и 1 см в поперечнике) хорошо образованные зональные пойкилокристаллы эвдиалита с доминирующими гранями положительного ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$, гексагональной призмы $\{11\bar{2}0\}$ и базопинакоида $\{0001\}$. Чаще всего кристаллы эвдиалита более или менее интенсивно изменены — вплоть до замещения порошковатым агрегатом недиагностируемых рентгеновскими методами фаз. В постоянной ассоциации с эвдиалитом присутствуют нарсарсуцит, эгирин, магнезиоарфведсонит-ликит, титанит, лоренценит, лопарит, U-пирохлор, нефелин, содалит и другие характерные минералы фенитов. По данным микронзондового анализа, химический состав эвдиалита в целом отвечает стехиометрии, а наиболее существенные изоморфные замещения происходят по схемам $Mn_C, Si_E \leftrightarrow Ti_E$ и $Si_E + (OH) \leftrightarrow Nb_E + O$. Дебаеграмма минерала близка к эталонной по ICDD.

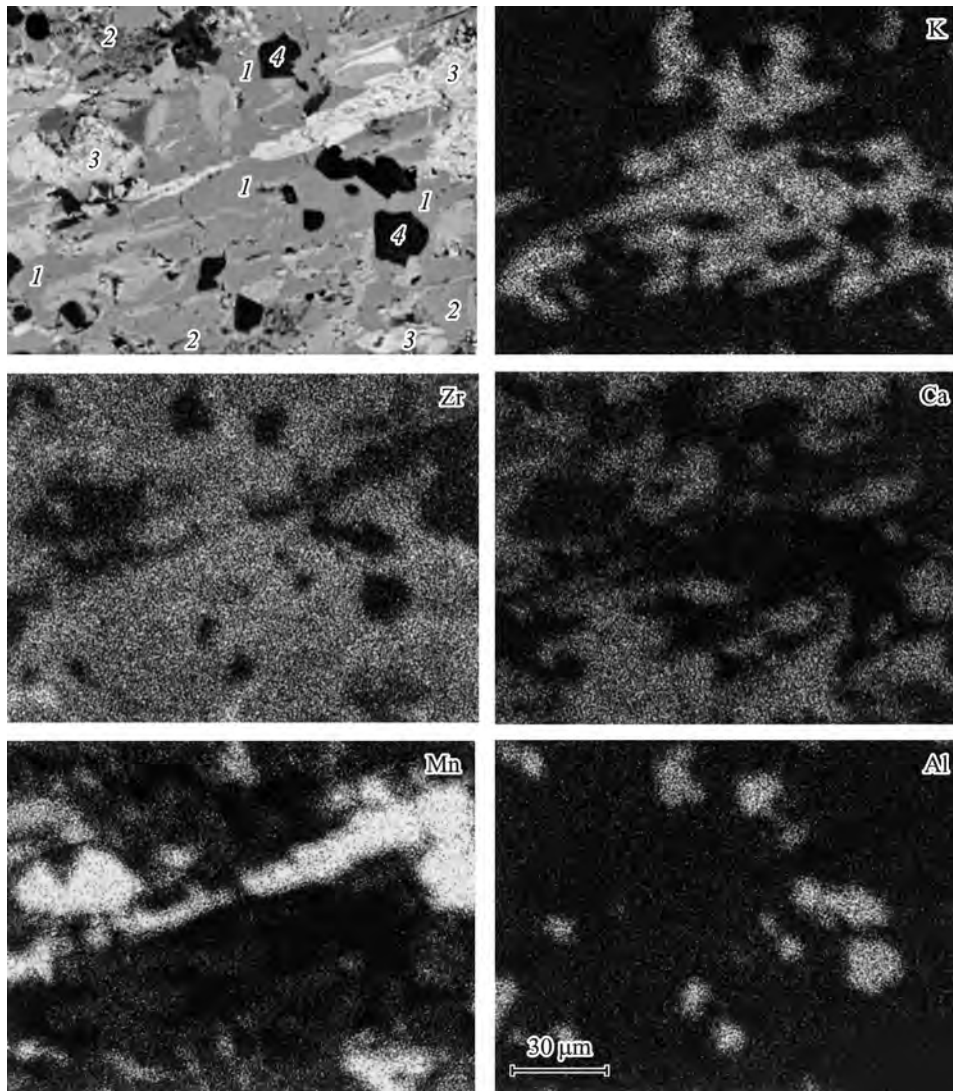


Рис. 7. Морфология выделений дэлиита (1) в ядрах зональных кристаллов эвдиалита (2) из вулканогенно-осадочных пород г. Киткньюн; РЭМ-изображения в отраженных электронах и характеристических лучах K, Zr, Ca, Mn и Al; 3 — смесь оксидов марганца, 4 — натролит.

Fig. 7. Morphology of dalyite segregations (1) in cores of zonal eudialyte crystals (2) from volcanogenic-sedimentary rocks of Kitknyun Mt; SEM images in back-scattered electrons and characteristic emissions of K, Zr, Ca, Mn and Al; 3 — mixture of Mn oxides, 4 — natrolite.

Катаплеит $\text{Na}_2\text{Zr}[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ изредка встречается в альбитовых сегрегациях в осевой зоне жилы № 2, где образует одиночные светло-коричневые таблитчатые кристаллы (до 1 мм в поперечнике) среди порошковатых продуктов изменения эвдиалита (?). Ввиду порошковатого строения выделений катаплеита, его состав определен только качественно при электронно-микроскопических исследованиях. Дебаеграмма минерала соответствует эталонной по ICDD.

Карнасуртум-(Ce) $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th})(\text{Ti}, \text{Nb})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ встречен в зоне изменения вулканогенно-осадочных пород вокруг жилы № 2, где образует мелкие (до



Рис. 8. Кристаллы эпидидимита (1) и пирохлора (2) из эльпидито-полевошпато-кварцевой жилы № 2 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткнюн.

Fig. 8. Crystals of epididymite (1) and pyrochlore (2) from elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt.

0.1 мм в поперечнике) белые пластинки в ассоциации с альбитом, щелочными амфиболами, эгириनावгитом, микроклином, нефелином, содалитом, фторapatитом, эвдиалитом, титанитом и лопаритом. По данным микронзондового анализа (табл. 2), состав карнасуртита близок к ранее опубликованному (Власов и др., 1959), хотя расчет на основе допущения, что $Si = 2$, дает сильно заниженные значения для всех прочих катионных позиций, особенно для позиции А. Это, как и метамиктизация карнасуртита-(Ce), может быть связано с декатионированием минерала на регрессивной стадии гидротермального процесса. Минерал рентгеноаморфен.

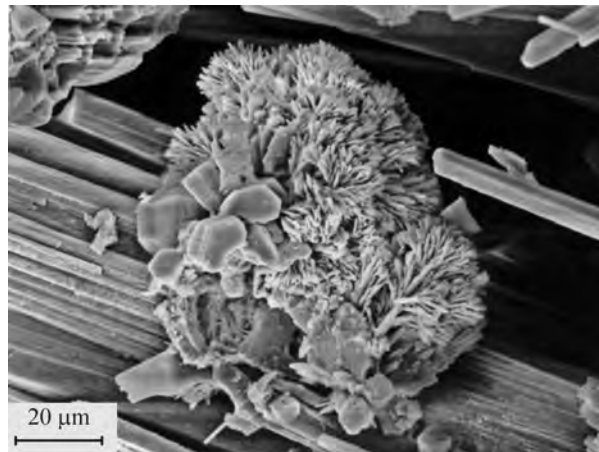


Рис. 9. Сноповидные сростки кристаллов рабдофана-(Ce) из эльпидито-полевошпато-кварцевой жилы № 2 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткнюн.

Fig. 9. Sheaf-like intergrowths of rhabdophane-(Ce) crystals from elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt.

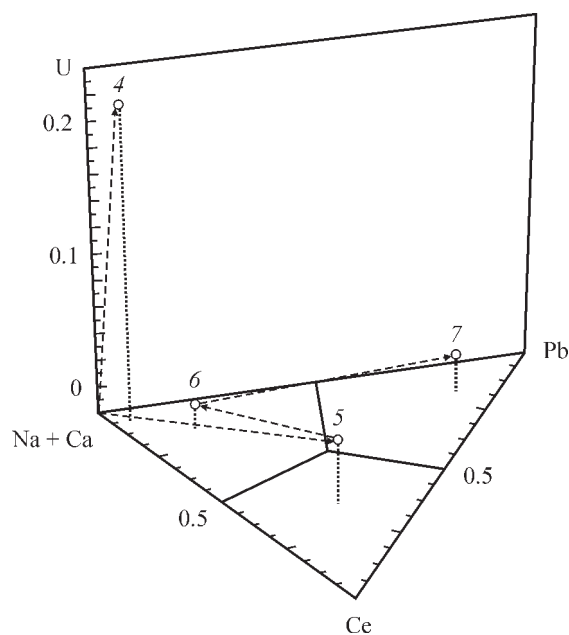


Рис. 10. Эволюция состава минералов группы пирохлора в эльпидито-полевошпато-кварцевой жиле № 2 в вулканогенно-осадочных породах г. Киткнун.

Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 10. Evolution of composition of the pyrochlore group minerals in elpidite-feldspar-quartz vein N 2 in volcanogenic-sedimentary rocks on the Kitknyun Mt. Numbers of points correspond to numbers in table 1.

Эпидидимит $\text{Na}[\text{BeSi}_3\text{O}_7](\text{OH})$ — характерный минерал осевой зоны жилы № 2, где в кавернозных кварце и альбите образует щетки бесцветных, белых или розовых уплощенно-призматических до пластинчатых кристаллов (рис. 8) и их колеччатых двойников в ассоциации со сфалеритом, эльпидитом и минералами группы пирохлора и ряда терновит—хошелагаит. Размер кристаллов эпидидимита достигает 5 мм в длину, а их скопления — 2 см в диаметре. В оформлении кристаллов участвуют грани пинакоидов $\{100\}$, $\{001\}$ и ромбических призм $\{110\}$ и $\{201\}$. Характерна частая штриховка вдоль удлинения кристаллов. По данным микрозондового анализа, состав эпидидимита в отношении Na и Si соответствует теоретическому: Na_2O 13.26, K_2O 0.04, SiO_2 77.18 мас. %. Дебаграмма минерала совпадает с эталонной по ICDD.

Рабдофан-(Ce) $\text{Ce}[\text{PO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — поздний гидротермальный минерал осевой зоны жилы № 2, в пустотах которой образует сноповидные сростки (до 0.5 мм в диаметре) призматических кристаллов (рис. 9), а внутри сегрегаций Mn-оксидов — дендритовидные сростки игольчатых индивидов и клиновидные скелетные кристаллы (рис. 6). По данным микрозондового анализа (SiO_2 0.50, P_2O_5 23.19, K_2O 0.12, CaO 1.72, ZnO 0.57, SrO 1.96, Y_2O_3 0.88, BaO 0.34, La_2O_3 13.41, Ce_2O_3 29.61, Pr_2O_3 2.62, Nd_2O_3 9.92, Sm_2O_3 1.35, Σ 86.18), состав рабдофана-(Ce) отвечает формуле $\text{Ce}_{0.50}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.16}\text{Ca}_{0.08}\text{Sr}_{0.05}\text{Pr}_{0.04}\text{Sm}_{0.02}\text{Y}_{0.02}\text{Zn}_{0.02}\text{Ba}_{0.01}[(\text{P}_{0.90}\text{Si}_{0.02})_{0.92}\text{O}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование рассматриваемых кварцево-микроклиновых жил начиналось по трещинам (преимущественно по слоистости) в совершенно не измененных вулканогенно-осадочных породах. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что всего в

нескольких метрах от таких жил в базальтовых прослоях присутствуют «свежие» кристаллы форстерита, диопсида и ильменита при полном отсутствии характерных продуктов фенитизации (эгирина, щелочных амфиболов, микроклина, лоренцита, нарсарсукита и др.). Иными словами, все перечисленные изменения приурочены к экзо-контактам жил, да и сами жилы несут следы интенсивной автотермической переработки щелочными растворами. Характер смены минеральных ассоциаций от зальбандов жил к их осевым частям более сходен с характером зональности пегматитовых жил, связанных со щелочными гранитами (Волошин, Пахомовский, 1986, 1988), чем с вероятной зональностью обычных керамических пегматитов, подвергнувшихся впоследствии фенитизации. В частности, главный минерал наиболее полно дифференцированной жилы № 2 эльпидит является здесь одним из ранних, как это и свойственно щелочным гранитам, тогда как в массивах нефелиновых сиенитов эльпидит кристаллизуется на завершающих этапах (Семенов, 1969; Яковлевская, 1981; Яковенчук и др., 1999; Пеков, 2001). Мы полагаем, что рассматриваемые жилы представляют собой пегматито-гидротермальные (гранофировые?) образования и являются закономерным (в отношении возрастания щелочности) этапом становления Ловозерского массива — следующим после траппового вулканизма и предшествующим щелочному. Ввиду того что ареал развития пород ловозерской свиты ограничен Ловозерским и Хибинским массивами, а в последнем эти породы переработаны практически «до неузнаваемости», сказать что-то более конкретное о происхождении рассматриваемых жил мы пока затрудняемся. Возможно, дополнительную информацию об этом дадут изотопные и термодинамические исследования.

Всего в изученных жилах и связанных с ними метасоматических ореолах нами установлено 45 минеральных видов, что явно превышает обычное видовое разнообразие не только гранитных, но и подавляющего большинства щелочных пегматитов и гидротермалитов. По-видимому, причины такого явления во многом обусловлены ярко выраженными катионообменными свойствами слагающих жилы минералов: эльпидита, эвдиалита, минералов группы пирохлора и ряда терновит—хошелагаит, способных на разных стадиях эволюции жилы накапливать в себе различные элементы, дальнейшее высвобождение которых порождает новые минеральные фазы.

Например, в микроклин-эльпидито-кварцевой жиле № 2 образование зональных кристаллов цериопирохлора-(Ce)—пирохлора—плюмбопирохлора обусловили следующие последовательно протекающие процессы, зафиксированные в зональности кристаллов (рис. 10):

1) растворение лопарита фенитизированных вулканогенно-осадочных пород и накопление Na, Ti, Nb, REE в межзерновом растворе;

2) кристаллизация Na-Ce-пирохлора и элипидита-II в пустотах бедной кальцием жилы гранитных пегматитов, Na-Ca-пирохлора и нарсарсукита в высококальциевых вулканогенно-осадочных породах;

3) вынос натрия из Na-пирохлора с образованием вакантного цериопирохлора-(Ce) в пегматитовой жиле (ан. 5 в табл. 1) и вакантного Ca-пирохлора во вмещающих породах (ан. 4 в табл. 1);

4) обрастание кристаллов вакантного цериопирохлора-(Ce) несколькими зонами Na-Ca пирохлора со слегка различающимися в отношении U, Si и REE составом и его последующая декатионизация в отношении Na (ан. 6 в табл. 1). По-видимому, обеднение растворов редкоземельными элементами произошло из-за массовой кристаллизации фосфатов и карбонатов: рабдофана-(Ce), монацита-(Ce), бастнезита-(Ce) и других минералов;

5) формирование зоны плюмбопирохлора (ан. 7 в табл. 1) посредством селективного поглощения декатионированным пирохлором свинца из межзерновых растворов, обогащенных им вследствие растворения галенита.² Эта зона расширяется вовнутрь

² В неизмененных вмещающих оливиновых базальтах встречены мелкие (до 100 мкм в поперечнике и 10 мкм в толщину) просечки по спайности порфиновых вкрапленников диопсида, сложенные в основном галенитом, а также халькозином, халькопиритом и миллеритом, выщелачивание которых в процессе фенитизации могло обогащать растворы Pb, Cu и Ni.

кристалла, нередко захватывая не только зону вакантного Са-пирохлора, но и вообще весь кристалл (большая часть достаточно мелких кристаллов превращена в плюмбопирохлор нацело).

Присутствие в поздних растворах цинка, заимствованного из сфалерита, привело к формированию (путем катионного обмена с терновитом) фазы, близкой к цинковому аналогу этого минерала, а поглощение урана декатионированным Са-пирохлором экзоконтактного ореола жилы — к образованию тонких зонк уранпирохлора в крайних частях кристаллов.

Такого рода превращения в титано-, ниобо- и цирконосиликатах щелочных металлов хорошо известны и даже используются в промышленных целях (Kuznicki, 1989; Braunbarth e. a., 2000; Иванюк и др., 2001). Поэтому можно полагать, что процессы декатионизации и селективного поглощения тех или иных элементов Na-Ti-минералами играют важную роль в формировании минерального богатства щелочных пород, тем более что концентрации экстрагируемых элементов в межзерновом растворе могут быть ничтожными, поскольку изменение состава катиообменников протекает сколь угодно долго — вплоть до настоящего времени. Весьма вероятно даже, что процессы катионного обмена могут при определенных условиях приводить к концентрированию редких элементов до промышленно значимого уровня.

Работы проводились в рамках проектов МПР РФ 51-2001-1/1 и 4-26/598 при финансовой поддержке ОАО «Апатит» и ЗАО «Минералы Лапландии».

Список литературы

- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
- Волошин А. В., Пахомовский Я. А. Минералы и эволюция минералообразования в амзонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1986. 168 с.
- Волошин А. В., Пахомовский Я. А. Минералы тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 242 с.
- Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Горяинов П. М., Коноплева Н. Г., Пахомовский Я. А., Кривовичев С. В. Природный минералогический автоклав / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты: Изд. МУП «Полиграф», 2002. С. 91—103.
- Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Ковдор. Апатиты: Минералы Лапландии, 2002. 343 с.
- Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак. М.: Наука, 1969. 164 с.
- Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 464 с.
- Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Минералы Хибинского массива. М.: Земля, 1999. 326 с.
- Яковлевская Т. А. Эльпидит / Минералы. Т. 3. Вып. 3: Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров. М.: Наука, 1981. С. 317—322.
- Braunbarth C., Hillhouse H. W., Nair S., Tsapatis M., Burton A., Lobo R. F., Jacubinas R. M., Kuznicki S. M. Structure of strontium ion-exchanged ETS-4 microporous molecular sieves. Chemistry of Materials. 2000. Vol. 12. P. 1857—1865.
- Kuznicki S. M. Large-pored crystalline titanium molecular sieve zeolites. U. S. Patent No. 4853202. P. 1989.

Поступила в редакцию
6 мая 2005 г.