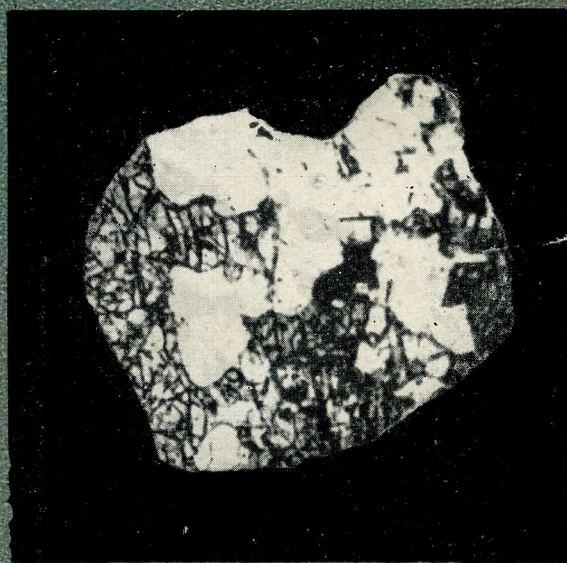


Академия наук СССР



Новые данные о минералах СССР



Издательство «Наука»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ им. А. Е. ФЕРСМАНА

Труды, вып. 18

НОВЫЕ ДАННЫЕ
О МИНЕРАЛАХ
СССР

п
БИБЛИОТЕКА
Минералогического музея
Академии Наук СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1968

Сборник посвящен описанию новых минеральных видов, разновидностей, находок редких минералов в различных месторождениях Советского Союза, результатов детальных исследований отдельных минералов и их важнейших групп современными методами. Приводится материал по изучению редкометалльных минералов, алмазов и других минералов.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук
проф. Г. П. БАРСАНОВ

Г. П. БАРСАНОВ

РАЗВИТИЕ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ АКАДЕМИИ НАУК ЗА 250 ЛЕТ
(1716—1966 гг.)

250 лет тому назад, в 1716 г. по приказу Петра I в Данциге у доктора медицины Готвальда была приобретена обширная по тому времени коллекция минералов (1195 образцов), с которой начал свое существование «Минеральный кабинет» Кунсткамеры, перешедший затем в Академию наук и выросший в крупное научное учреждение — Минералогический музей (рис. 1).

Отлично понимая необходимость естественноисторических и технических знаний для развития экономики государства и усиления военно-политической мощи России в ряду европейских держав, Петр I начал систематическую организацию новых центров науки, а также проведение крупных государственных мероприятий, связанных с исследованием, а затем эксплуатацией природных богатств огромной, богатой, но не познанной еще в то время страны. В качестве первого мероприятия, начинающего эпоху быстрого развития русской науки, им в 1714 г. была основана «Кунсткамера», по типу аналогичных собраний и музеев, широко развитых в то время в Европе.

Практическая направленность, с самого начала характеризовавшая развитие наук в России, быстро взяла верх над увлечениями эпохи, и собрания Кунсткамеры стали пополняться образцами руд, минералов, полезных растений и животных, предметами, характеризующими быт народов, населяющих Россию, и произведениями природы (Барсанов, 1953). В 1719 г. Кунсткамера была открыта для обозрения в здании Кикиных палат. К 1719 г. здесь сосредоточивается целый научный комплекс: коллекции, библиотека и примитивная лаборатория; выделен специальный штат — библиотекариус И. Д. Шумахер, смотритель «натуральных вещей» Бальтазар Шталь (он же химик), обслуживающие Кунсткамеру люди (семь человек). В специальном приказе Петра I написано: «Тогда приказал его Величество находящемуся под началом лейбмедика Арескина главного оной Кунсткамеры надзирателя, библиотекарю Шумахеру, поелику все в надлежащем порядке учреждено и расставлено, то бы впредь всякого желающего оную смотреть пускать и водить, показывая и изъясняя вещи» (Штелин, 1787)¹. Для привлечения посетителей с 1724 г. выделяется специально для угощения посетителей 400 руб. ежегодно.

В 1725 г. была создана Санкт-Петербургская Академия наук, что явилось решающим фактором для дальнейшего быстрого и бурного расцвета русской науки. Задачи Академии, призванной быть центром зарождаю-

¹ Цитирую по Т. В. Станюкович. Кунсткамера Петербургской Академии наук. Изд-во АН СССР, 1953.

щихся в России научных исследований, центром просвещения и подготовки столь нужных развивающемуся государству образованных людей, определялись уставом, утвержденным Петром I в 1724 г. По этому уставу Академия «есть собрание ученых и искусных людей, которые не токмо сии науки в своем роде знают., но и через новые инвенты оные совершить и умножить тщатся...»; членам академии «надлежит смотреть на состояние здешнего государства как в рассуждении обучающихся, так и обучающихся, и такое здание учинить, через которое бы не токмо слава сего государства для размножения наук нынешнем временем распространялась, но и через обучение и расположение оных польза в народе впредь была...» (цит. по П. П. Пекарскому, 1870). Для выполнения этих задач внутри Академии должны были быть организованы гимназия и университет, кабинеты естественной истории, лаборатории, обсерватории и другие учреждения.

Московская кунсткамера стала одним из учреждений Академии наук, и в 1726—1727 гг. все ее коллекции, экспонаты, материалы были размещены в новом построенном специально для Академии наук здании.

К этому времени, т. е. 30-м годам XVIII в., минеральные коллекции Кунсткамеры значительно пополнились за счет отдельных образцов, поступавших в дар русскому двору и Петру I (например, уникальный образец серебра из Конгсберга, Норвегия), новых приобретенных частных коллекций (например, коллекции Р. Арескина, президента Аптекарской канцелярии, купленная в 1726 г.), а также за счет образцов минералов, руд, горных пород, солей, поступивших от организованных в то время крупных академических экспедиций в Сибирь, на Камчатку и другие отдаленные провинции России. Таковыми были экспедиция приглашенного немецкого проф. Д. Мессершмидта; первая (1725 г.), а затем вторая (1733 г.) экспедиции для исследования земли Камчатки под руководством Г. Штеллера, фактически проведенные и законченные русским воспитанником Академии акад. С. Крашенинниковым (1713—1755 гг.).

Помимо коллекций из материалов этих экспедиций, в Кунсткамере и ее минеральном собрании накапливался материал, идущий через ведомства и людей, ведавших горным промыслом России. Практические деятели горного дела — В. В. Татищев, Г. Бурцев, Н. Клеопин, А. Нартов, В. Геннин и многие другие присылали в Москву и Петербург донесения о новых открытиях, образцы руд для испытаний, образцы заводской продукции и т. д. Эти материалы в значительной части также концентрировались в коллекциях Кунсткамеры, которая из собрания образцов иностранных минералов-раритетов постепенно становится ценным собранием, характеризующим минеральные богатства отдельных провинций России.

Постепенно обогащаясь, к 40-м годам XVIII в. Минеральный кабинет представлял уже не собрание «куриозных натуралий», а весьма обширное собрание естественнористорических коллекций, однако состоящих из разнохарактерного материала, который требовал систематизации, и вдумчивого обобщения накопленных фактов. Приглашенный в числе других европейских ученых в созданную Академию наук И. П. Гмелин (1709—1749 гг.) был первым ученым, которому поручили работу по заведованию, систематизации и приведению в порядок обособившегося Минерального кабинета. Работа над составлением каталогов-описей и разбором была усилена направлением в Кунсткамеру акад. И. Аммана, ботаника по специальности, к которому был прикомандирован только возвратившийся из-за границы (1741 г.) обучавшийся там естественным наукам М. В. Ломоносов.

Разбор коллекций Минерального кабинета и составление каталога были первой работой, порученной М. В. Ломоносову по возвращении из-за границы. Таким образом, М. В. Ломоносов был в числе первых сотрудников предшественника Минералогического музея — Минерального кабинета Кунсткамеры.

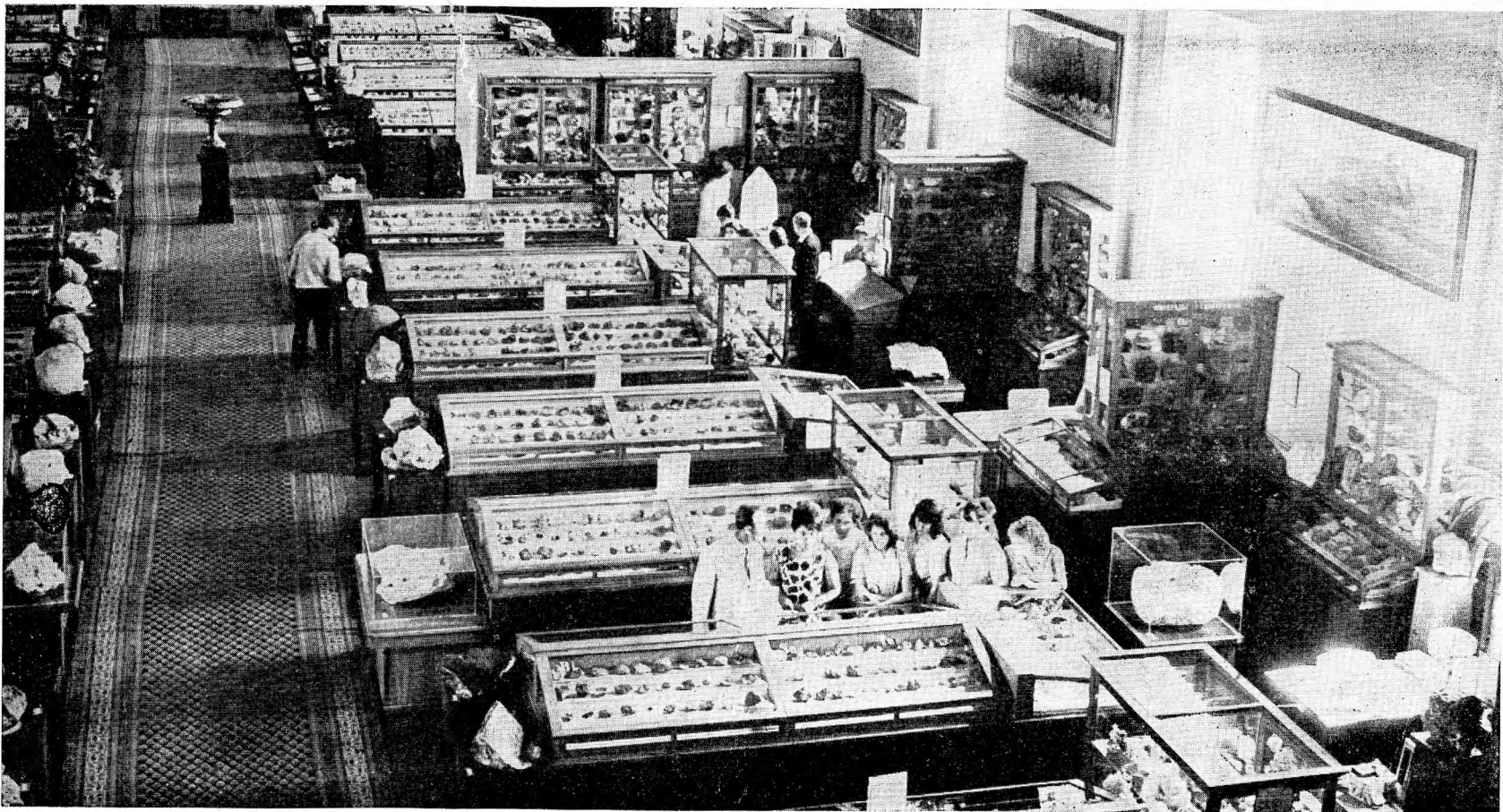


Рис. 1. Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана АН СССР. Современный вид выставочного зала

Известно, что во время пребывания за границей и обучения в Геттингене у И. Ф. Генкеля М. В. Ломоносов много внимания уделял наблюдению над рудными жилами и геологическими особенностями строения рудников и горных кражей Германии. Но есть все основания полагать, что именно работа над коллекциями Минерального кабинета пробудила в нем острый интерес к минералогии и полезным ископаемым России.

Почти пять лет занимался М. В. Ломоносов разбором коллекций и составлением каталога, который и вышел из печати в 1745 г. на латинском языке под названием: *Musei Imperialis Petropolitani, vol. I, pars tertia, qua continentur Res naturales ex regno minerali*. Здесь, как видим, появляется первое название Музей. Из знакомства с каталогом можно заключить, что к этому времени Минеральный кабинет содержал около 3000 образцов минералов и руд, в числе которых большое место занимали образцы с месторождений России.

Определенное желание Академии — сделать первоначальный комплекс Музеев, Кунсткамеру, центром общественного просвещения и внимания — достаточно ярко иллюстрируется фактом выпуска уже в 1741 г. первого богато иллюстрированного своеобразного путеводителя на русском и немецком языках под названием: «Палаты Санкт-петербургской Императорской Академии наук, библиотеки и Кунсткамеры, которых представлены планы, фасады и профили»¹. Из знакомства с каталогом можно заключить, что к этому времени Минеральный кабинет содержал около 3000 образцов минералов и руд, в числе которых большое место занимали образцы с месторождений России.

Несмотря на то, что формально Минеральный кабинет Кунсткамеры Академии наук не являлся учреждением, объединявшим научную работу натуралистов-минералогов того времени, он несомненно был в первой половине XVIII в. той единственной ячейкой, где можно было ознакомиться с научным фактическим материалом и где естественно как-то группировались и работали представители научной мысли.

Действительно, как нами уже указывалось, наиболее крупные натуралисты того времени И. Г. Гмелин, И. Амман, Д. Мессершмидт, С. Крашенинников, а также практические деятели горного дела этого периода В. И. Генин и др. и наконец сам М. В. Ломоносов или непосредственно работали в Минеральном кабинете, или способствовали своими материалами превращению его в крупный научный минералогический центр России XVIII в.

Работая над составлением каталога, М. В. Ломоносов глубоко научно осмысливал материалы Минерального кабинета. Представление о том, что минералогические мысли и предвидения М. В. Ломоносова, открытие им многих явлений в кристаллах, гипотеза о происхождении янтаря, мысли о законах сонахождения минералов в рудах связаны с его работами в Минеральном кабинете, невольно возникает при чтении его работ. Они сформулированы М. В. Ломоносовым и в его рапортах о составе и необходимости исследования солей (1745 г.), и в диссертации о природе селитры (1749 г.), словах и одах о янтаре, и, наконец, в его известных капитальных работах «Первые основания металлургии или рудных дел» (1763 г.)², «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757 г.), «О слоях земных» (1763).

Несомненно, с работой М. В. Ломоносова в Минеральном кабинете связаны открытие нового минерала — красной свинцовой руды, крокоита (Вернадский, 1911), а также мысль о необходимости продолжить и завершить сбор всех полезных минералов и увенчать эту работу написанием Российской минералогии, мысль, не оставлявшая М. В. Ломоносова до самой его смерти (Григорьев, Шафрановский, 1949).

¹ Печатано при Академии наук в Санкт-Петербурге в 1741 г.

² Закончена в рукописи в 1742 г.

Успешный рост и становление Минерального кабинета в качестве первичной научной минералогической ячейки в системе созданной Академии наук были прерваны пожаром Кунсткамеры в 1747 г. Выгорел нацело ряд помещений Кунсткамеры, здание сильно пострадало, погибли в огне многие ценнейшие коллекции и экспонаты — важный фактический материал по истории становления и развития науки в России первой половины XVIII в. Сильно пострадал и Минеральный кабинет. Большая часть коллекции (в частности, русских минералов) погибла, и только остатки ее были перенесены в соседний дом, принадлежавший фамилии горнозаводчиков Демидовых, где она в большом беспорядке и небрежении хранилась весь период восстановления здания Кунсткамеры, т. е. до 1766 г., когда остатки коллекции были вновь перенесены и экспонированы в прежнем виде в восстановленном здании Кунсткамеры. Однако коллекции настолько пострадали, что стала очевидна необходимость энергичного их восстановления и одновременного расширения и перестройки самой минералогической работы внутри Минерального кабинета.

Осматривавший их в 1767 г. проф. И. Гмелин писал: «Весьма сожалею, что такой кабинет, который, может быть, большим стал нежели все знатные вещи на свете, понеже от неразумного смотра в такое худое состояние пришел, что едва оный исправить возможно будет»¹.

Вторая половина XVIII в. в отношении специфики развития естественных наук в России характеризуется значительным расширением экспедиционных физико-географических исследований, давших огромные материалы для познания страны и обеспечивших резкий скачок в развитии естественных наук в России.

Эти первоначально астрономические экспедиции переросли в огромное естествогеографическое предприятие. Работа отрядов, в которые были включены натуралисты и географы, продолжалась шесть лет — с 1768 по 1774 г., а некоторые естествоиспытатели (например, К. Г. Лаксман, В. Ф. Зуев и др.) продолжали свои исследования по познанию естественных богатств России и позже (Барсапов, 1950; Фрадкин, 1948). Естественно, что сборы этих экспедиций и, в частности, добытый ими рудно-минералогический материал, представляли огромный интерес, значительно обогатив коллекции Минерального кабинета и повысив их научное значение. Одновременно Академия наук предприняла через государственный аппарат энергичные усилия для пополнения Минерального кабинета материалами с уже действующих рудников, заводов и т. д. Для этого были изданы правительственные указы, предписавшие всем губернским канцеляриям организовать сбор материала по естественным богатствам своей губернии и эти материалы отправлять в Академию наук. На Кунсткамеру и соответствующие кабинеты возлагалась задача хранения и научной обработки поступающего материала.

С 1767 г. руководителем Natur-камеры в Кунсткамере был назначен естествоиспытатель П. С. Паллас, пользовавшийся большим авторитетом. У Минерального кабинета появилась возможность пополнять коллекции за счет покупки частных собраний. В 1767 г. была приобретена очень большая (2425 образцов) и превосходная по материалу коллекция фрайбергского профессора И. Генкеля, содержавшая образцы минералов, частью горных пород и окаменелостей, собранных на территории средней и южной Европы. Были приобретены и другие коллекции. От экспедиций поступило более 1500 образцов руд, пород и ископаемых, также влившихся в Минеральный кабинет. Среди них замечательная находка, — метеорит «Палласово железо» из Сибири (1777 г.), полиметаллические и серебряные руды Алтая, совершенно новые неизвестные минералы (вилуит, гроссуляр, байкалит, ашарит-диоптаз и другие) из Якутии, Байкала, района Киргизских степей и многое другое.

¹ Архив АН СССР, ф. 3, оп. 1, № 309, лист 244.

Все это привело к тому, что собрания Минерального кабинета превратились снова в одно из самых богатых по тому времени собраний минералов в Европе и достигли к середине 80-х годов XVIII в. девяти с лишним тысяч образцов (Сольский, 1964).

В 80—90-х годах XVIII в. с целью распространения просвещения и паук в Академии для широкой публики читались лекции по разным отраслям научного знания, в том числе лекции и на минералогические темы адъюнктом В. М. Севергиным (Барсанов, 1959). Для этих лекций использовались подобранные образцы минералов, горных пород и окаменелостей. Таким образом, собрания Минерального кабинета приобрели большое культурно-просветительное значение.

В силу этих обстоятельств к началу 80-х годов XVIII в. возникла необходимость коренной реорганизации Минерального кабинета, его расширения и усовершенствования. Для этих целей руководством Академии наук было выделено в здании Кунсткамеры дополнительное помещение (два новых больших зала), а для работы в Минеральном кабинете была создана сильная группа ученых как старшего поколения (акад. И. И. Георги, И. Фербер, И. М. Ренованц), так и более молодого — В. Ф. Зуев и впоследствии В. М. Севергин, оказавший особое влияние на развитие русской минералогической школы в стенах Академии наук. Этой группой ученых была начата большая работа по систематизации и описанию коллекций минералов и горных пород.

Одновременно с реорганизацией и модернизацией Минерального кабинета в 80—90-х годах была проведена модернизация и других кабинетов и отделов Кунсткамеры, расширена ее библиотека, научные кабинеты, благодаря чему этот центральный объединенный музей Академии наук приобрел к концу XVIII в. облик настоящего научного учреждения, отвечающего современному уровню науки.

Особое влияние на развитие русской минералогии конца XVIII и начала XIX в. имели труды и работы акад. В. М. Севергина. Примерно с начала 1790-х годов В. М. Севергин принимает непосредственное участие в работе над пополнением, дальнейшим усовершенствованием Минерального кабинета и использованием его коллекций для настоящей научной работы. По предложению возглавлявшего в это время Кунсткамеру акад. Н. Я. Озерцовского В. М. Севергин становится руководителем Минерального кабинета и работает в нем до самой смерти (1826 г.). В соответствии со своими взглядами на науку, ее задачи и роль минеральных собраний в научном исследовании¹ В. М. Севергин начал энергично проводить ряд мероприятий.

Таким образом, к началу XIX в. Минеральный кабинет превратился в крупнейшее собрание минералов и других геологических объектов, достигшее свыше 20 тыс. экземпляров. Для русской минералогии это собрание было особенно ценно потому, что оно представляло почти все известное по топографической минералогии и горному делу России.

В 1813 г. была закончена новая выставка с тематической экспозиция Минерального кабинета. Минеральный кабинет был открыт для инте-

¹ В работе «Обозрение Минерального Кабинета Императорской Академии наук» он пишет: «Не можно научиться распознавать их (т. е. минералы — Г. Б.) по одним книгам: надлежит их видеть и видеть часто; надлежит сличать их, разбирать на образцах, в чем состоит сходство их или различие, какие их признаки постоянные и какие суть случайные, какие суть изменения их в наружном виде... и, наконец, какую из всех наблюдений можно извлечь пользу и какое употребление в общепитии. Минералогия есть вообще наука практическая, требующая великого навыка в различии ископаемых тел. Но чтобы объять всю оных обширность, для сего потребно либо предпринимать многотрудные и отдаленные путешествия, либо иметь собрания оных, расположенные в приличном порядке с показанием рода их, вида, названия, отличия от других и места рождения. Но как первое не для всякого удобовозможно, то явствует, коль драгоценны должны быть последние, т. е. сохраняемые их собрания» (Севергин, 1814).

ресующихся минералогией и горным делом, а его коллекции были выставлены таким образом, чтобы дать представление о системе минерального царства вообще и о минеральных богатствах России в частности.

Для этой цели в трех комнатах и большом зале Кабинета были выставлены минералы России (две комнаты), минералы иностранных государств (одна комната) и учебная коллекция минералов по новой тогда минералого-кристаллографической системе Р. Гаюи. Топографическая минералогия и полезные ископаемые России были представлены в зале «Минеральным кабинетом географическим в отношении к России», содержащим минералы, руды, соли всех губерний России, включая Урал, Сибирь, Камчатку, Курильские и Алеутские острова, а также Грузию (образцы А. А. Мусина-Пушкина), Молдавию, Кольский полуостров и Финляндию. Кроме указанного, в созданную экспозицию входили выставки горных пород и окаменелостей, кристаллографическая коллекция с моделями кристаллов, была экспонирована небольшая коллекция метеоритов (и среди них знаменитое «Палласово железо»), отдельные модели заводских печей для выплавки металла (Севергин, 1814). Несомненно, что для того времени это было образцовое собрание, и выставки отражали прогрессивное развитие русской геологической науки.

Как уже было сказано, в это время значительно расширяется роль Минерального кабинета как центра научной работы. В конце XVIII — начале XIX в. в Академии наук выходит много важнейших и интереснейших сочинений по минералогии, принадлежащих главным образом перу того же В. М. Севергина (Барсанов, 1950). Анализ этих работ показывает, что они несомненно написаны на основе и с широким использованием того научного материала, который был к этому времени накоплен в Минеральном кабинете. Уже в вышедших в 1791 г., в 1798 г. книгах, являющихся первыми капитальными минералогическими работами на русском языке, В. М. Севергин, подобно М. В. Ломоносову, приводит очень много фактического материала об условиях нахождения минералов в месторождениях России. Такие же материалы начиная с 1803 г. он печатает в основанном и руководимом им «Технологическом журнале», одном из замечательных научно-практических журналов своего времени. Там мы находим статьи о криолите, о различных видах агата, о вновь открытых минералах, о горных породах Арарата, т. е. научные работы, основанные также на тщательном исследовании материалов Минерального кабинета. В. М. Севергин выпускает первый определитель минералов по внешним признакам — «Новая система минералов...» (1816 г.), являющийся оригинальной сводкой, основанной на тщательной проработке и сравнении большого минералогического материала. Используя материалы, накопленные в дневниках путешествий XVIII в. по России, хранящихся в Кунсткамере и архиве Академии наук, а также архивы Берг-коллегии, Вольного экономического общества и наконец каталоги, описи и сами коллекции Минерального кабинета, В. М. Севергин подготавливает и издает в 1809 г. «Опыт минералогического землеописания государства Российского», капитальную работу в двух томах объемом около 502 стр. В этом капитальном сочинении изложены все материалы, известные тогда по местонахождению, добыче и использованию минералов России. Совершенно очевидно, что составление и написание этого труда было бы невозможно без материалов и коллекций, собранных в Минеральном кабинете (Барсанов, 1959).

Перечень примеров, показывающих, что Минеральный кабинет превратился в основную базу минералогической работы в Академии наук, можно было бы продолжить. Все они свидетельствуют о том, что в конце XVIII — первой четверти XIX в. Минеральный кабинет отвечает уже по своим задачам, функциям и фактическому положению не Кунсткамере, собранию курьезных раритетов, а научному учреждению, являющемуся одним из центров создаваемой русской школы минералогов. Деятельность

акад. В. М. Севергина — крупного ученого и энергичного руководителя подняла Минеральный кабинет в научном и в организационном смысле на очень высокий уровень. Однако период расцвета минералогии в стенах Академии наук, к сожалению, заканчивается со смертью В. М. Севергина (1826 г.), и, хотя происходит дальнейшая организационная эволюция музеев, минералогические исследования постепенно замирают.

Кунсткамера продолжала оставаться единым учреждением, отделы которого не могли расти и совершенствоваться в старых, застывших организационных рамках. В 1835 г. благодаря требованиям академической научной общественности было получено разрешение реформировать Кунсткамеру. В старом здании Кунсткамеры были оставлены этнографические и историко-археологические коллекции, а естественноисторические коллекции, в том числе и собрание ископаемых, были размещены в новом здании на Таможенном переулке. Разделение Кунсткамеры на ряд Академических музеев окончательно оформилось и закрепилось в 1836 г. (Устав и штат, 1836 г.; Станюкович, 1953; Сольский, 1961).

К середине XIX в. Академия наук уже перестала являться единственным научным центром страны. К этому времени выросли и окрепли новые научные центры, группировавшие вокруг себя новое поколение молодых ученых, организующие научную и практическую работу в области геологических дисциплин и в том числе минералогии. Таковыми явились высшие учебные заведения, прежде всего специализированное Горное училище (впоследствии Горный институт) основанное в 1773 г.; в 1775 г. основан Московский университет, ставший в первой четверти XIX в. крупным центром геологической работы, Казанский университет (1804 г.) и другие. В их минеральных кабинетах, на кафедрах начинает интенсивно концентрироваться научный материал и его обработка. Они и основанное в 1817 г. Минералогическое общество, тесно связанное с Горным институтом, становятся новой прогрессивной и активной формой организации научных исследований. Та тесная связь с производством, которая была основана на интенсивном изучении академическими учеными естественных производительных сил Русского государства, к середине XIX в. уже почти совсем прекратилась. Академия наук постепенно замыкалась в узкий круг теоретических исследований, ограничивавшихся в основном областями математики и физики. Из геологических наук во второй половине XIX в. получили развитие главным образом геолого-стратиграфические и палеонтологические исследования, находившиеся тогда в зените своего первоначального развития (Мин. музей, 1925; Барсанов и др., 1957; Сольский, 1961).

В первые годы своего существования Минералогический музей еще продолжал лучшие традиции Минерального кабинета. Выдающийся ученый геолог Г. П. Гельмерсен, руководивший в то время музеем, много сделал для того, чтобы вверенное ему учреждение находилось на высоком научном уровне, не отставало от запросов жизни. Но уже к началу 40-х годов XIX в. Минералогический музей все более отходил от живой деятельности научно-исследовательского учреждения, замыкался в сугубо «музейных» рамках.

Однако значение, которое имел в системе русских минералогических учреждений Минералогический музей, подчеркивается тем, что даже в это время, время упадка минералогической работы в Академии наук, к его руководству привлекаются наиболее крупные минералоги России. Так, в 1866 г. в связи с избранием ординарным академиком крупнейшего русского минералога XIX в. Н. И. Кокшарова, он одновременно назначается и директором Минералогического музея. Но акад. Н. И. Кокшаров (бывший директором музея до 1873 г.) и воспитанием и научной деятельностью, кругом друзей и сотрудников был связан с другой возникшей в конце XVIII в. школой, школой Горного института, которому он как профессор, а позднее и директор (с 1872 г.) отдает и свое время и свое глав-

ное внимание (Григорьев и др., 1949). На развитие и укрепление минералогии в Музее Н. И. Кокшаров, к сожалению, не оказал достаточно заметного влияния. Музейной работой здесь по-прежнему занимался ученый хранитель А. Ф. Гебель, который, конечно, не мог поднять работу в музее на тот уровень, как это мог бы сделать Н. И. Кокшаров.

К концу XIX в. в Академии наук полностью преобладают геологическое и палеонтологическое направления, в связи с чем деятельность Минералогического музея окончательно заглохла. Он потерял свой облик и к 1898 г. стал называться «Геологическим музеем». Предварительно музей был соответствующим образом реорганизован. Минералогическая коллекция, оставшаяся подавляющей по числу образцов, была свернута, ее место заняли коллекции горных пород и окаменелостей (Мин. музей, 1925).

Резкое изменение положения Минералогического музея, как одного из центров русской минералогической науки, наступило с 1904 г., когда к руководству музеем был привлечен крупнейший русский и советский минералог В. И. Вернадский. Его руководство сразу сказалось на восстановлении научной жизни музея. В помощь себе он сразу же привлекает энергичного, знающего минералог В. И. Воробьева, к сожалению, рано погибшего во время экспедиции 1906 г. на Кавказе. Позднее к музейной работе привлекается В. И. Крыжановский, ставший после смерти В. И. Воробьева старшим ученым хранителем музея, проработавшим в нем вплоть до своей смерти (1947 г.). Сразу же начинается энергичная работа по приведению в порядок, разбору, инвентаризации и описанию коллекций музея, сильно попорченных, частью перепутанных во время свертывания экспозиций.

В 1906 г. В. И. Вернадский избирается вначале адъюнктом Академии наук, а затем и академиком, и с этого времени его участие в работе, восстановлении и по существу созданию нового музейного учреждения в Академии становится еще более заметным. В 1911 г. В. И. Вернадский, как известно, покинул Московский университет (Барсанов, 1960) и переехал в Петербург, где с 1912 г. начинается его непосредственная работа в Минералогическом музее. К этому времени благодаря стараниям академиков Ф. Н. Чернышева, А. П. Карпинского и В. И. Вернадского происходит и перестройка структуры объединенного «Геологического музея» Академии наук. Фактически создается три музея: минералогический, геологический (горные породы, стратиграфия, вулканизм и т. д.) и палеонтологический, формально носящие название отделов, но имеющие своих руководителей, персонал работников и обособленные помещения. Этот музей получил новый статут и стал называться «Геологический и минералогический музей Академии наук им. Петра Великого». Директором его стал акад. Ф. Н. Чернышев, а директором Минералогического отдела — акад. В. И. Вернадский. Этот музейный комплекс, объединявший геологические науки в Академии наук, являлся единственной организационной формой научного учреждения в Академии, и здесь сосредоточивалась вся вновь возникающая большая работа, требующая, однако, нового уровня развития. В соответствии с этим В. И. Вернадский, бывший наиболее выдающимся представителем нового прогрессивного генетического и геохимического направлений в минералогии, стал предпринимать энергичные шаги к оснащению музея новыми лабораториями. Была создана специальная химико-минералогическая лаборатория, в которой работал приглашенный В. И. Вернадским его ученик К. А. Ненадкевич. Для точного изучения состава минералов на новом уровне создается лаборатория спектрального анализа, первоначально руководил которой Б. А. Линденер. В этих лабораториях, к работе в которых привлекаются и другие ученики В. И. Вернадского (Е. Д. Ревуцкая, позднее, с 1912 г. А. Е. Ферсман и др.), начинаются систематические исследования по минералогии редких элементов (цезия, таллия и др.), минералогии радиоактивных элементов, которым

уже тогда В. И. Вернадский предсказывал большое будущее. С течением времени, развиваясь и расширяя свою тематику, эти скромные лаборатории дали по существу начало всем минералогическим, а позднее и геохимическим учреждениям Академии наук.

Отлично понимая значение полевых наблюдений и исследований для развития прогрессивного генетического направления в минералогии, В. И. Вернадский, привлекая молодых ученых, организует целый ряд экспедиций и отдельных поездок, давших всем известные теперь научные результаты и пополнявшие коллекции музея новым современным материалом. Это прежде всего материалы, собранные работниками так называемой Радиевой экспедиции (1909—1914 гг.), работавшей на Урале (Ильменские горы) и в некоторых районах Сибири; отдельные поездки по изучению минералогии пегматитов Урала, Прибайкалья и других районов, организованные А. Е. Ферсманом и его товарищами. Кроме того, проводится большая работа по систематизации материала: весь материал музея разбивается на отдельные коллекции, иллюстрирующие различные разделы минералогической науки. Выделилась наиболее обширная систематическая коллекция минералов, подбираемая и экспонируемая не как демонстрация собственно схоластической систематики, а как история минеральных видов в процессах образования минералов в природе. Выделяется так называемая Коллекция месторождений, т. е. раздел, в котором подобраны полные минералогические (и отчасти петрографические) характеристики отдельных месторождений. Выделяется коллекция естественных кристаллов с подбором материала по явлениям роста, развития, дефектов, скольжений, взаимных прорастаний и срастаний кристаллов и т. д. Выделяется коллекция псевдоморфоз и форм минеральных агрегатов, которые приобретают генетический смысл и направленность. Наконец, отлично понимая значение познания вневещного вещества для изучения материки Земли в целом, а также материи Космоса, В. И. Вернадский особое внимание обращает на создание коллекции метеоритов и организацию научной работы по их исследованию, для чего привлекает такого энтузиаста, как Л. А. Кулик, которому русская и советская метеоритика во многом обязана своим развитием.

Большое внимание в этот период было также уделено В. И. Вернадским и его непосредственным помощником по музейной работе В. И. Крыжановским пополнению собраний музея материалов из отдельных частных собраний. В это время приобретаются такие выдающиеся собрания минералов, как коллекция П. А. Кочубея, представлявшая собой уникальное собрание русских и иностранных минералов и увезенная наследниками Кочубея за границу (в Австрию). Благодаря энергичному вмешательству В. И. Вернадского через государственные органы эта коллекция была приобретена для Академии наук на аукционе в Вене (1913 г.) и вошла в фонды Минералогического музея (Сольский, 1961).

В 1914 г., когда с началом первой мировой войны сразу встала острая необходимость в собственных базах горнорудного сырья, а промышленность царской России оказалась к этому совершенно неподготовленной, В. И. Вернадский организует специальную Комиссию по изучению естественных производительных сил России (КЕПС) и привлекает к этой работе Минералогический музей Академии наук. В отношении минералогических исследовательских работ по изучению минерального сырья музей является основной базой этой комиссии, так как и личный состав музея и его лаборатории были почти целиком переключены на эту работу. Энергично занялся этим в первую очередь А. Е. Ферсман, ставший учебным секретарем КЕПС, В. И. Крыжановский, К. А. Ненадкевич и другие сотрудники музея.

После Великой Октябрьской социалистической революции вся государственная политическая система, система общественных отношений, экономики, хозяйства, культуры и образования претерпела коренные из-

менения. Естественно, новые требования, необходимость коренной перестройки и значительного расширения задач были поставлены социалистическим государством перед наукой и ее штабом — Академией наук. Перед научными учреждениями Академии наук, в том числе и перед Музеем открылись огромные новые возможности для развития научной работы в новых формах и перспективы для превращения музея в научное учреждение. С 1919 г. директором Минералогического музея становится избранный академиком А. Е. Ферсман. Он немедленно перестраивает работу и организацию работы внутри музея прежде всего в сторону тесной связи с насущными вопросами народного хозяйства. Выделяются три основных направления в работе музея. Первое направление — чисто музейное с задачей накопления сравнительного научного материала, призванного являться инструментом живой научной работы, его систематизацией, создания выставок, имеющих целью популяризировать минералогическую науку, проблемы освоения минерального сырья и привлекать к этим вопросам народные массы и учащуюся молодежь. Второе направление — это организация крупных региональных исследовательских экспедиций с целью познания минералогии своей страны и ее минеральных богатств. Большой фактический материал, собранный экспедициями, стимулировал развитие теоретических вопросов и поднятие минералогической теории на новый более высокий уровень.

Наконец, третье направление заключалось в развитии исследовательской и опытно-технологической лабораторной базы для соответствующих работ, обеспечивающей исследование вещества точными современными методами и, с другой стороны, позволяющей разрабатывать научно обоснованные технологические приемы и методы наиболее полного использования рудного сырья для введения новых минералов и руд в промышленное использование.

Для выполнения всех этих задач и развития работы по указанным главным направлениям были созданы новые лаборатории, специальная большая библиотека, а также потребовалось энергичное привлечение и подготовка новых молодых кадров. В этот период в музей вливается целый отряд молодых работников: Б. М. Куплетский, В. И. Влодавец, Н. И. Влодавец, П. А. Волков, Д. И. Щербаков, И. Д. Старынкевич-Борнеман, Э. М. Бонштедт-Куплетская, Н. Н. Гуткова, Е. Е. Костылева, А. Н. Лабунцов и др. Предвидя огромное значение для развития минералогии изучения вопросов кристаллохимии, физики твердого кристаллического тела, а также большие перспективы в использовании кристаллов промышленности, А. Е. Ферсман создает соответствующие исследовательские ячейки в музее, привлекая для этого А. В. Шубникова, позднее Г. Г. Леммлейна и Н. В. Белова. Вокруг этих ученых, а также «старой гвардии» музея начинает группироваться новая молодежь, закончившая к концу 20 — началу 30-х годов советские учебные заведения и представлявшая растущую новую советскую научную интеллигенцию. Это С. А. Кашин, Г. А. Соколов, В. В. Щербина, И. Б. Боровский, А. А. Сауков, Б. А. Гаврусевич, О. А. Воробьева, Г. П. Барсанов и многие другие. Был создан большой коллектив, который под руководством А. Е. Ферсмана проводил серию известных блестящих работ по изучению Хибин, Ловозера и других районов Кольского полуострова, Каракумские и Памирские экспедиции в Среднеазиатских республиках, экспедиции по изучению месторождений Забайкалья, пегматитов Урала и других районов СССР, открывшие для страны новые горнорудные районы и новое горнохимическое сырье. Научное и практическое значение работ этого периода трудно переоценить; их дальнейшее развитие в 30-х годах принесло хорошо известные всем научные и практические результаты.

Вместе с тем, естественно, такое развитие минералогической и впоследствии геохимической работы на новых принципах и в новых масштабах начинало перерастать организационную форму музея. Собственно му-

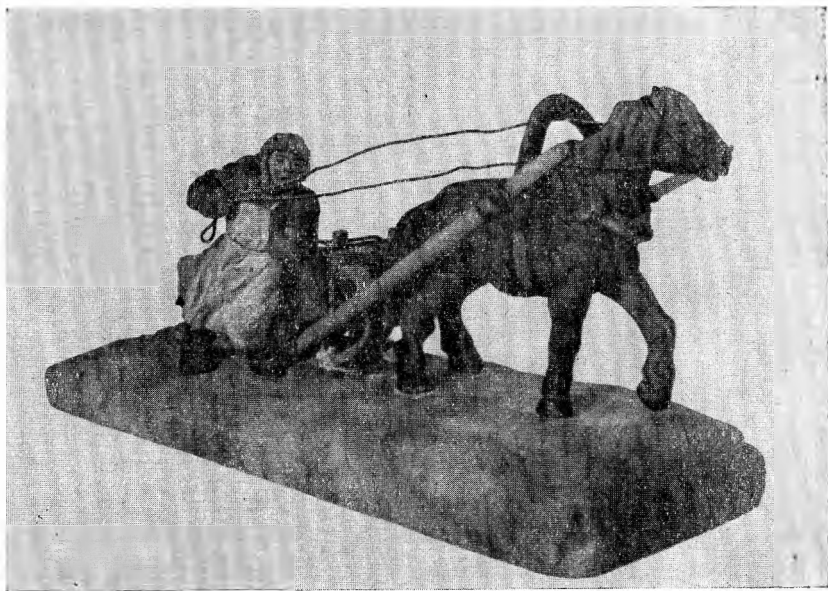


Рис. 2. Мозаичная скульптура из различных яшм и кварца.
Работа XIX в. Екатеринбургская гранильная фабрика
на Урале

зей и музейная работа требованиями жизни и романтикой освоения новых земель отодвигалась как бы на второй план, однако и собственно музейная работа, которую возглавил В. И. Крыжановский, росла и развивалась. Большой размах экспедиционных работ самой Академии, развитие сети геологоразведочных работ, расширение минералогических исследований привели к быстрому росту научных собраний музея за счет нового минералогического материала из таких интереснейших районов, как Карелия, Кольский полуостров, Среднеазиатские республики, Казахстан, Забайкалье, Урал, Закавказье и многие другие.

Музею было предоставлено новое помещение во дворе старого здания конференции Академии наук по Университетской набережной, выходящее в Таможенный переулок против здания Ленинградского университета. Под выставки и хранилища коллекций выделяется 9 комнат; в 8 из них создаются экспозиции по систематике минералов, метеоритике, генетические выставки по отдельным минеральным месторождениям Советского Союза, выставки поделочных и драгоценных камней. Заново создается иллюстративный материал, изготавливается новая музейная мебель. В 1925 г. эти выставки были открыты и стали постоянной доступной для обозрения частью Минералогического музея (рис. 2, 3).

Как уже было сказано выше, новое направление в развитии научных работ музея, диктуемое жизнью, государственными нуждами и логикой развития науки, привело в конце 20-х годов к тому, что организационная форма «Музея» — старая форма организации науки не смогла быть всеобъемлющей для нового содержания и пришла с ним в противоречие. В 1930 г. на базе Минералогического музея был создан Институт минералогии и геохимии Академии наук СССР, который в 1932 г. превратился в расширенный, реорганизованный Институт геохимии, минералогии и кристаллографии им. М. В. Ломоносова. На довольно длительный период музей потерял свою самостоятельность, исчез из перечня учреждений Академии наук СССР и сохранился только на правах музейного отдела института, пользовавшегося, правда, всегда персональным вниманием и поддержкой директора института акад. А. Е. Ферсмана.

В 1934 г. правительством СССР было принято решение о переводе Академии наук СССР и большинства ее учреждений из Ленинграда в Москву. В составе Ломоносовского института минералогии, геохимии и кристаллографии в Москву был переведен и Минералогический музей. Это было для музея большим и сложным событием, так как музей к этому времени уже имел объем коллекций в 60 280 экземпляров, примерно до 20 тыс. экземпляров дублетного фонда и большое музейное оборудование в виде специальной мебели, витрин, карт, макетов и т. д. Все это требовало тщательно продуманной организации переезда и упаковки, обеспечивающей максимальную сохранность материалов. Масштаб работы показывает количество вагонов, потребовавшихся для перевозки имущества музея, — около 30.

Перевозка музея, размещение его в новом помещении в Москве и восстановление выставочной части заняли около двух лет напряженной работы. В Москве для музея было предоставлено старинное здание бывшего манежа Нескучного дворца (где разместился Президиум Академии наук СССР), представляющее собой один выставочный зал площадью 1000 м² с небольшим количеством подсобных комнат, которые могли быть использованы для рабочих и лабораторных помещений.

По инициативе акад. А. Е. Ферсмана музеем параллельно с развертыванием основных выставок-экспозиций и приведением в порядок коллекций организуется в Москве целый ряд сменных тематических выставок, дающих ясное представление о работе Академии наук в деле научного изучения и открытия минеральных богатств в отдельных республиках и крупных областях Советского Союза. Этими выставками Академия наук через посредство музея знакомила широкую общественность и научные круги Москвы с некоторыми основными направлениями и итогами ведущихся в ее институтах работ в области минералогии, геохимии и изучения



Рис. 3. Выставка Минералогического музея АН СССР в Ленинграде (начало 1930-х годов)

90
полезных ископаемых. Уже осенью 1935 г. была организована первая выставка «Минеральные богатства южного Урала», материалами для которой послужили многолетние исследования группы работников Ломоносовского института.

В 1936 г. в музее была организована большая выставка по геохимии и полезным ископаемым Среднеазиатских республик, созданная на основе материалов, собранных минералогическими экспедициями музея 1936 г. (Г. П. Барсанов, Н. Г. Сумин и др.), и научно-исследовательских работ, проведенных комплексной Таджикско-Памирской экспедицией под научным руководством Н. П. Горбунова и Д. И. Щербакова. Для этой выставки были собраны и демонстрировались уникальные образцы оптического флюорита, прекрасные кристаллы самородной серы, оловянные, мышьяковые, сурьмяно-ртутные, полиметаллические руды, лапис-лазури, мраморы и другие минералы, характеризующие большое разнообразие геохимических процессов, изученных в Средней Азии, и огромное богатство открытых в ней минеральных ресурсов.

В том же 1936 г. музеем организуется выставка полезных ископаемых Кольского полуострова. Шестнадцать лет непрерывной научной работы институтов Академии наук над исследованием этого отдаленного малоизвестного заполярного края, крупное государственное промышленное строительство, осуществленное уже в годы первой пятилетки, превратили полуостров к этому времени в один из богатейших горнорудных районов СССР. Дать отчет о проделанной научной работе, проверить выбранное направление и наметить новые пути — таковы были задачи этой крупнейшей выставки, приуроченной к Чрезвычайному VIII Всесоюзному съезду Советов (рис. 4, 5).

1937 г. был также годом большой работы по созданию новых выставок большого научного и общественного значения. К XX-летию Великой Октябрьской социалистической революции в музее была открыта большая специальная выставка, представляющая полезные ископаемые СССР, открытые за годы советской власти, и научные достижения по изучению

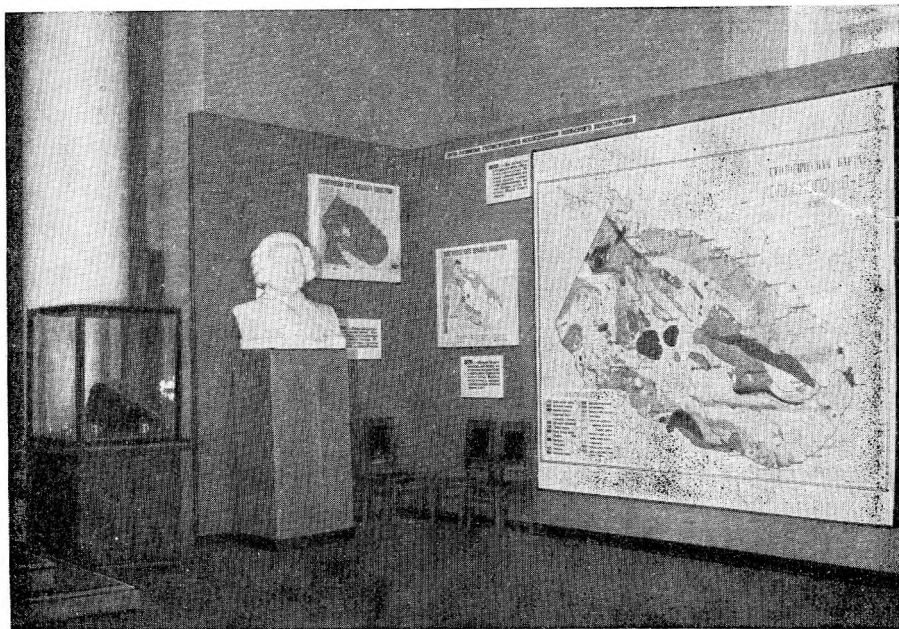


Рис. 4. Выставки «Минеральные богатства Кольского полуострова». Минералогический музей, 1936 г.

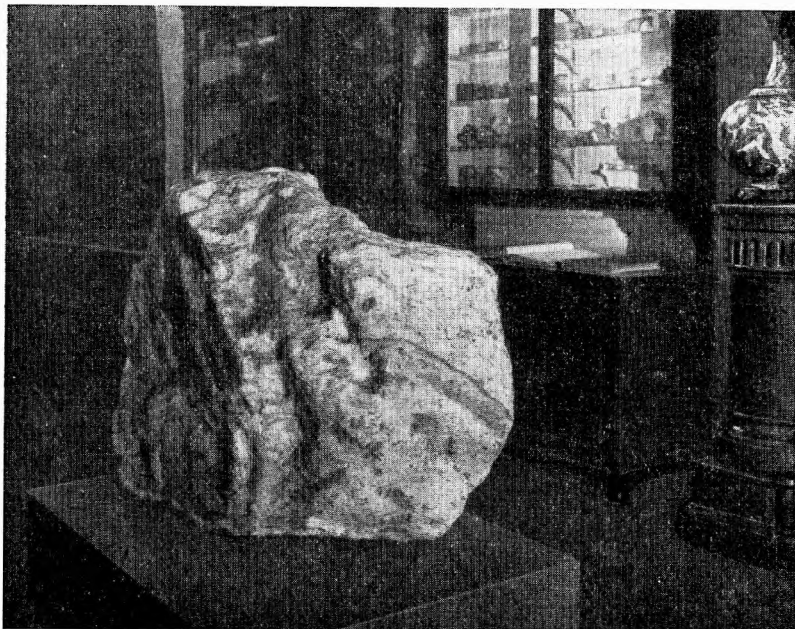


Рис. 5. Крупный монолит апатитовой руды из Хибинского месторождения (Кольский полуостров), доставленный к выставке 1936 г.

вещественного состава руд и минералов. Эта выставка с достаточной полнотой отражала рудоминеральную мощь СССР на тот период и вытекающие из этого экономические возможности. В этом же году к Международному геологическому конгрессу, собравшемуся в Москве, в основном силами сотрудников музея на огромной площади, занимавшей все холлы и фойе Московской консерватории (в здании которой происходили заседания Конгресса), была развернута большая и сложная по тематике выставка, представлявшая рудоминеральные богатства Союза и научные достижения советских ученых в области всего комплекса геологических наук. Для этой выставки по постановлению правительства СССР со всех рудников, горнорудных предприятий, крупных геологоразведочных экспедиций, научно-исследовательских институтов были присланы огромные интересные и ценнейшие материалы, отражающие геологию, минералогию и горнорудные богатства СССР. После окончания Конгресса и закрытия этой выставки все ее материалы были переданы Минералогическому музею, что явилось фактом крупнейшего и ценнейшего пополнения его коллекций новыми отечественными материалами, характеризующими огромный скачок в развитии советской геологической науки.

Совершенно очевидно, что эти годы, годы первого московского периода работы Минералогического музея, были годами чрезвычайного интенсивного роста его коллекционного научного фонда. Достаточно сказать, что на 1917 г. все коллекции музея (его обработанный и каталогизированный фонд) имели всего 29 000 образцов. За период с 1917 по 1935 гг. коллекции выросли до 60 280 экземпляров, а к 1941 г. в коллекциях музея уже насчитывалось 81 622 экземпляров, представляющих минералогию СССР и всех стран мира. Минералогический музей АН СССР стал одним из крупнейших минералогических музеев мира. Однако следует отметить не только количественный рост собраний музея. За последний период особо ценным явилось то, что коллекции музея отражали сегодняшний день в минералогических исследованиях нашей страны и материалы огромного количества новых месторождений полезных ископаемых, открытых за годы советской власти.

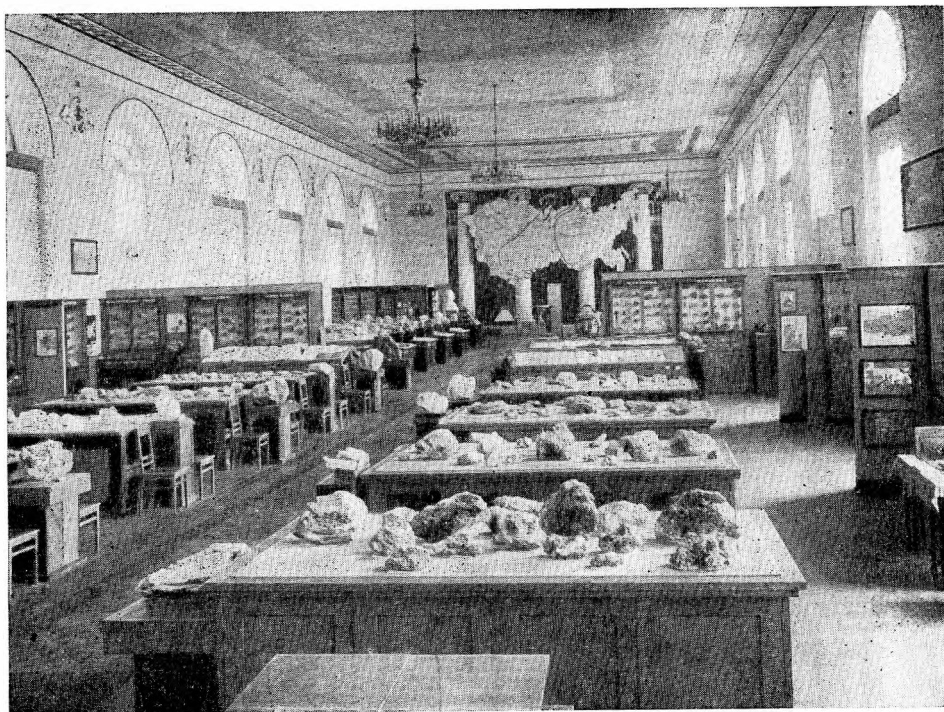


Рис. 6. Общий вид экспозиций Минералогического музея в 1937 г.

В 1941 г. нападение фашистской Германии на нашу страну и начавшаяся Великая Отечественная война заставили сильно сократить и свернуть собственно музейную работу Минералогического музея. В наступивших военных условиях коллекции и выставки музея в Москве были свернуты и законсервированы, часть коллекций наиболее ценных в научно-историческом и материальном отношении была эвакуирована в глубокий тыл. В таком положении музей находился до 1944 г., т. е. до момента реэвакуации научных учреждений Академии наук в Москву.

В первые годы (1944—1945 гг.) работа заключалась главным образом в восстановлении старых выставок, приведении коллекций в порядок (после реэвакуации) и определению научной тематики для дальнейшей научной работы музея. После победы над фашистской Германией в 1945 г. опыт и новые материалы по развитию науки, приобретенные в период войны, привели во многих институтах Академии наук к необходимости пересмотра и форм организации и самого содержания и направления научной работы. Это произошло и в области геологических наук. Определялись самостоятельные и отдельные задачи для Минералогического музея, иные, чем у Института геологических наук, с которым он был связан юридически. Территориальное разделение и фактически полная оперативная самостоятельность музея от института, различие в задачах и тематике их как учреждений разного профиля, и иногда возникавшие, как указано выше, даже противоречия в хозяйственных и научных вопросах привели к тому, что формальная связь оказывалась неоправданной. В 1946 г. по ходатайству Отделения геолого-географических наук музей был выделен из состава института и на правах отдельной научной единицы (приравненной к лаборатории) вошел в состав Отделения. Он получил название «Минералогический музей Академии наук СССР»¹ и директором его стал воз-

¹ Название «Геологический музей им. акад. А. П. Карпинского» осталось за Геологическим музеем АН СССР, восстановленным к тому времени в Ленинграде.

главлявший музей и ранее В. И. Крыжановский. В 1947 г. после смерти проф. В. И. Крыжановского директором становится акад. Д. С. Белянкин, а в 1953 г. руководство музеем было доверено Г. П. Барсанову.

В 1955 г., учитывая большую роль и заслуги акад. А. Е. Ферсмана в развитии советской школы минералогии и геохимии и создании Минералогического музея, последнему присваивается имя акад. А. Е. Ферсмана, и музей приобретает современное название «Минералогический музей им. акад. А. Е. Ферсмана Академии наук СССР». С 1946 г. начался новый период в развитии Минералогического музея. Он стал научным учреждением нового типа, сочетающим в себе не только узкомузейные задачи хранения и консервации, но и задачи исследовательские, связанные с проблемами разработки новых методов и постановки новых исследований в области изучения вещества минералов, их генетических особенностей и вещественного состава минеральных месторождений. Наряду с этим музеем стал в Академии наук и одним из очагов важной научно-популяризаторской работы, пропагандируя достижения советской минералогической науки как в нашей стране, так и за рубежом.

Развернувшаяся в первые же годы выделения в самостоятельное учреждение научно-исследовательская работа шла прежде всего по традиционной тематике — изучения минералогии и генезиса пегматитовых месторождений, разработке теоретических вопросов, связанных с проблемой образования пегматитовых тел. Систематические исследования в этом направлении велись на пегматитовых полях Среднеазиатских республик (В. А. Корнетова, А. И. Гинзбург), Урала (Г. П. Барсанов), Калбинского хребта (А. И. Гинзбург), Забайкалья (В. А. Корнетова, А. И. Гинзбург, Г. Н. Тарновский). Позднее аналогичные работы проводились также в Забайкалье (В. А. Корнетова, М. Б. Чистякова, М. Е. Яковлева и др.), в Тувинской автономной области и наконец в Казахстане (М. Б. Чистякова) и на Памире (Л. Б. Россовский). Аналогичные работы велись и на Кольском полуострове А. Н. Лабунцовым, группой Л. Л. Шилина, а позднее и по настоящее время ведутся М. Д. Дорфманом. В тесной связи с изучением пегматитов стояла и тематика по изучению группы редкоземельных минералов (А. Н. Лабунцов), в частности, класса ниоботанталатов (Г. П. Барсанов, А. И. Гинзбург).

Результаты проведенной за два последние десятилетия работы представляются нам достаточно обширными и интересными. Помимо того, что эти работы давали и практический результат (они велись и ведутся в сотрудничестве с трестами и Главными управлениями Министерства геологии СССР, Министерства геологии РСФСР, республиканскими геологическими управлениями, которые получали и использовали соответствующий материал), они дали большой научный материал, значительно расширивший наши знания в области формирования пегматитов, состава, свойств и методик исследования сложных редкоземельных минералов. Широко известны выпущенные сотрудниками музея за эти годы многие десятки работ, статей, в которых разбираются вопросы, связанные с пегматитовой тематикой. За этот период написаны и капитальные монографии, защищенные как докторские диссертации (Г. П. Барсанов, А. И. Гинзбург, М. Д. Дорфман). На этих же работах выросли квалифицированные научные работники — кандидаты наук, прошедшие аспирантуру или стаж научной работы в музее (В. А. Корнетова, В. В. Якубова, Г. Н. Тарновский, Л. Б. Россовский).

Исследовательская работа музея, конечно, велась и по другим направлениям. Это многолетние и очень интересные работы, проводившиеся Н. Г. Суминым, по изучению минералогии и генезиса скарных железорудных месторождений. Значительное место занимали и занимают также работы методического характера, связанные с разработкой методик, приемов изучения и диагностики метамифтных минералов, люминесцентных свойств минералов (Г. П. Барсанов), включений в минералах в связи с

проблемой их генезиса (В. В. Якубова) и т. д. В последнее десятилетие музеем начаты работы по проблеме связи особенностей состава минералов, морфологии облика кристаллов с условиями генезиса минералов, т. е. так называемой проблеме типоморфизма минералов, представляющей одну из важных современных задач минералогии. В этом направлении велись работы по изучению типоморфизма турмалинов (М. Е. Яковлева, Г. П. Барсанов) и очень интересные большие работы по типоморфизму, особенностям кристаллизации и генезису алмазов (Ю. Л. Орлов), давшие серьезные практические и научные результаты. В последние годы коллектив музея принял также участие в большой работе по составлению капитального справочника «Минералы», осуществляемому большим коллективом минералогов ИГЕМ АН СССР, музея, ИМГРЭ и других институтов и лабораторий, в связи с чем проводились некоторые специальные исследования и над отдельными группами минералов: пироксенов, роговых обманок (И. В. Гинзбург). Большое внимание в 1945—1955 гг. уделялось работам по изучению истории русской минералогии (Г. П. Барсанов).

Развитие научно-исследовательской работы потребовало организации лабораторной базы в самом музее. За последние 15 лет были организованы и оснащены лаборатории для изучения оптических свойств минералов, люминесцентных свойств, небольшая химическая лаборатория, лаборатории спектрального и рентгеновского анализа минералов. Это позволило не только вести тематические исследовательские работы, но и решать важные для музейной работы вопросы точной диагностики минералов, поступающих в коллекции музея. В связи с развитием научных исследований встал вопрос о создании печатного органа музея, в котором бы нашли свое завершение результаты научной работы коллектива музея. Издание Трудов Минералогического музея АН СССР было возобновлено в 1949 г. по инициативе акад. Д. С. Белянкина¹ и превратилось в ежегодное периодическое издание, систематически публикующее новые работы и исследования по минералогии. За истекший период было издано 17 выпусков общим объемом около 300 печатных листов, отражающих направления и результат большой работы, ведущейся Минералогическим музеем.

Наряду с развитием научно-исследовательской работы, кратко охарактеризованной выше, за этот же период значительно была развита и поставлена по-новому музейная работа.

Результаты научных исследований создавшегося к этому времени нового коллектива музея, связь с другими научно-исследовательскими учреждениями, высшими учебными заведениями, институтами и учреждениями Министерства геологии СССР позволили, во-первых, привлекать в коллекции музея (помимо сборов собственных экспедиций) большой новый материал, характеризующий непрерывно развивающуюся горную промышленность и научные исследования, а, во-вторых, непрерывно и непосредственно следить за всеми новыми направлениями и результатами минералогической науки и отражать их в соответствующих выставках и экспозициях. Все время модернизировались и пополнялись новыми материалами, а иногда перестраивались старые традиционные выставки музея. В научную тематику входили специальные темы, предполагавшие разработку принципиально новых основ и схем для выставок. Такая схема была разработана Комитетом по метеоритам (Л. Кринов, Л. Г. Кваша) для выставки метеоритов. Для выставки, показывающей типичные парагенетические ассоциации и типоморфизм минералов во всем многообразии минералообразующих процессов Земли, были разработаны модернизированная схема классификации минералообразующих процессов, иллюстра-

¹ До реорганизации Минералогического музея Академии наук в 1930 г. в Институт минералогии и геохимии, о чем сказано выше; музеем также выпускались Труды под аналогичным названием, которые в то время были единственным специальным минералого-геохимическим выпуском Академии наук.



Рис. 7. Выставка образцов кварца в экспозиции систематики минералов

тивный и текстовый материал (В. В. Якубова и др.). Для выставки «Система минералов» была разработана новая классификация на кристаллохимической основе (Г. П. Барсанов), непрерывно дополняемая и улучшаемая, которая заменила собой старую принятую ранее схему классификации американского минералога Дж. Д. Дэна (рис. 7). Разработаны новые принципы экспозиции (М. Е. Яковлева, Г. П. Барсанов) и открыта выставка, показывающая причины и типы окраски минералов. Созданы выставка «Кристаллы минералов» (А. Н. Лабунцов, В. А. Корнетова) и выставка, демонстрирующая морфологию и формы выделения минералов и минеральных агрегатов (В. В. Якубова), выставка псевдоморфоз (А. И. Гинзбург).

В связи с работами по истории развития русской и советской минералогии возникла новая экспозиция по истории открытия и изучения новых минералов и их разновидностей на территории России и СССР с XVIII в. до наших дней (Г. П. Барсанов, М. Д. Дорфман и др.).

Таким образом, к настоящему времени сформирован новый комплекс экспозиций Музея, отражающий и по материалам, и по идеям то новое, что было сделано советскими минералогами (Барсанов и др., 1957). Эта большая, чисто музейная и очень важная для поднятия музея на современный уровень работа требовала напряженного внимания всего коллектива и могла быть успешно выполнена только благодаря участию и энергии всех сотрудников Музея (М. А. Смирнова, Г. А. Анненкова и др.).

Пройденный длительный и сложный путь развития Минералогического музея привел в настоящее время к тому, что он превратился в единственное специализированное в настоящее время минералогическое учреждение в системе Академии наук СССР, сочетающее в себе и специальные научно-исследовательские задачи и задачи по накоплению и хранению научно-минералогического фонда, призванного быть живым инструментом научной работы. Накопленный и систематически пополняемый ценнейший минералогический материал, в значительной мере являющийся оригиналами работ русских и советских ученых, является научным

документом истории развития минералогии как в дореволюционной России, так, особенно, и советской минералогической науки. Вместе с тем материалы, накопленные в музее, являются базой, используемой нашими и, в порядке дружеского обмена, зарубежными учеными для исследовательских работ по всем видам тематики, связанным с использованием минерального сырья, изучения и выявления новых свойств кристаллов для приборостроения и прикладной физики и т. д. Музей своими материалами и консультациями по вопросам минералогии систематически помогает осуществлению этих работ в институтах и лабораториях Академии наук СССР, институтах и предприятиях многих других министерств и ведомств. Выполняя эту первую задачу, Минералогический музей в настоящее время вырос в одно из наиболее крупных мировых собраний минералов, полезных ископаемых и руд. В его коллекциях в настоящее время сосредоточено около 112 тыс. образцов минералов СССР и всего мира в основных обработанных фондах, не считая дублетов и обменного фонда, фонда для изготовления коллекций школам, техникумам, вузам как нашей, так и зарубежным странам, и фондов для обеспечения опытных научно-исследовательских работ.

Очень важна систематическая работа по пополнению коллекций музея всеми вновь открываемыми в месторождениях нашей страны и за рубежом минеральными видами. Целью является создание наиболее полной эталонной коллекции минералов, необходимого пособия для научной работы наших ученых методами сравнения и сопоставления своих материалов с минералогическими эталонами. К настоящему времени в результате проделанной работы в коллекциях музея имеется около 1900 минеральных видов и разновидностей, т. е. около 70—80% от общего количества открытых и описанных минералов.

Пропаганда научных знаний и популяризация результатов достижений советской минералогической науки является также одной из задач музея. Эта задача осуществляется путем развертывания в музее специальных выставок по разным темам минералогии, геохимии, полезным ископаемым и т. д. Музей является открытым для посещения, и, таким образом, научные сотрудники музея через специальные экскурсии, лекции ведут важную научно-популярную работу, знакомя учащихся, общественность с главнейшими результатами научной минералогической работы.

За последние годы музеем организованы и проводятся широкие научные связи с зарубежными научными учреждениями и отдельными учеными. Эти связи выражаются прежде всего в том, что музеем осуществляется прием большинства ученых и делегаций минералогов, геологов, геохимиков, частью химиков, географов и т. д., посещающих Академию наук СССР. Музеем обеспечивается их ознакомление с материалами, выставками музея, а также основными результатами работ, проводимых в СССР по минералогической тематике.

Одним из наиболее важных для музея разделов работы по международным связям является осуществление научного обмена минералогическими коллекциями и другими материалами научной работы между Минералогическим музеем АН СССР и минералогическими музеями, научно-исследовательскими институтами, учебными заведениями, отдельными учеными, инженерами зарубежных стран.

Таким путем устанавливаются дружественные деловые научные связи, а также обеспечивается непрерывное пополнение фондов музея материалами и литературой, представляющими основные новые работы и открытия на всех континентах мира. Многолетняя работа в этом направлении привела к тому, что в настоящее время такие связи и обмен минералогическим материалом осуществляется с 24 государствами (Индия, Гвинея, Демократическая Республика Вьетнам, Чехословакия, Болгария, Австралия, Австрия, США, Франция, Швейцария, Англия, Польша).

па, Бельгия, Канада, Италия, ГДР, ФРГ и многие другие страны мира). Совершенно очевидно, что этот обмен и научные связи являются исключительно полезными в смысле получения материала, необходимого для научной работы не только музея, но и многих других институтов и лабораторий Академии наук СССР. Следует отметить, что установленный канал научных связей используется и для нужд других научно-исследовательских организаций. Через Минералогический музей происходит и весь обмен геологическими коллекциями, производимый как институтами Академии наук СССР, так и ее отделениями, филиалами, а также институтами и музеями Академий наук союзных республик.

В настоящем очерке мы пытались показать тот сложный и длительный путь развития, который прошел Минералогический музей Академии наук СССР за 250 лет его существования. На определенных этапах развития этот путь в значительной мере был путем развития русской и советской минералогии вообще, на других этапах — музей являлся лишь одним из звеньев общей созидательной научной работы, приведшей к созданию передовой русской и советской минералого-геохимической школы. В новых условиях сегодняшнего дня науки, в общей созидательной работе Академии наук СССР, изменились задачи и функции музея. Однако по-прежнему, как и 250 лет назад, он является центром минералогической науки, ставшей достоянием всего народа.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсанов Г. П. К истории развития русской минералогии конца XVIII в.— Труды Мин. музея, 1950, вып. 2.
- Барсанов Г. П. Минералогические музеи России в XVIII и начале XIX в.— В сб. «Очерки по истории геологических знаний», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Барсанов Г. П. Материалы к биографии акад. В. М. Севергина.— Труды Мин. музея, 1959, вып. 10.
- Барсанов Г. П. Значение минералогической школы В. И. Вернадского в Московском университете (1890—1911 гг.) для развития современной минералогии.— Труды Мин. музея, 1960, вып. 10.
- Барсанов Г. П., Круглова Н. А., Агамирзянц М. С. Минералогический музей им. акад. А. Е. Ферсмана. Краткий путеводитель. Изд-во АН СССР, 1957.
- Вернадский В. И. Об открытии крокоита.— Ломоносовский сборник 1711—1911. СПб., Изд. Акад. наук, 1911.
- Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Выдающиеся русские минералогии. Изд-во АН СССР, 1949.
- Крашенинников С. Описание земли Камчатки, т. I и II. Второе издание. СПб., 1786.
- Ломоносов М. В. Первые основания Металлургии или Рудных дел. Добавление 1-е. О слоях земных. СПб., 1763.
- Ломоносов М. В. Слово о рождении металлов от трясения земли.— Собр. соч., т. V. Изд-во Акад. наук, 1902.
- Ломоносов М. В. Репорты в Кабинет о пробе русских солей и слюды.— В сб. статей и материалов, т. III. Изд-во АН СССР, 1951.
- Минералогический музей (Путеводитель). Л., Изд-во АН СССР, 1925.
- Пекарский П. П. История Императорской Академии наук в Петербурге, т. I. СПб., 1870.
- Севергин В. М. Начальныя основания естественной истории. Царство Ископаемых. СПб., 1791.
- Севергин В. М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел. СПб., 1798.
- Севергин В. М. Обзорение минерального кабинета Императорской Академии наук.— Технологич. журнал Академии наук, т. II, ч. I. СПб., 1814.
- Сольский Д. И. Очерк истории Минералогического музея Академии наук СССР (дореволюционный период).— Труды Мин. музея, 1961, вып. 11.
- Станюкович Т. В. Кунсткамера Петербургской Академии наук. Изд-во АН СССР, 1953.
- Устав и штат Императорской С.-Петербургской Академии наук. 8 января 1836 г. СПб., 1836.
- Фрадкин Н. Г. Путешествия И. И. Лепехина, П. Я. Озерецковского, В. Ф. Зуева. ОГИЗ, Госгеографиз, 1948.

В. З. БЛИСКОВСКИЙ

МИНЕРАЛОГИЯ ГИДРОГРОССУЛЯРОВ

Известно, что кремнезем в минералах группы граната может замещаться некоторыми другими окислами (P_2O_5 , As_2O_5 , H_2O) с образованием так называемых гранатондов (Mc. Connell, 1942) с типовой формулой $X_3Y_2(ZO_4)_{3-n}(OH)_{4n}$. Весьма своеобразной группой гранатондов являются гидрогранаты — продукты замещения кремнезема гранатов водой. Настоящая работа посвящена в основном гидрогранатам алюмокальциевого — гроссулярового состава. Они представляют собой промежуточные члены изоморфного ряда между природным гроссуляром $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ и синтетическим гексаалюминогидратом кальция $Ca_3Al_2[OH]_{12}$; состав их выражается общей формулой $Ca_3Al_2[SiO_4]_{3-n}[OH]_{4n}$. Общее количество работ, в той или иной мере затрагивающих различные частные вопросы минералогии гидрогроссуляров, довольно велико. Однако рассеянные в различных, часто труднодоступных источниках, сведения о них далеко не всегда могут быть использованы. В то же время в последних курсах минералогии, даже самых фундаментальных, из всей гидрогранатовой группы освещается лишь минерал гибшит состава $Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$, да и ему отводится не более пяти — семи строк. О существовании же непрерывного изоморфного ряда гидрогроссуляра обычно не упоминается совсем.

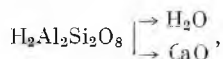
Уместно напомнить, что еще Д. С. Белянкин в редакционных дополнениях к «Оптической минералогии» Винчелла (Винчелл А. Н. и Винчелл Г., 1953) нашел описание в ней гибшитовой группы «излишне кратким» и «не соответствующим тому большому значению, которое имеют эти минералы». Цель предлагаемой статьи — собрать воедино и обобщить разрозненные сведения о гидрогранатовых минералах и сделать некоторые выводы, касающиеся их свойств, распространения и генезиса.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГРАНАТОВ

По-видимому, первым, кто наблюдал под микроскопом гидрогроссуляровый минерал, был известный французский ученый Лакруа. Из контакта базальтов с известняками в юго-восточной Франции (департамент Обена) он описал (Lacroix, 1893) додекаэдрические зерна граната, состоящие из замутненного ядра, окруженного оболочкой с меньшим показателем преломления. Этот минерал, однако, был определен Лакруа как меланит. Аналогичные морфологические особенности обнаружил Корню 12 лет спустя в гранатовых зернах из приконтактных мергелей Марианской горы (Чехия). Он отметил, что материал оболочки по физическим свойствам существенно отличается от гранатового ядра и, очевидно, представляет собой новый минерал. Последний был назван гибшитом в честь австрийского минералога Гибша (Cornu, 1905). По результатам опубли-

кованного впоследствии (Согги, 1906) химического анализа нового минерала состав его оказался очень близким к алюмосиликату лавсониту. Корню принял для гибшита и лавсонита одинаковую формулу $H_2CaAl_2Si_2O_8$, считая их полиморфными модификациями, кристаллизующимися в разных сингониях. В этой же работе указывается на гибшитовую природу приконтактового минерала из Обена.

В 1907 г. Корню описал еще одну находку гибшита из Нешвица (Германия) опять из контакта фонолитов и мергелей. В. И. Вернадский (1909), основываясь на легкой растворимости минерала в кислотах и кислой реакции его порошка, предположил для него конституционную формулу



отличающуюся от формулы лавсонита $CaAl_2Si_2O_8 = 2H_2O$. Примерно в это же время Феннер (Fenner, 1910) определил гибшит в измененных базальтах Уотчанга.

В 1920 г. Фошаг (Foshag, 1920) сообщил об открытии им нового минерала — плазолита — в контактово-метаморфизованных мергелях округа Риверсайд (Калифорния). Пересчет трех химических анализов дал для минерала формулу $Ca_3Al_2(Si, C)O_4[OH]_4$; при этом количество углекислоты колебалось в довольно широких пределах.

В 1937 г. Пабст (Pabst, 1937), рассчитав параметры решетки плазолита, показал, что его кристаллическая структура сходна с гроссуляровой. Несколькоми годами позже Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1939, 1941) описали находки гибшита в двух точках Грузии: сел. Никорцминда и горе Лопани. Условия залегания и свойства минерала в обоих случаях были совершенно тождественны тем, которые в свое время описал для гибшита Корню. Но при ревизии химического состава выяснились явные несоответствия в формуле, выведенной этим автором. В результате химического анализа Д. С. Белянкин и В. П. Петров получили для гибшита формулу $Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$, соответствующую гроссуляровому гранату, в котором одна группа SiO_4 замещена на $[OH]_4$. Объединив гибшит и плазолит в одну группу «гроссуляроидов», авторы высказали мнение (Белянкин, Петров, 1941₂), что различия между этими минералами невелики и сводятся к присутствию в плазолите переменных, часто небольших, количеств железа и, возможно, углекислоты.

В 1942 г. Пабст (Pabst, 1942) опубликовал статью о результатах изучения химического состава и рентгеновской структуры гибшита. Он подтвердил правильность формулы, установленной для этого минерала советскими исследователями, а также привел личное сообщение Фошага о наличии кальцитовых примесей в проанализированных им ранее образцах плазолита. В результате отпало единственное существенное различие между гибшитом и плазолитом. Эти два названия оказались принадлежащими одному и тому же минералу состава $Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$. Приоритет в этом случае, несомненно, за термином «гибшит».

Довольно давно известны также гидрогранаты, содержащие меньшие количества воды. Так, Холл (Hall, 1925) обнаружил в массивном гроссуляре из Южной Африки 1,20% H_2O . Впоследствии ван дер Линген (Frankel, 1959) нашел, что в молекуле этого граната присутствует не кристаллизационная вода, а группа OH и заключил, что материал не является обычным гроссуляром.

В 1943 г. Хаттон (Hutton, 1943) описал из гидротермально измененных габброидов Новой Зеландии несколько гроссуляровых минералов, содержащих переменные количества воды (до 4,65%). Он первый высказал мнение о существовании непрерывного изоморфного ряда между безводным гроссуляровым гранатом и гибшитом; промежуточные члены этого ряда Хаттон назвал гидрогроссулярами.

Гибшит до настоящего времени остается крайним из природных членов этого ряда; сильнее гидратированные гроссуляроиды в природе пока не встречены. В то же время синтезом получена полная гамма гидрогроссуляров — вплоть до гексаалюминогидрата кальция $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{OH}]_{12}$, в котором кремнезем гроссуляра полностью замещен водой.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ГИДРОГРОССУЛЯРОВ

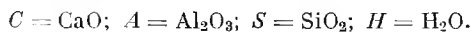
Состав большинства природных и синтетических гидрогранатов близок к теоретическому (табл. 1). В природных гидрогроссулярах из примесей отмечаются Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Cr, Ti, Mg. Мэйсон (Mason, 1957) в породе, состоящей из гидрогроссуляра (40%), опала и кристобалита (59%) и кальцита (1%), определил 0,22% P_2O_5 и 0,59% SO_3 , возможно, замещающие кремнезем в гранатовой структуре. Поскольку указанные примеси

Таблица 1

Химический состав гроссуляра и некоторых гидрогроссуляров

Компоненты	Л. А. Соколова (1910); Урал, СССР	Frankel (1979); Южная Африка	В. З. Блисковский (1964); Северо-восточная Якутия	Hutton (1943); Новая Зеландия	Э. Б. Наливкина (1960); П. Бузье, СССР	Э. Г. Клименко, В. А. Тихонов (1963); синтезированный
SiO_2	39,00	36,55	33,70	34,48	27,30	6,81
TiO_2	0,05	0,12	—	0,03	Нет	—
Al_2O_3	23,10	23,44	18,89	19,87	23,97	26,72
Cr_2O_3	Нет	0,25	Сл.	—	—	—
Fe_2O_3	0,86	1,27	2,62	0,61	0,30	—
FeO	Сл.	0,52	0,59	0,85	Нет	—
MnO	0,06	0,04	—	0,02	0,19	—
MgO	0,33	0,79	2,82	2,07	2,01	—
CaO	36,44	36,06	37,56	37,40	37,00	43,29
Na_2O	Нет	—	—	0,02	Нет	—
K_2O	»	—	—	0,01	»	—
H_2O^+	»	1,16	2,99	4,65	9,20	23,83
H_2O^-	0,05	—	—	0,23	0,20	—
Сумма	99,89	100,20	99,17	100,24	100,17	100,65
Приблизительная формула: (стехиометрическая)	$3C \cdot A \cdot 3S$	$3C \cdot A \cdot 2,85S \cdot 0,3H$	$3C \cdot A \cdot 2,60S \cdot 0,8H$	$3C \cdot A \cdot 2,44S \cdot 1,12H$	$3C \cdot A \cdot 1,92S \cdot 2,16H$	$3C \cdot A \cdot 0,43S \cdot 5,14H$

присутствуют, как правило, в очень незначительных количествах, они (за исключением Fe^{3+}) мало влияют на свойства гидрогроссуляровых минералов. В основном свойства гидрогроссуляров определяются степенью замещения кремнезема водой.



Кристаллическая структура детально изучена для трех членов гидрогроссулярового ряда — безводного гроссуляра (Menzer, 1928), гибшита (Pabst, 1937, 1942) и гексаалюминогидрата кальция (Brandenberger, 1933). В структуре гроссуляра кремний имеет четверную координацию, алюминий — восьмерную. Решетка представляет собой гранцентрированный куб, состоящий из восьми молекул. Пространственная группа симметрии — O_h^{10} ; ребро элементарной ячейки $a_2 = 11,84 \text{ \AA}$.

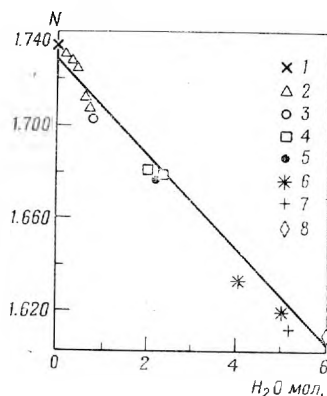
В структуре водных гроссуляроидов вместо части кислорода и кремния появляются группы OH. Когда в структуре совсем нет кремния, алю-

миний и кальций полностью окружаются гидроксильными группами. Координация ионов при этом не меняется: структуры всех гидросуляроидов подобны структуре безводного граната. Помимо рентгеновских исследований, изоморфизм, например гибшита и гидросуляра, доказывается их взаимными срастаниями (Белянкин, Петров, 1939, 1941₂).

При повышении содержания воды в гидросуляровых минералах увеличивается ребро кубической элементарной ячейки. Для конечного

Рис. 1. Зависимость показателя преломления некоторых гидросуляроидов от содержания воды в молекуле минерала

1 — Бетехтин (1950); 2 — Frankel (1959); 3 — Блисковский (1964); 4 — Белянкин, Петров (1939, 1941₂); 5 — Наливкина (1960); 6 — Белянкин и др. (1952); 7 — Тихонов, Клименко (1962); 8 — Грачева и др. (1962)



члена ряда $Ca_3Al_2[OH]_{12} a_0$ равно уже 12,56 Å. Мак-Меди (Flint a. oth., 1941), Иодер (Yoder, 1950) и другие доказали, что в синтетических кристаллах это увеличение происходит пропорционально молярному количеству воды. Для природных минералов эта зависимость сильно осложняется присутствием ионов Fe^{3+} , замещающего Al^{3+} . Для гибшита¹ $a_0 = 12,00 \pm 0,01$ Å.

В природе гидросуляры встречаются в виде хорошо ограненных додекаэдрических кристаллов (размером до 2 мм), самостоятельных или в виде каемок, обрастающих октаэдры гидросулярового граната. Наиболее распространенные простые формы кристаллов (111), реже (110). Нередко гидросуляры залегают также в виде массивных колломорфных агрегатов. Скотт (Scott, 1951) отмечает псевдоморфозы гидросуляров по идиоморфным кристаллам оливина и пироксена.

Под электронным микроскопом мельчайшие кристаллики синтезированных алюминатных гидрогранатов имеют форму ромбододекаэдров, реже октаэдров, очень редко — кубическую форму (Клименко, Тихонов, 1963).

Гидросуляры обычно прозрачны, часто бесцветные, слегка желтоватые или окрашены в различные тона зеленого цвета: нежно- и светло-зеленый, яблочно-зеленый; реже встречаются розовые гидросуляры. Как установлено химическим анализом, зеленая и розовая окраска обусловлены присутствием небольших количеств соответственно хрома и марганца.

Гидросуляры чаще изотропны, но могут обнаруживать оптические аномалии. Показатель преломления колеблется в широких пределах в зависимости от содержания воды.

Обратная пропорциональность между молярным количеством воды и величиной показателя преломления выступает очень четко (рис. 1). Благодаря этому состав гидросуляра с большой степенью точности может быть определен по показателю преломления.

Дисперсия показателя преломления измерена лишь для одного образца гибшита из Никордмиды (Белянкин, Петров, 1939)

$$\begin{array}{lll} \lambda = 500 \text{ м}\mu & \lambda = 580 \text{ м}\mu & \lambda = 615 \text{ м}\mu \\ N = 1,695 & N = 1,682 & N = 1,679. \end{array}$$

¹ Для гибшита (плазолита) из Калифорнии (Pabst, 1937) $a_0 = 12,14 \pm 0,01$ Å.

Спайности нет. Кристаллические индивиды гидрогроссуляров довольно хрупки, массивные более вязкие. Излом обычно раковистый. Твердость гроссуляра 6,5—7,5 по шкале Мооса. Она несколько понижается для водусодержащих разновидностей и для гибшита, например, равна 6—6,5.

Удельные веса крайних членов ряда равны: у гроссуляра 3,53, у гексаалюминогидрата кальция 2,52. Удельный вес промежуточных по составу минералов меняется обратно пропорционально содержанию воды, для гибшита он равен 3,05—3,13.

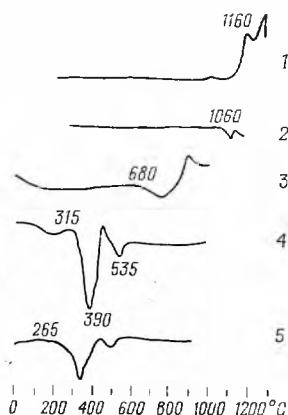
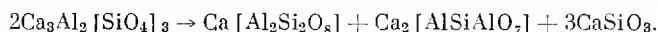


Рис. 2. Кривые нагревания гидрогроссуляров с различным содержанием воды:

- 1 — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ (Yoder, 1950);
 2 — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_{2,85}[\text{OH}]_{0,6}$ (Frankel, 1959);
 3 — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{O}]_2$ (Наливкина, 1960);
 4 — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_{0,43} \cdot [\text{OH}]_{10,28}$ (Тихонов, Клименко, 1962);
 5 — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{OH}]_{12}$ (Грачева и др., 1962)

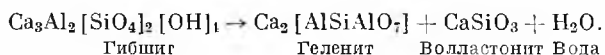
Несколько подробнее остановимся на термических особенностях гидрогроссуляровых минералов. Они изучены еще совершенно недостаточно. В немногих работах даются схематические кривые нагревания гидрогроссуляров, сведенные нами в едином масштабе температур на рис. 2.

Кривая 1 характеризует поведение при нагревании чистого гроссуляра. Согласно Иодеру (1950), при температуре, превышающей 1200° , он распадается на анортит, геленит и волластонит по уравнению:



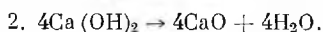
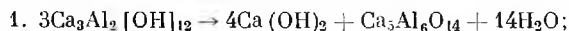
Гидрогроссуляры с небольшим содержанием воды разлагаются по подобной же схеме.

Для гибшита Флинт с соавторами (Flint a. oth, 1941) дают следующую реакцию:



В относительно слабо гидратированных разновидностях вся вода выделяется одновременно. При этом происходит разрушение кристаллической решетки минерала, сопровождающееся сильным экзотермическим эффектом.

Иная картина наблюдается при прокаливании более высоководных членов гидрогроссулярового ряда. Здесь на термограммах наблюдаются два небольших эндотермических эффекта; соответственно, обезвоживание происходит в две стадии:



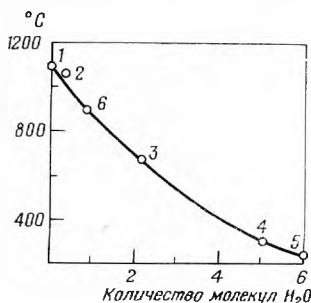
Второй эндотермический эффект (см. рис. 2, кривые 4 и 5) при температуре около 500° отвечает разложению известки.

Таким образом, каждая молекула гексаалюминогидрата кальция распадается, давая $4\frac{2}{3}$ молекулы воды; остальные $1\frac{1}{3}$ молекулы теряются позже.

При сопоставлении термограмм (см. рис. 2) выявляется интересная закономерность: температуры разложения минерала тем ниже, чем выше содержание в нем воды. Иными словами, гидроксильные группы в гидро-

Рис. 3. Кривая зависимости температуры начала термических эффектов от содержания воды в молекуле гидрогроссуляра:

1—5 — см. рис. 2; 6 — северо якутский гидрогроссуляр (см. рис. 4)



гроссуляровой решетке удерживаются тем прочнее, чем выше содержание кремнезема. На рис. 3 эта зависимость интерпретируется количественно.

На рис. 4 изображены кривые нагревания и потери веса образца гидрогроссулярового граната из северной Якутии (Блисковский, 1964). Для минерала характерен очень сильный эндотермический эффект с максимумом около 1018°. При этой температуре удаляется вся вода (2,99%) и разрушается кристаллическая решетка.

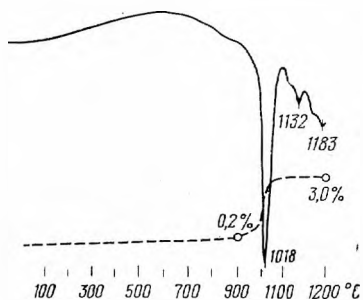


Рис. 4. Кривые нагревания и потери веса (пунктир) северо якутского гидрогроссуляра

Нами проведен рентгеноструктурный анализ четырех образцов, прокаленных в различных температурных интервалах (800—820, 1020—1040, 1120—1140 и 1170—1190°). Дебаеграмма первого из них отвечает первоначальному гидрогроссуляру; на трех остальных четко устанавливаются линии геленита и волластонита и менее ясно анортита¹.

Под микроскопом различима лишь стекловатая масса геленитового состава с показателем преломления 1,633—1,646.

Небольшие эндо- и экзотермические эффекты, отмеченные на термограмме после обезвоживания, обусловлены полиморфными превращениями стекловатых и кристаллических фаз.

Следует также охарактеризовать растворимость гидрогроссуляров в кислотах. Известно, что безводные гранаты отличаются высокой химической устойчивостью. Это относится и к гидрогранатам, содержащим малые количества воды. В то же время гибшит легко растворяется в концентрированной соляной кислоте и других сильных кислотах, 0,1 N раствор соляной кислоты на холоде почти не действует на гибшит.

Синтетические высоководные гидрогроссуляры неустойчивы, но могут сопротивляться действию слабых кислот (CO₂).

ГИДРОГРОССУЛЯРЫ В ПРИРОДЕ

Чистый алюмокальциевый гранат (содержащий более 80% гроссуляровой молекулы) встречается в основном в следующих геологических условиях: 1) зоны метаморфизма карбонатных пород; 2) измененные основные и ультраосновные интрузивные породы; 3) пустоты амигдалоидных базальтов.

¹ Аналитик Ф. А. Кавицкая (ГИГХС).

Находки гидросульфидов в приконтактных зонах карбонатных пород

Местонахождение минерала	Контактирующие породы		Автор
	изверженная (форма залегания и состав)	осадочная	
Обена, Южная Франция	Шток базальта	Известняк	Lacroix (1893)
Марианская Гора, Чехия	» фonoлита	Мергель	Cornu (1905) Cornu (1906)
Нешвиц, Германия	То же	»	Cornu (1907)
Крестмор, Калифорния	Пегматитовая апофиза гранодиоритовой дайки	Мергель	Foshag (1920)
Никорцмида, Грузия, СССР	Шток теменитов	»	Д. С. Беляцкий, В. П. Петров (1939)
Лопани, Осетия, СССР	Дайка диабазы	Мрамор	Д. С. Беляцкий, В. П. Петров (1941)
Кемпхауз, Ирландия	Интрузия габброидов	Известняк	Agrell (1950)
Тока-Тока, Новая Зеландия	Дайка андезита	»	Mason (1957)
Кавказ, СССР	Интрузия сисит-порфиринов	Мергель	Полквой (1965)

К этим же парагенезисам приурочены и гидросульфидовые минералы.

1. С приконтактными зонами изверженных пород связано наибольшее количество находок гидросульфидов. Они приведены в табл. 2 с краткой характеристикой контактирующих пород — осадочной и изверженной.

По составу изверженные породы, с которыми связано образование гидросульфидов, могут быть самыми различными: кислыми, средними, основными и щелочными. Все они присутствуют в гипабиссальных фациях: в виде жил, даек и небольших штоков. Вмещающие породы, напротив, очень однообразны и представлены только известняками, в основном их мергелистыми разновидностями. Они, очевидно, и являются источником кальция, тогда как остальные компоненты — глинозем, двуокись кремния и вода в избытке имеются в постмагматических растворах. Возраст известняков не всегда определен достаточно точно; как правило, они молодые — мезозойские и третичные.

Гидросульфиды находятся в самой внутренней, сильнее всего измененной зоне контакта, вблизи изверженной породы.

Почти во всех приведенных в табл. 2 случаях (за исключением двух — Ирландии и Новой Зеландии) гидротранспортный минерал представлен гидротомом.

Мэйсон (Mason, 1957) среди минеральной ассоциации из Тока-Тока (Новая Зеландия) отметил присутствие нескольких различных членов гидросульфидового ряда. Он не приводит, однако, ни их оптических свойств, ни химических характеристик. Размер ребра элементарной ячейки колеблется от 11,95 до 12,24 Å, что, по мнению Мэйсона, отвечает содержанию гексаалюминогидрата кальция от 25 до 65%. Последней цифре соответствует формула $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{OH}]_8$. Само по себе существование в природных условиях столь сильно гидратированного члена ряда вполне возможно и даже вероятно. Все же, как нам кажется, такой состав для образца из Тока-Тока нельзя считать доказанным, поскольку он не подтвержден детальными минералогическими исследованиями. Размеры же ячейки могут меняться в зависимости от разнообразных изоморфных замещений в гранатовой решетке (например, Al на Fe^{3+}).

В скарновых зонах гидросульфид присутствует в виде отдельных самостоятельных зерен и каемок, обрастающих гранатовые кристаллы

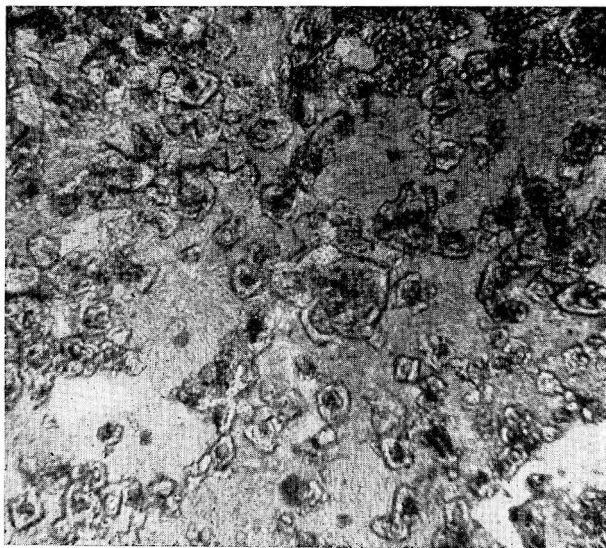


Рис. 5. Гибшит (каемки вокруг гранатовых зерен) в кальцит-алофиллитовой породе (Грузия, коллекция Д. С. Белянкина и В. П. Петрова)

Увел. 40. без анализатора

(рис. 5). Совместно с ним встречаются безводные гранаты (гроссуляр и меланит), кальцит, геленит, волластонит, иногда диопсид, везувиян, да-толит. Часты анофиллит, энидот, различные цеолиты — томсонит, натро-лит; гидросиликаты кальция — кеонотлит, таумасит и др. Последние осо-бенно обильны в Крестморе, где открыты ассоциирующие с гибшитом крестморит, юрупаит, риверсайдит (Винчелл А. Н. и Винчелл Г., 1953). В минеральных ассоциациях Тока-Тока и особенно Кемпхауза (Ирлан-дия) много ларнита и скаутита.

Таким образом, комплекс минералов, ассоциирующих с гидрогроссуля-ром в этих условиях, свойствен пироксеново-роговиковой и санидинитовой фациям контактного метаморфизма, характеризующимся малой глубин-ностью и высокой температурой образования.

Некоторые минералы, обычно не содержащие воды, в этой ассоциации слегка гидратированы. Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1939) отметили это явление для волластонита из Никорцминды, показатель преломления которого несколько ниже, чем у обычного волластонита.

2. Весьма интересным типом гидротермально измененных пород, с ко-торым связываются месторождения гидрогроссуляров, являются так на-зываемые родингиты. Это крупнозернистые габброобразные жильные поро-ды, связанные с дунитами, состоящие обычно из гроссуляра, пироксена, апатита, никотита, иногда также оливина. Встречаются разновидности, в которых присутствует пренит или серпентин (Левинсон-Лессинг, Струве, 1937). Образовались родингиты, по-видимому, при воздействии обогащен-ных кальцием гидротермальных растворов на основные и ультраосновные породы (Bilgrami, Howie, 1960). В новозеландских родингитах Хаттон (Hutton, 1943) установил несколько различных гидрогроссуляров в виде изотропных каемок на гранатах. Шесть проанализированных образцов содержат переменные количества воды (до 4,65%).

По мнению Хаттона, все гранаты измененных габброидных пород, опи-санные как гроссуляры, являются на самом деле гидрогранатами, близ-кими к «сухому» концу ряда. Позднее к такому же выводу пришел Йодер (Yoder, 1950) в результате своих опытов по синтезу гидрогроссуляров.

Аналогичные новозеландским родингитовые породы известны во многих областях земного шара — Австралии, Индостане и т. д.

Краткие сведения о минералогии родингитовой дайки близ Пастоки (Пакистан) содержатся в работе Билграми и Хауи (Bilgrami, Howie, 1960).

В составе родингитовой дайки отмечены роговая обманка, пренит, сфен, хлорит, диопсид, ксонотлит, шпинель, гидрогроссуляр. Последний образует здесь сплошные массы или бесформенные пятна, окрашенные в светлый, иногда грязновато-бурый цвет. Авторам не удалось отобрать материала для химического анализа; минерал определен как гидрогроссуляр по параметру ячейки $a_0 = 11,920 \pm 0,005 \text{ \AA}$.

Блоксам (Влохам, 1964) описал гидрогроссуляр из родингитов Эйршира (Австралия), содержащий 4,91% H_2O . Этот минерал совместно с пренитом и хлоритом замещает плагиоклаз габбровой породы. Широкое распространение гидрогроссуляров в породах типа родингитов не подлежит сомнению.

Очевидно, однако, что не во всех родингитовых породах гранат представлен гидрогроссуляром. Л. А. Соколовой (1955) описаны залегающие среди ультраосновных массивов Среднего Урала гранат-везувиановые и хлорит-гранатовые породы, химизм и генезис которых имеют много общего с родингитами. Анализ гроссуляра из этих пород, приведенный в табл. 1, показывает полное отсутствие в минерале связанной воды.

Здесь же рассмотрим еще одну интересную разновидность гидрограната. Речь идет о массивном гидрогроссуляре, залегающем вблизи Претории в Трансваале (Южная Африка). Месторождение гидрогроссуляра связано с норитами Бушвельдского комплекса, подвергшимися кальциевому метасоматозу родингитового типа.

Массивный гидрогроссуляр обычно красивого нежно-зеленого и яблочно-зеленого цвета с отдельными бесцветными и розовыми участками, внешне очень сходен с жадом (нефритом). В торговле он используется как его заменитель и применяется в качестве декоративного и поделочного камня.

В геммологической литературе (Ферсман, 1961 и др.) этот материал известен под названием «трансваальский», или «южноафриканский жад».

Минералогии и генезису жада посвящены работы Холла (Hall, 1925), Френкеля (Frankel, 1959), Тилли (Tilley, 1957). По Холлу (Hall, 1925), два или три прослоя тонкозернистого жада мощностью от нескольких сантиметров до двух футов выделяются в пластах светлых массивных анортозитов, чередуясь с тонкими прослоями хромита. Пласты жада и ассоциирующих с ним пород залегают согласно со стратификацией норитового тела комплекса. Жадовый горизонт прослеживается на многие километры; там, где прекращаются хромитовые прослои, он представлен известково-силикатным роговиком.

Полевошпатовые интрузивные породы в краевых частях комплекса сильно соссуритизированы; реликты их первоначальной структуры сохранились местами в гидрогранатовой породе. В шлифах отчетливо видно, что жад развивается за счет пироксена (вероятно, моноклинного) основных пород; часто он замещает также полевой шпат (An_{62}). Ромбический шпиксен (энстатит) остается совершенно свежим.

В шести образцах южноафриканского жада Френкель (Frankel, 1959) нашел 0,83—2,73% H_2O ; в анализе, приведенном Тилли (Tilley, 1957), — 4,47%. Формула последнего гидрограната $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_{2,5}[\text{OH}]_2$.

Месторождения массивного гидрогроссуляра, подобные южноафриканским, представляют, видимо, большую редкость. В сходной геологической обстановке он был найден еще только в северо-восточной Якутии, где связан с древним гидротермально измененным габброидным массивом, прорывающим кембро-ордовикскую (?) известняково-сланцевую толщу (Блисковский, 1964). Массивный гидрогроссуляр содержит почти 3% H_2O ; в упомянутой выше статье он описан достаточно подробно.

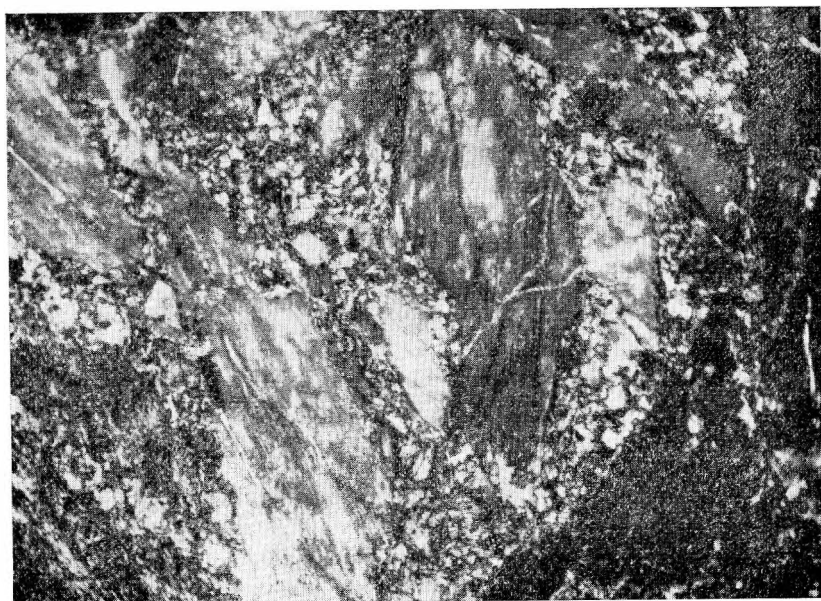


Рис. 6. Гидрогроссуляр-хлоритовая порода (северо-восточная Якутия). Пластинки рихидолита в массивном гидрогранате. Гидрогроссуляровые жилки секут хлоритовые пластинки. Видно anomальное строение гидрогроссуляра. Увел. 46. Ник. +

В массе гидрогроссуляра видны крупные (до нескольких сантиметров) шестоватые выделения спайного желтовато-серого хлорита. Даже невооруженным глазом различаются жилки гидрогроссуляра, рассекающие хлоритовый минерал по спайности и под углом к ней. Под микроскопом эта картина наблюдается особенно отчетливо (рис. 6).

Средний показатель преломления хлорита 1,61; рентгеноструктурным методом он определен как рихидолит (аналитик Е. П. Соколова, ВСЕГЕИ). Интересно, что формы выделения рихидолита и взаимоотношения его с жадом часто почти такие же, как у плагиоклазов в гидрогранатовых породах Южной Африки. По-видимому, в якутских породах рихидолит представляет собой псевдоморфозу по основному полевому шпату.

В очень небольших количествах присутствует еще один хлоритовый минерал в виде чешуек густого зеленого цвета; показатель преломления 1,57. Судя по дебаэграмме (аналитик В. Т. Мединина, ГИГХС), минерал относится к группе лейхтенбергита-шериданита.

В серпентинитовой породе вблизи контакта с гидрогроссуляром отмечены еще два минерала: темный непрозрачный пикотит, пятна которого обрастают ярко-зеленым изотропным хромовым гранатом — уваровитом.

Э. Б. Наливкиной (1960) описан гибшит из биотит-плагиоклазовых пород и гипербазитов архея Украинского кристаллического массива. Крупнозернистая биотит-плагиоклазовая порода встречается в пироксенитах небольшими участками мощностью 20—40 см по керну. В состав породы входят: основной или средний плагиоклаз, биотит, иногда корунд, гибшит, пренит и реликты минералов исходной породы — гиперстена, диоксида, серпентина. Гибшит вместе с пренитом замещает плагиоклаз или выполняет трещинки и жилки мощностью до 0,5 см. Он встречается также в крупных до нескольких сантиметров ксеноморфных образованиях розового цвета (несколько напоминая розовый жад из Южной Африки). Состав минерала в точности отвечает теоретической формуле гибшита.

Колеман (Coleman, 1959) установил наличие гидрогроссуляра в известково-силикатной зоне, окружающей жадеитовое включение в кали-

форнийском серпентините. Совместно с гидрогроссуляром здесь встречены сфен, витерит и хлорит.

Чрезвычайно интересное открытие, касающееся минералогии гидрогроссуляров в родингитах и измененных габброидах, сделал недавно Жабиньски (Zabinski, 1964, 1965). При рентгеновском изучении новозеландских, австралийских и бушвельдских гидрогроссуляров он установил, что они являются двухфазными образованиями и, кроме гидрогроссуляра, содержат чрезвычайно тонкодисперсную вкрапленность везувиана. Форма нахождения последнего свидетельствует о его образовании при распаде твердого раствора (возможно, в результате разложения гидрогроссуляра).

Описанный нами североякутский жад, как полагает Жабиньски (1965), вообще представлен везувианом. Очевидно, примесь везувиановой фазы в последнем случае действительно довольно велика и, видимо, превышает 10—20% (как в образцах, исследованных В. Жабиньски). Но в основном минеральная масса здесь состоит все же из гидрогроссуляра.

3. Гидрогроссуляры, залегающие в пустотах базальтовых пород, очевидно, довольно редки. Кроме упоминавшейся уже находки Феннера (Fenner, 1910), нам известно только одно месторождение такого рода — в кембрийских вулканических отложениях острова Кинг, Тасмания (Scott, 1951). Минерал слагает псевдоморфозы по почти совершенно идиоморфным фенокристам оливина и плагиоклаза, а также жилки и полосы различной формы. Отдельные члены гидрогранатового ряда могут быть определены по различию в окраске и показателях преломления. В некоторых породах, в частности в брекчиных пикритовых базальтах, гидротермальные растворы воздействовали на стекловатую массу и превратили ее в гидрогранат. Содержание воды, по Скотту (Scott, 1951), 1,37%, ребро ячейки $a_0 = 12,03 \text{ \AA}$. Эти данные, однако, относятся не к индивидуальному члену ряда, а характеризуют средний «валовый» состав группы минералов. Вряд ли можно сомневаться, что приведенные данные вовсе не исчерпывают всего разнообразия геологической обстановки формирования гидрогроссуляровых минералов.

Действительно, уже сейчас нам известны некоторые находки гидрогроссуляров в иных геологических позициях. А. П. Бобривич и др. (1960) наблюдали идиоморфный «вторичный водусодержащий кальциевый гранат типа гибшита» в ксенолите магматического перовскитсодержащего кимберлита в трубке «Чомур» Оленекского района (Якутская АССР). И. Я. Некрасов (устное сообщение) обнаружил гидрогранат в шлифах сиенитов одного из массивов северо-восточной Якутии.

Врак (Wrucke, 1965) определил гидрогранат (?) в линзовидных включениях в биотите из докембрийских отложений Колорадо (США). Образование минерала автор связывает с постмагматическими процессами при внедрении мезозойских гранитов.

Никто до сих пор не встречал аутигенных гидрогранатов в осадочных породах. Между тем компоненты, необходимые для их образования, имеются во многих породах, например в глинистых известняках, где тонкодисперсные алюмосиликаты рассеяны в массе кальцита. Большая удельная поверхность, а следовательно, и реакционная способность этих соединений могут привести к возникновению за их счет *in situ* алюмокальциевых гидрогранатов и алюминатов кальция. Многие исследователи склонны допускать даже для «сухих» гранатов аутигенное образование в осадочных породах подобным способом (Пустовалов, 1956). Для гидрогранатов это гораздо более вероятно, поскольку они, как будет показано дальше, образуются в относительно менее жестких термодинамических условиях.

Оценивая распространенность гидрогранатов в природе, следует помнить, что редкость их может быть весьма относительной. В ряде случаев, возможно, мы просто не отличаем их от гранатов при недостаточно де-

тальных минералогических исследованиях (Белянкин, Петров, 1941). Это особенно касается слабо гидратированных разновидностей, свойства которых мало отличаются от безводных гранатов.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ГИДРОГРАНАТЫ

Минералы гидрогранатовой группы изучены еще совершенно недостаточно. В то же время вопросам синтеза гидрогранатов посвящено довольно много работ. Объясняется это двумя причинами:

1) лабораторное изучение реакций образования гидрогранатов помогает понять некоторые особенности метасоматических процессов, в частности поведение и роль воды при метасоматозе; 2) синтетические гидрогранатовые минералы присутствуют среди продуктов твердения портландцементов, придавая им ряд ценных свойств.

Известно, что гранаты с большим трудом получают искусственно. Из расплава гранатов или смесей соответствующего состава кристаллизуются анортит, пироксены, волластонит и т. д. В опытах Йодера (Yoder, 1950) гроссуляр не образовывался при давлении в 2000 ат и температуре свыше 700°. Напротив, сильно гидратированные гроссуляроиды получают довольно легко. Гексаалюминогидрат кальция выпадает из водных Ca-Al-растворов уже при 30° (Винчелл, 1933). О. И. Грачева и др. (1962) синтезировали кальциевый гексаалюминогидрат двумя способами: 1) гидратацией безводного трехкальциевого алюмината $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ в гидротермальных условиях; 2) гидротермальной обработкой стехиометрической смеси CaO и Al_2O_3 в интервале температур от 120 до 200° при выдержках 24—300 час.

При взаимодействии кубического $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{OH}]_{12}$ с гидросиликатами кальция при повышенных температурах (150—350°) и давлениях (5—163 ат) в течение 7—54 дней, а при комнатной температуре в насыщенном растворе извести за 54—62 дня образуются кубические гидрогранаты переменного состава (Белянкин и др., 1952; Flint a. oth., 1941). Гидрогранаты были получены и при взаимодействии в гидротермальных условиях известковой шихты с продуктами дегидратации каолина (Flint a. oth., 1941).

Гидротермальный синтез кальциевого гексаалюминогидрата и водусодержащих членов гроссуляр — гидрогроссулярового ряда из исходных окислов CaO, Al_2O_3 и SiO_2 и из смесей различных минералов (анортит, волластонит, геленит) подробно описан в работах Йодера (Yoder, 1950), Писториуса и Кеннеди (Pistorius, Kennedy, 1960), Тихонова и Клименко (1962) и т. д. Всеми авторами отмечается, что с повышением температуры и увеличением длительности обработки состав конечных продуктов обогащается кремнеземом. По результатам 85 опытов Писториус и Кеннеди (Pistorius, Kennedy, 1960) построили диаграмму соотношений гроссуляра и гидрогроссуляров в области высоких давлений и температур (рис. 7). На диаграмме можно видеть, что «сухой» гроссуляр образуется лишь при очень высоких давлениях (15 кбар) и температуре 780°.

Изолинии, соответствующие гидрогранатам одного и того же состава, на диаграмме почти параллельны оси ординат. Состав и свойства образующихся гидрогранатов, следовательно, практически не зависят от давления (выше некоторого предела) и определяются лишь температурой образования. К такому же заключению пришел и Йодер (Yoder, 1950); составленная им аналогичная диаграмма более схематична и охватывает область давлений до 2 кбар.

Кристаллы гидрогранатов образуются и при действии воды в гидротермальных условиях или при комнатной температуре (двухмесячная обработка) на синтетические стекла в системе $3\text{CaO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$ — $3\text{CaO} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, где $\text{R} = \text{Al}$ и Fe. Составы этих стекол, содержащих

CaO, Al₂O₃ и Fe₂O₃, близки к стеклам портландцементных клинкеров (Flint a. oth., 1941).

Гидрогранаты образуются при твердении глиноземистых и железистых вяжущих. Благодаря присутствию гидрогранатов в продуктах твердения цементов значительно повышается механическая прочность последних, а также их устойчивость против разрушительного действия сульфатов, углекислоты, воды и солей (Бутт и др., 1962; Flint a. oth., 1941).

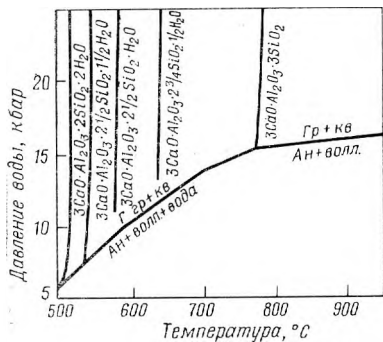


Рис. 7. Схема фазовых взаимоотношений в системе анортит — волластонит — вода (Pistorius, Kennedy, 1960)

До последнего времени из всех природных гранатов соответствующие водусодержащие аналоги были известны только для гроссуляра. По-видимому, гроссуляровой решетке возможность изоморфного замещения кремнезема водой присуща в большей степени, чем другим гранатам.

В то же время, основываясь на результатах некоторых экспериментальных работ, можно было предполагать существование водозамещенного железокальциевого граната — андрадита.

Эйгер (Flint a. oth., 1941) получил соединение $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{OH}]_{12}$ при взаимодействии раствора извести с коллоидной гидроксидом железа. Кубические кристаллы, соответствующие гидроандрадиту, имели

показатель преломления 1,71. Флинт и др. (Flint a. oth., 1941) синтезировали в гидротермальных условиях различные соединения изоморфного ряда $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_{3-n}[\text{OH}]_{4n}$ (гидрогроссуляр) — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_{3-n}[\text{OH}]_{4n}$ (гидроандрадит). Из безалюминиевых членов ряда ими был получен гидрогранат состава $\text{Ca}_{3,08}\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_{0,54}[\text{OH}]_{9,84}$, т. е. уже настоящий член ряда андрадит — гидроандрадит (с содержанием 7,11% SiO₂ и N = 1,730).

В. А. Тихонов и др. (1958) получили алюможелезистые гидрогранаты путем реакции в твердой фазе при гидротермальной обработке пихты, составленной из извести, пиритных огарков и обожженной глины. Мнение о существовании в природе некоторых других водных гранатовидов было высказано нами ранее (Блисковский, 1965). Последующие находки полностью подтвердили его. Петерс (Peters, 1965) в серпентинитах Швейцарии обнаружил гранат почти чисто андрадитового состава с содержанием около 1% H₂O, а Цао Юн-луи (1965) в перидотитах Шиаосангшана нашел переходный андрадит — гроссуляровый сильно гидратированный (5,29% H₂O) гранат.

Гидроалюминаты и гидроферриты бария и стронция, изоструктурные гранатам, получены искусственно (Винчелл, 1953; Flint a. oth., 1941). С учетом этих данных общую формулу известных пока гидрогранатов можно представить следующим образом: $[\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}]_3[\text{Al}, \text{Fe}]_2[\text{SiO}_4]_{3-n} \cdot [\text{OH}]_{4n}$. Возможно, что синтетически удастся получить непрерывные изоморфные ряды для всех этих разновидностей (как это было сделано для гидрогроссуляров). Вероятно, они (кроме гидрогроссуляра и, возможно, гидроандрадита) не распространены в природе.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ГИДРОГРОССУЛЯРОВ

Несмотря на ряд специальных работ по синтезу гидрогроссуляров, отдельные стороны их генезиса еще неясны. Это объясняется тем, что многие из термодинамических закономерностей, установленных при лабораторных экспериментах, не могут быть распространены на природные условия, несравненно более сложные и многообразные. Приведем один пример заметного расхождения фактических и экспериментальных данных.

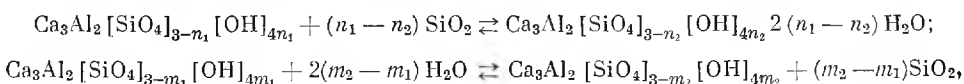
Массивный гидрогроссуляр из северо-восточной Якутии имеет приближительную формулу $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_{2,6}[\text{OH}]_{1,6}$ (см. табл. 1, анализ 3). Согласно графику Писториуса и Кеннеди (см. рис. 7), температура образования этого минерала близка к 600° , по данным Йодера (Yoder, 1950) — еще выше (около 750°). На фиг. 6 хорошо видно взаимоотношение гидрогроссуляра и хлорита в северо якутской гидрогранатовой породе. Жилки гидрограната явно секут крупные рипидолитовые пластинки, что и доказывает более позднее образование гидрогроссуляра. На термограмме рипидолита из этой породы (рис. 8) резкий экзотермический пик (сопровождающийся потерей части воды) появляется уже при температуре 350° , которая и ограничивает, таким образом, верхний предел температуры образования гидрогроссуляра.

Очевидно, при образовании гидрогранатов весьма важным фактором является время взаимодействия исходных веществ. Можно считать принципиально доказанным влияние времени взаимодействия на состав образующихся гидрогранатов. Выше мы упоминали, что увеличение продолжительности гидротермальной обработки дает эффект, аналогичный эффекту при повышении температуры: обогащает кремнеземом полученные гидрогроссуляровые продукты. Никаких количественных оценок этого эффекта дать пока не удалось даже в лабораторных условиях, не говоря уже о природных.

Важными генетическими показателями являются структуры нарастания некоторых гидрогроссуляров. Так, для гибшита каемки обрастания наиболее типичны. Аналогичное концентрически зональное строение различных гидрогроссуляров описывает, например, Гилли (1957).

Из фазовой диаграммы (см. рис. 7) следует, что определенными температурам и давлениям однозначно соответствуют гидрогроссуляры определенного состава. Таким образом, указанные морфологические особенности гидрогранатовых минералов свидетельствуют о постепенном изменении термодинамических условий в процессе формирования минералов. В то же время для некоторых случаев такое объяснение неприемлемо. Так, структуры нарастания, видимо, отсутствуют в тасманских гидрогроссулярах, где разные члены гранат-гидрогранатового ряда слагают жилки и полости в измененных базальтах (Scott, 1954). Это обстоятельство наводит на мысль, что первоначально образованные гидрогранаты не всегда оставались неизменными. В определенных случаях первоначально возникшие минералы при последующих процессах могли вступать в реакцию с кремнеземом и водой, что приводило к появлению новых минералов гидрогроссулярового ряда.

Ход реакций может быть представлен следующим образом:



В работе Йодера (Yoder, 1950) приводятся несколько гипотетических реакций, путем которых в природных условиях могли бы образовываться гроссуляр и гидрогроссуляр при взаимодействии различных минералов (кальцит, глинозем, кварц, каолинит и волластонит и т. д.).

Одна из таких реакций изображается на фазовой диаграмме (см. рис. 7): анортит + 2 волластонит + вода \rightleftharpoons гидрогроссуляр + кварц. В этой реакции участвуют природные полевые шпаты, содержащие то или иное количество альбитовой молекулы. Течение реакции осложняют также и другие многочисленные примеси, особенно Fe^{3+} , Mg, Sr. Это од-

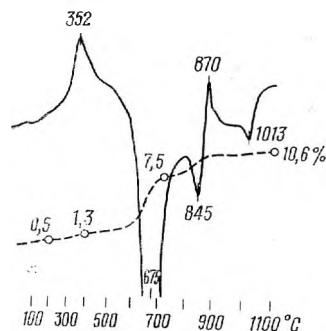


Рис. 8. Кривые нагревания и потери веса (пунктир) хлоритового минерала, ассоциирующего с гидрогроссуляровым «жадом» из Якутии

на из причин, по которым фазовая диаграмма не может непосредственно применяться к большинству геологических условий.

Вопрос об источнике материала при образовании гидрогранатов в ряде случаев может быть решен довольно определенно. Кремний и алюминий гидрогроссуляры скарновых зон получили из постмагматических растворов, а кальций был выщелочен гидротермами из вмещающих известняков и мергелей.

Несколько сложнее обстоит дело для образований типа родингитов и южноафриканского жада. Холл в 1925 г. предположил, что материал южноафриканского жада является дериватом норитовой магмы, сконцентрированным в виде пласта аналогично прослойкам магнетита или хромита. По мнению Маршалла (Marshall, 1911), гидрогроссулярсодержащие родингиты Новой Зеландии также возникли в результате магматической дифференциации. Эти гипотезы мало обоснованы и сейчас не имеют сторонников.

Некоторые авторы допускают, что хорошо выдержанные пласты «трансваальского жада» представляют собой известняковые горизонты, прорванные интрузивными породами или измененные гидротермальными растворами (Hall, 1925; van Biljon, 1955; Frankel, 1959).

Фактические данные, прежде всего, наличие реликтовых габброидных структур в пластах жада (Frankel, 1959; Tilley, 1957), не подтверждают и этой точки зрения.

Скорее можно представить, что родингиты и пласты жада возникли при воздействии кальцийсодержащих гидротерм на основные изверженные породы (Файф и др., 1962; Bilgrami, Howie, 1960; Frankel, 1958 и др.).

Наиболее вероятным источником окиси кальция являются моноклинные широксены, подвергающиеся серпентинизации по уравнению (Аршинов, Меренков, 1930) $3\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 3\text{CaO} + 4\text{SiO}_2$. Действительно, все гидрогроссулярсодержащие габброидные породы сопровождаются серпентинитовыми телами.

ВЫВОДЫ

1. Существует непрерывный изоморфный ряд гидрогроссуляра; общая формула его членов: $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_{3-n}[\text{OH}]_{4n}$.

Из природных гидрогроссуляров наиболее гидратированным считается гибшит состава $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_4$, в котором водой замещена $\frac{1}{3}$ кремнезема гроссуляровой молекулы. Следует, однако, допустить существование более водных гидрогроссуляров, тем более что гидротермальным синтезом получена полная их гамма, вплоть до бескремнистого гексаалюминогидрата кальция.

2. На свойства минералов этого ряда некоторое влияние оказывают примеси Fe^{3+} , Mg, Ti, Cr и т. д. В основном же свойства гидрогроссуляров определяются степенью замещения кремнезема водой. При этом показатель преломления, удельный вес, температура термического разложения минералов уменьшаются, а величина ребра элементарной ячейки увеличивается пропорционально содержанию воды. Гидрогроссуляры с малым содержанием воды имеют свойства, близкие к безводному гроссуляру. Кристаллическая структура всех членов этого ряда подобна гроссуляровой.

3. Природные гидрогроссуляры известны в следующих парагенезисах:

а) в пироксеново-роговиковой и санидинитовой фациях контактового метаморфизма карбонатных пород; здесь гидрогроссуляр обычно представлен гибшитом и образуется совместно с другими водусодержащими минералами (гидросиликаты кальция, везувиян и т. д.) в заключительные этапы минералообразования в этих фациях; в первые стадии формирования этих фаций возникают безводные высокотемпературные минералы: гроссуляр, волластонит и т. д.

б) в гидротермально измененных интрузивных габброидных породах;

гидрогроссуляровые минералы содержат здесь до 5% H_2O , совместно с ними встречаются везувин, пренит, цоизит, альбит, пироксены, хлориты, серпентин и т. д.

в) в пустотах амигдалоидных базальтов — вместе с альбитом, оливинном, цеолитами и т. д.

Даже в этих ассоциациях распространенность гидрогроссуляров не может быть сейчас оценена достоверно: вероятно, при недостаточно детальных минералогических исследованиях они просто не отличаются от обычных гранатов.

4. Несомненно, что на самом деле диапазон геологических условий распространения гидрогроссуляров гораздо шире. Имеются упоминания о находках гидрогроссуляровых гранатов в кимберлитах, сиенитовых породах. Сильно гидратированные гроссуляры синтезируются много легче, чем «сухая» разновидность, при относительно низких температурах и давлениях. Исходя из этого, можно ожидать нахождения аутигенных гидрогроссуляров в осадочных породах.

5. Состав, свойства и парагенезисы природных гидрогроссуляров в ряде случаев находятся в противоречии с экспериментальными данными по синтезу гидрогранатов. Это объясняется большой сложностью природных процессов, в которых принимают участие многие дополнительные компоненты, а, возможно, также и вторичными реакциями образованных гидрогроссуляров с кремниескислотой и водой.

6. Гидрогроссуляры образуются при твердении известково-глиноземистых вяжущих. Гидрогроссуляровые минералы в значительной степени определяют ценные свойства цементов, придавая им высокую прочность и устойчивость против воздействия некоторых химических агентов.

7. Кроме гидрогроссуляра, в природе существуют минералы, соответствующие другим гранатам, в частности андрадиту, а также гидратированные гранаты-гроссуляр-андрадитового ряда.

ЛИТЕРАТУРА

- Аршинов В. В., Меренков Б. Я. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста (Средний Урал).— Труды Ин-та прикл. минер., 1930, вып. 45.
- Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. Изд-во АН СССР, 1952.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Гибшит в Грузии.— Докл. АН СССР, 1939, 24, № 4.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 1. Опыт ревизии химической формулы минерала гибшита.— Докл. АН СССР, 1941, 30, № 5.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. 2. О гибшите и плазоците.— Докл. АН СССР, 1941, 32, № 1.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Гостеолиздат. 1951.
- Блисковский В. З. Минералогия гидрогроссуляров (тезисы доклада).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 6.
- Блисковский В. З. «Трансваальский жад» в Якутии.— Изв. АН СССР, 1964, № 7.
- Бобривич А. П. Петрография кимберлитов бассейнов рек Оленека и Муны Сибирской платформы.— Материалы по геол. и пол. иск. Якутской АССР, 1960, вып. 3.
- Бутт Ю. М., Варшал Б. Г., Майер А. А. Образование гидрогранатов при автоклавном твердении вяжущих веществ.— В кн. «Труды VI совещ. по эксп. и техн. минер. и петр.». Изд-во АН СССР, 1962.
- Вернадский В. И. Об изометрии в группе алюмо- и ферросиликатов.— Изв. Росс. Акад. наук, 1909, 3.
- Винчелл А. Н. Оптика и микроскопия искусственных минералов. Госхимтехиздат, 1933.
- Винчелл А. П., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Грачева О. И., Хейкер Д. М. и др. Синтез и исследование физико-химических свойств индивидуальных фаз в системах $CaO - Al_2O_3(Fe_2O_3) - H_2O$ и $CaO - Al_2O_3(Fe_2O_3) - CaSO_4 - H_2O$.— В кн. «Труды VI совещ. по эксп. и техн. минер. и петр.». Изд-во АН СССР, 1962.
- Жабиньски В. К вопросу о «Трансваальском жаде» в Якутии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, № 1.
- Клименко З. Г., Тихонов В. А. Электронномикроскопическое исследование гидрогранатов.— Тезисы докладов IV Всес. совещ. по электронной микроскопии. Сумы, 1963.

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. ОНТИ НКТП, 1937.
- Наливкина Э. Б. Гибшит с Побужья.— Записки Всес. мип. об-ва, 1960, 89, вып. 6.
- Полквой П. А. Датолит и гибшит одного из скариновых месторождений.— Изв. вузов, серия геол. и разв., 1965, № 9.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных пород и их геологическое значение.— Труды ГИП, 1956, вып. 5.
- Соколова Л. А. К вопросу о генезисе гранатово-везувитовых жил среди серпентинитов.— Труды ИГН, 1955, вып. 165.
- Тихонов В. А., Клименко З. Г. Синтез и исследование гидрограната состава $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0,43\text{SiO}_2 \cdot 5,14\text{H}_2\text{O}$.— В кн. «Труды VI совещ. по эксл. и техн. минер. и петр». Изд-во АН СССР, 1962.
- Тихонов В. А., Шпынова Л. Г., Зданевич Е. В. Получение нового местного высокопрочного вяжущего — железисто-гипсового цемента.— В сб. «Исследования и использование глины». Львов, 1958.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Ферсман А. Е. Очерки по истории камня, т. II. Изд-во АН СССР, 1961.
- Цао Юн-луи. Гидрогранат — новая разновидность граната из Шиаосапшана.— РЖ «Геология», 1965, 4в, реф. № 152.
- Agrell S. A gabbro-limestone contact near Camphouse, Ardnamurchan (abstr.).— Amer. Min., 1950, 35, N 11-12.
- Bilgrami S., Howie R. The mineralogy and petrology of a rodingite dike Hindubagh, Pakistan.— Amer. Min., 1960, 45, N 3-4.
- Bloxam T. Hydrogrossular from the Girvan — Ballantrae Complex, Ayrshire.— Min. Mag., 1964, 33, N 264.
- Brandenberger E. Kristallstrukturelle Untersuchungen an Ca-Aluminathydraten.— Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1933, 13.
- Coleman R. Genesis of jadeite from San Benito County, California (abstr.) — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70.
- Cornu F. Vorträge an 3/V-1905 im mineralogisch petrographischen Universitäts-Institute.— Tschermak's min. petrogr. Mitt., 1905, 24.
- Cornu F. Hibschit, ein neues Kontaktmineral.— Tschermak's min. petrogr. Mitt., 1906, 25.
- Cornu C. Über einen Kontakt zwischen Phonolith und oberturonem Kreidemergel am Mädstein bei Neschwitz an der Elbe.— Tschermak's min. petrogr. Mitt., 1907, 26.
- Fenner C. The Watchung basalt and the paragenesis of its its zeolites and other secondary minerals.— New York Acad. Sci. Annals, 1910, 20.
- Flint E., Mc Murdie H., Wells L. Hydrothermal and X-ray studies of the garnet — hydrogarnet series and relationship of the series to hydration products of Portland cement.— J. Res. Nat. Bur. Stand., 1941, 26, N 1.
- Foshag W. Plazolite, a new mineral.— Amer. Min., 1920, 5, N 11.
- Frankel J. Uvarovite garnet and South African Jade (hydrogrossular) from the Bushveld Complex, Transvaal.— Amer. Min., 1959, 44, N 5-6.
- Hall A. On «Jade» (massive garnet) from the Bushveld in the western Transvaal.— Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, 1925, 27.
- Hutton C. Hydrogrossular, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series.— Royal Soc. New Zealand Trans., 1943, 73.
- Lacroix A. Les enclaves des roches volcanique. Paris, 1893.
- Marshall P. The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson.— Bull. New Zealand Geol. Surv., 1911, N 12.
- Mason B. Larnit, scawtite and hydrogrossular from Tokatoka, New Zealand.— Amer. Min., 1957, 42, N 5-6.
- McConnell D. Graphite, a hydrophosphate garnetoid. Amer. Min., 1942, 27, N 6.
- Menzel G. Die Kristallstruktur der Granite.— Z. Krist., 1928, 69.
- Pabst A. The crystal structure of plazolite.— Amer. Min., 1937, 22, N 7.
- Pabst A. Reexamination of hibschite.— Amer. Min., 1942, 27, N 12.
- Peters T. A water-bearing andradite from the Totalp serpentine (Davos, Switzerland).— Amer. Min., 1965, 50, N 9.
- Pistorius C., Kennedy G. Stability relation of grossularite and hydrogrossularite at high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1960, 258, N 4.
- Scott B. A note on the occurrence of intergrowth between diopsidic augite and albit and hydrogrossular from King island, Tasmania.— Geol. Mag., 1951, 88, N 6.
- Tilley C. On the replacement of anorthosite by hydrogrossular in the Transvaal.— Trans. Proc. Geol. Soc. South Africa, 1957, 60.
- Wrucke C. Prenalite and hydrogrossular (?) in Precambrian rocks near Boulder, Colorado.— Geol. Surv. Profess. Pap., 1965, N 525-D.
- Yoder H. Stability relations of grossularite.— J. Geol., 1950, 58, N 3.
- Zabinski W. On the occurrence of a dispersed vesuvianite phase in some so-called hydrogrossulars.— Bull. Acad. polon. sci., ser. sci. géol. et géogr., 1964, 12, N 3.
- Zabinski W. Studium mineralow grupy hydrogranatu.— Zesz. Naukowe Akad. Gorniczo — Hutniczej, 1965, resp. 38.

И. В. ГИНЗБУРГ

**О МОНОКЛИННОМ ХЛОРИТЕ
СОСТАВА МАГНЕЗИАЛЬНОГО РИПИДОЛИТА**

Среди слоистых силикатов электронографическими исследованиями обнаружено широкое развитие закономерных сростков или беспорядочных смесей, состоящих из разных видов или разновидностей этих слоистых минералов (Звягин, 1964; Дир и др., 1966).

Слоистые силикаты, построенные из решеток одного типа, имеют малое значение для структурщиков, вместе с тем они представляют особый интерес для минералогов как чистые мономинеральные соединения. Таким оказался хлорит, найденный автором на одном из участков свиты Порос-озеро (Кольский полуостров). В небольшом обнажении между р. Иокангой и ее притоком, р. Тичкой (к северо-востоку от Кальм-озера) мусковит-биотитовые гнейсы непосредственно соприкасаются с крупнолистоватой хлоритовой породой (видимая мощность 20—25 см.). Листочки зеленого хлорита расположены субпараллельно плоскости контакта и образуют сплошную мелко гофрированную породу, с почти вертикальным залеганием осей пластичности. Простирание плоскости контакта и гнейсовидности обеих пород одинаковое: ЮЗ, 130°, падение и угол падения одни и те же в обе стороны и равны 85°. Контакт хлорита с близлежащими амфиболитами не наблюдался. Образование хлорита в данном районе связывают с взаимодействием первично-магматических амфиболов и первично-осадочных гнейсов при метасоматозе. Хлорит в зонах контактов этих пород встречается часто, но сплошные хлоритовые агрегаты редки.

Электронографические исследования хлорита выполнены в лаборатории Б. Б. Звягица. На электронографических снимках проявились отражения лишь одной минеральной фазы. Минерал имеет структуру типа 1M без каких-либо признаков примеси других слоистых силикатов. Спигония моноклинная, симметрия $C2/m$; структура однослойная и наиболее упорядоченная, так как она не триклинная. Расчет электронограммы дал следующие значения параметров элементарной ячейки хлорита: $a_0 = 5,31$, $b = 9,22$, $c_0 = 14,31$ Å, $\beta = 96^\circ 50'$.

Порошковые рентгенограммы изучены А. П. Денисовым. Порошковая диаграмма снята со столбика с заведомо хаотичным расположением пластинок хлорита. Индексирование производилось на счетно-вычислительной машине отечественной марки по программе, составленной Э. М. Медведевой. Входными данными служили измеренные по фотопленке межплоскостные расстояния и указанные выше экспериментально найденные параметры ячейки. Числа межплоскостных расстояний, их интенсивность и результаты машинного индексирования совместно с индексами, приписанными из литературного источника, приведены в табл. 1. Большинство вновь полученных индексов и индексов, вычисленных ранее, совпадает. Несовпадающие индексы тоже правильные, так как они удовлетворяют

Таблица 1

Межплоскостные расстояния хлорита
 (Fe, K_x, β; 35 кг; 14 ма; экспозиция 3 час, D = 66 мм; d = 0,3 мм; промер
 производился на компрессоре с точностью 0,01 мм; внесены исправления
 по снимку смеси хлорита с 20 объемн. % NaCl)

№ п/п	I	hkl (Бриндли, 1965)	d _{α/n} кX	d _{β/n} кX	hkl
1	3	001β	(15,5)	14,0	001β
2	8	001	14,0	12,7	001
3	3	002β	(7,78)	7,06	002β
4	10	002	7,065	6,40	002
5	2	003β	(5,192)	4,706	003β
6	9	003	4,709	4,268	003
7	4	004β	(3,897)	3,532	004β
8	10	004	3,533	3,203	004
9	2	005β	(3,115)	2,824	005β
10	7	005	2,825	2,561	005
11	2	132β; 203β	(2,694)	2,442	211β
12	4	131; 202	2,597	2,354	131
13	6	132; 201	2,548	2,310	211
14	6	132; 203	2,448	2,219	211
15	4	133; 202	2,388	2,165	124
16	4	133; 204	2,263	2,051	133
17	2	135β; 204β	(2,208)	2,002	215β
18	2	135β; 206β	(2,070)	1,876	135β
19	9	135; 204	(2,004)	1,816	215
20	0,5p	—	1,922	1,742	117
21	4	135; 206	1,880	1,704	135
22	3	136; 205	1,822	1,652	205
23	1	—	1,746	1,582	150
24	1	137β; 208β	(1,721)	1,560	226β
25	3	060β; 331β	(1,703)	1,544	055β
26	3	137; 206	(1,662)	1,507	206
27	4	137; 208	(1,562)	1,416	226
28	9	060; 331	(1,542)	1,398	055
29	3	062; 331; 333	1,507	1,366	155
30	1	400β	(1,464)	1,327	148β
31	3	0.0.10	1,4126	1,280	0.0.10
32	7	139; 208	1,3908	1,261	1.1.10
33	1	065; 334; 336	1,3535	1,227	325
34	3	400; 401	1,3236	(1,200)	148
35	2	263	1,2955	1,174	072
36	1	066	1,2800	1,160	1.3.10
37	0,5p	—	1,2466	1,130	309
38	2p	2.0.11	1,2192	1,105	264
39	0,5p	—	1,2051	1,092	433
40	1p	266; 2.0.10	1,1910	1,080	174
41	2	0.0.12	1,1776	1,067	308
42	0,5p	—	1,1462	1,039	361
43	3	—	1,1300	1,024	1.3.11
44	2	—	1,0969	0,994	349
45	0,5	—	1,0819	0,981	356
46	3	—	1,0416	0,944	389
47	2ш	—	1,0322	0,935	436
48	2	0.0.14	1,0100	0,915	0.0.14
49	3p	—	1,0042	0,910	525
50	1	—	0,9960	0,903	2.4.11
51	1	—	0,9914	0,898	461
52	2p	—	0,9818	0,889	2.0.14

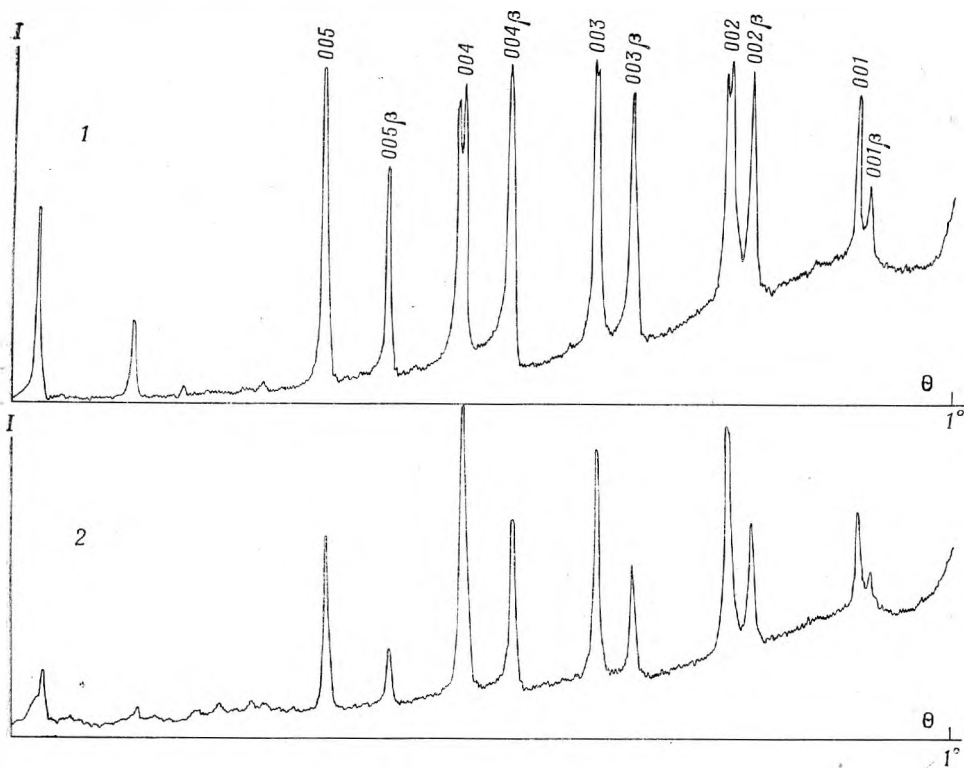


Рис. 1. Диффрактограммы хлорита:

1 — нерастертого; 2 — растертого (съемка А. П. Денисова; условия съемки: $\text{FeK}\alpha$, β ; 30 $\mu\text{в}$; 7 мэ ; скорость вращения образца 1° в мин ; шкала импульсов 1000, постоянная времени IV, начало записи $\theta = 1^\circ$)

найденным межплоскостным расстояниям. На основе полученных индексов и имеющихся значений межплоскостных расстояний А. П. Денисов произвел обратный расчет всех линейных параметров. Затем, пользуясь ими, по наиболее четким отражениям с помощью известной формулы он рассчитал угол моноклинности. Наконец, исходя из этого угла им были окончательно вычислены линейные параметры. Результаты расчетов следующие: $a_0 = 5,346 \pm 0,003$; $b_0 = 9,271 \pm 0,001$; $c_0 = 14,269 \pm 0,004 \text{ \AA}$; $\beta = 97^\circ 07'$. По сравнению с исходными, полученными по электронограммам, величины a_0 , b_0 и особенно угол β оказались большими, c_0 — меньшим.

Набор межплоскостных расстояний (см. табл. 1) более или менее соответствует таковым ближе неопределенных моноклинных хлоритов (Бриндли, 1965), для которых не указаны химические анализы. Сходимость всего набора межплоскостных расстояний и интенсивности линий нашего хлорита и химически анализированных хлоритов из справочника В. И. Михеева (1957, см. табл. 861^a, шериданит; табл. 863, прохлорит и др.) явно недостаточная для каких-либо сопоставлений тем более, что первоначальная публикация дебаеграмм большинства этих минералов относится к 1934 и 1944 гг. Кроме того, наш неокисленный хлорит гораздо более железистый, чем таковые, указанные у В. И. Михеева.

Диффрактограммы хлорита (как и следовало ожидать из-за пластинчатости минерала, приобретающего при прессовке порошка в препарате взаимно параллельную ориентировку) дали только базальные отражения. При совершенно одинаковых условиях съемки на диффрактограмме нерастертого хлорита базальные отражения второго, третьего и четвертого порядков расщепились, а у тонкорастертого они не расщеплены (рис. 1, 1, 2). Пока нет точного объяснения этому явлению. Представляется од-

нако, вероятной связью расщепленности этих рефлексов с деформированностью, изогнутостью минерала, которая имеет определенную масштабность и отмечается под микроскопом по пятнисто-мозаичному погасанию. Растиранием была, вероятно, достигнута соизмеримость мелких чешуек с участками, оптически однородными, и расщепленность утратилась. Все линии дебаграммы хлорита проиндцировались при заданных параметрах. Этим подтверждена его мономинеральность в большей навеске, чем изучено электронографически. Однако при его отборке нельзя было гарантировать полное освобождение от незначительной примеси ильменита [и пирита(?)]. Тем не менее примесь их не выявилась на дебаграммах хлорита из-за недостаточного количества этих минералов.

Ильменит подтвержден дебаграммой и растворением в HCl; пирит допускается по присутствию серы в химически анализированной навеске минерала (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав и расчет формулы хлорита *

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Вычита-ние пири-та	Ат. кол. катионов	Колич. атомов катионов	Сумма валентно-сти катио-нов
SiO ₂	26,79	4294	—	4294	2,64	10,56
TiO ₂	0,26	33	—	33	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	22,01	2159	—	4318	2,66	7,98
Fe ₂ O ₃	0,51	32	—	64	0,04	0,12
Cr ₂ O ₃	0,02	1	—	2	0,00	0,00
FeO	17,64	2455	25	2430	1,50	3,00
MgO	20,42	5064	—	5064	3,12	6,24
MnO	0,13	18	—	18	0,01	0,02
CaO	0,06	11	—	11	0,006	} 0,01
NiO	0,09	12	—	12	0,007	
CoO	0,019	3	—	3	0,00	
H ₂ O ⁻	1,92	—	—	16249	10,00	28,02
H ₂ O ⁺	9,98	} 10,41	577	—	(1154)	(7,10)
П. п. п.	0,43					
S ²	0,16					
Сумма	99,44					

Примечание. CuO, CO₂, Na₂O, K₂O не обнаружены; CO₂ — из отдельной навески (аналитик А. П. Курицина).

* По И. Д. Борнемап-Старынкевич (1964).

Хлорит не очищался от рудных неэлектромагнитных примесей жидкостями во избежание изменения содержания воды. Расщепленный вручную, затем мелко настроженный хлорит освобождался от пластинок ильменита под бинокулярной лупой; от примеси невидимых зерен пирита(?) избавиться не удалось. Всего было отобрано свыше 4 г минерала.

Химический анализ (см. табл. 2) из навески 2,5 г выполнен Е. И. Успенской. Ею же из навески 0,5 г методом гидростатического взвешивания в спирте определен удельный вес хлорита, который оказался равным 2,733.

Спектральный анализ (С. И. Неволлина) не увеличил списка элементов, найденных химически. Формула рассчитана на основе десяти катио-

нов, содержащихся в типовой формуле хлорита ($16249 : 10 = 1625$). Он и О даны по сумме валентностей катионов ($28,02 - 18,0 = 10,02$; $18,0 - 10,02 = 7,98$ ОН; имеется 7,10 ОН; до 7,98 она восполняется за счет H_2O^-).

После замещения $\text{Si}_{1,34} \rightarrow \text{Al}_{1,34}$ и $\text{Mg}_{1,34} \rightarrow (\text{Al}_{1,32} \text{Fe}^{3+}_{0,02})_{1,34}$ остался избыток $\text{Fe}^{3+} = 0,02$, т. е. определено Fe^{3+} вместо Fe^{2+} . Недостаток ОН = $0,02$, против 8,00 получен из-за излишка $\text{Fe}^{3+} = 0,02$. Должно быть: $\text{Fe}^{2+}_{1,52}$, $\text{Fe}^{3+}_{0,02}$, $\text{OH}^{-}_{8,00}$, $\text{O}^{2-}_{10,00}$. Полученная таким образом формула практически неотличима от идеальной (сокращенной на два, против принятой по структуре минерала): $(\text{Mg}_{3,12} \text{Fe}^{2+}_{1,52} \text{Al}_{1,32} \text{Fe}^{3+}_{0,02} \text{Mn}_{0,01} \text{Ni}_{0,005} \text{Co}_{0,005})_{6,00} [(\text{Si}_{2,64} \text{Al}_{1,34} \text{Ti}_{0,02})_{4,00} \text{O}_{10,00}] \text{OH}_{8,00}$.

Оптические свойства этого эталонного хлорита, хранящегося в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР, следующие: в проходящем свете светло-зелено-буроватый, плеохроизм слабый; N_g — светло-зеленый, N_p — светло-бурый. Показатели преломления $N_g = 1,618$; $N_m = 1,611$; $N_p = 1,610$; определены В. В. Колесниковой на игле Колотушкина в натровом свете $\lambda = 590$ мкм; $N_g - N_p = 0,008$. При дневном свете $N_g = 1,620$; $N_p = 1,610$; удлинение (—). Угол оптических осей положительный, малый, чуть расходящийся крест в коноскопе на плоском столике; измерение $2V$ на столике Федорова дало $30 \pm 2^\circ$ (по краям непросветляющейся темноты). $a: N_p = 0^\circ$. По величинам оптических констант это типичный рипидолит; синоним — прохлорит (Луцицкий, 1947; Трёгер, 1958).

Хлорит не обнаруживает аномалий интерференционной окраски и признаков дисперсии, погасает нормально. В этой связи представляется вероятной зависимость оптических аномалий хлоритов от их неоднородности, т. е. неоднородности структуры и состава. Очертания пластинок хлорита ($\sim \perp N_g$) не гексагональны, они неправильны и отчасти удлинены по N_p .

Сложение хлоритового агрегата под микроскопом отображает его генезис. Наблюдаются два проявления ориентировки листочков. Крупные (до 0,5—1,0 см в длину и более) листочки субпараллельны, с границами, следующими их гофрированности, которая подчеркивается одновременным погасанием участков, вытянутых по удлинению каждого неделимого листочка хлорита. Этот хлорит, слагающий почти всю массу породы, приобрел такой облик при движении вещества в твердом состоянии вдоль базальных плоскостей минерала при давлении, нормальном к этим плоскостям. Мелкие листочки (в 1,0—0,5 мм и менее в длину) пересекают крупные во всех направлениях и тоже несут следы деформации. Они могли возникнуть в процессе движения в «мертвых зонах» или после движения (Глизбург, 1961).

С изогнутостью — деформированностью минерала связаны отклонение угла его погасания от прямого до $12-14^\circ$ и невозможность определения $2V$ путем копоскопирования на столике Федорова.

В настоящее время имеются две близкие классификации хлоритов по вещественному составу: Хейя (Heу, 1954; цитировано по Дир и др., 1966) и Д. П. Сердюченко (1953). По удвоенным значениям некоторых коэффициентов при катионах выше приведенной формулы хлорита получены числа, по которым на соответствующем графике Хейя находят точное название хлорита. Эти числа следующие: $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} = 3,08$; $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) : (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}) = 0,33$; $\text{Si} = 5,28$. Точка состава попадает в нижнюю часть поля, приходящегося на рипидолит, т. е. описываемый хлорит относится к магнетитовой разновидности рипидолита. По графику Д. П. Сердюченко это прохлорит.

Найденная по электронограммам величина параметра b_0 , судя по графику (Дир и др., 1966), вполне согласуется с содержанием в минерале Fe^{2+} .

Между двупреломлением и удельным весом, с одной стороны, и содержанием железа, с другой, нет полного совпадения: на графике Хейя «состав — свойства» точка пересечения значений $N_g - N_p$ удельным весом

попадает в поле более магнезиального хлорита — шеридонита, расположенного ниже границы рипидолита. Вместе с тем эта точка лежит на линии Si, отвечающей его содержанию в минерале. Итак, вместо обычной и ожидаемой зависимости плотности и двупреломления от содержания железа намечается зависимость этих свойств от содержания кремния. Связь между значением N_g и содержанием FeO и MgO (Ильвицкий, Тантар-Барац, 1966) тоже не отмечается.

В хлоритах осуществлен изоморфизм (выраженный еще в формулах Чермака): в тетраэдрах часть Si замещается на Al, а в октаэдрах эквивалентное количество двухвалентных катионов замещается на трехвалентные — Al и Fe^{3+} . В конкретном случае нашего хлорита: $Si^{4+}_{1,34} \rightarrow Al^{3+}_{1,34}$ и $Mg^{2+}_{1,32} \rightarrow Al^{3+}_{1,32}$; $Fe^{2+}_{0,02} \rightarrow Fe^{3+}_{0,02}$.

Таблица 3

Положение полос поглощения ИК спектра хлорита

Полосы, см ⁻¹	Интенсивность	Примечание
465	Сил.	Деформационные колебания Si — O тетраэдров
540	Сл.	—
657	Ср.	—
755	»	Валентные колебания Al — O тетраэдров
810	Сл.	
980	Оч. сил.	Валентные колебания Si — O тетраэдров
3430	Сил. }	Колебания группы OH
3560	» }	

Присутствие в тетраэдрах изученного хлорита Al подтверждено характером полос поглощения ИК спектра, снятого Е. С. Рудницкой на приборе отечественного производства и расшифрованного ею (табл. 3). Так же установлен Al_{IV} в амфиболах (Гинзбург, Юхнерич, 1962). Согласно с расчетом анализа (см. табл. 2), ИК спектр не обнаружил в минерале признаков гидроксония OH_3 , при четких полосах гидроксила OH.

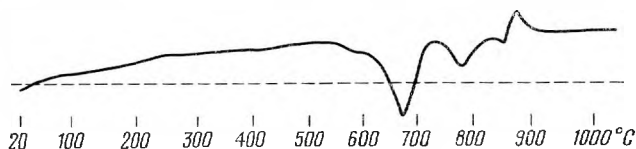


Рис. 2. Кривая нагревания рипидолита

Дифференциальная кривая нагревания (рис. 2), полученная на отечественной установке, рассмотрена Е. П. Вальяшихиной. В целом она подобна остальным рипидолитам (Иванова, 1961; Дир и др., 1965) и показывает три эндотермических эффекта. Первому — соответствует наибольшая потеря «воды», как следует из сопряженной кривой потери веса («вода» — это OH; см. ИК спектр). Наибольшее поглощение тепла сопровождается, по-видимому, удалением OH из бруситового слоя (табл. 4). Второй эндотермический эффект связан очевидно с поглощением тепла при выделении OH тальковым слоем. Третий эндотермический эффект, сливающийся с экзоэффектом, практически не дает потери веса.

Экзоэффект отражает разрушение сложного — талькового слоя, что знаменует уже полный распад минерала. Температуры эффектов изученного и некоторых других рипидолитов близки (табл. 4).

Таблица 4

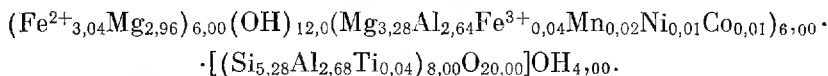
Значения эффектов кривых нагревания хлоритов (в °С)

Минерал, источник	Эндоэффект первый	Эндоэффект второй	Экзоэффект
Три образца рипидолита (без данных химанализа; Иванова, 1961)	610—690	У одного намечается	810—900
Рипидолит из общей навески с химанализом	675	785	875
Рипидолит из другой навески *	670	790	880

* По сопряженной кривой потеря веса бруситовым слоем (670°) втрое больше, чем тальковым (790°), что согласуется с содержанием ОН в формулах этих слоев: 12 и 4. Суммарная потеря веса 8,27 вес. % против 12,33 вес. % по химическому анализу.

Хлорит, нагретый по ходу термоквивой до 740—750° (после первого эндоэффекта), стал бурым, содержание FeO в нем уменьшилось с 17,64 до 12,76 вес. %. Это указывает, по всей вероятности, на окисление железза бруситового слоя, уже утратившего ОН.

Приведенная ниже кристаллохимическая формула учитывает возможную упорядоченность в распределении Fe²⁺ между бруситовым и тальковым слоями структуры данного хлорита.



Литературные сведения о растворимости хлорита в H₂SO₄ и в HCl не точны и иногда противоречивы. В связи с этим Г. А. Осолодкиной были выполнены несложные опыты по растворимости в этих кислотах нашего рипидолита. Навеска около 0,3 г была разделена на три части; каждая из частей была помещена в соответствующую кислоту (разбавленную в отношении 1:1) на 1 час при комнатной температуре. Никаких внешних изменений в минералах и в жидкостях не произошло. Затем около 3 час они находились на песчаной бане с температурой 70—80°. Примерно через 2 час стала заметна светло-зеленая окраска растворов HCl и посветление хлорита во всех трех случаях. Охлажденные растворы оставались еще двое суток. Результаты опытов подтверждают более сильное действие H₂SO₄, обесцвечивающей нацело листочки хлорита, т. е. выщелачивающей из него все железо. Выщелачивание железа идет и под действием HCl, что видно по окраске зерен, посветлевших внутри и побелевших с краев, а также по окраске раствора, светло-зеленого от Fe²⁺, и высушенного фильтра — красно-бурого от Fe³⁺. Тонкоизмельченный хлорит, соответствующий природному тонколистковатому, создает впечатление студневидного осадка в HCl из-за расщепления и разбухания его мелких листочков в процессе растворения.

Спектральным анализом исходного хлорита, продуктов его обработки кислотами и высушенных фильтратов (аналитик С. И. Неволлина; съемка на одну пластинку) установлен выход в раствор всех остальных катионов, кроме Si (табл. 5).

Итак, хлорит быстро растворяется в горячих кислотах, и от него остается только Si — O слой. Аналогичное явление отмечено при выветрива-

Качественные исследования растворимости рипидолита

Степень измельчения	Кислота горячая	Облик продуктов растворения	Результаты спектрального анализа
Настрижен, 1,0—0,1 мм	H ₂ SO ₄	Все пластинки стали белыми, распушенными, расслоенными	Остались ничтожные следы Mg, Fe, Al, Ca; лишь незначительная часть Si перешла в фильтрат
Растиерт до тонкой пудры	HCl	То же	То же
Настрижен, 1,0—0,1 мм	HCl	С краев и вдоль трещин пластинки побелели и стали толще остальных посветлевших частей	Извлечена часть Mg, Fe, Ca, Al, Mn и др. Содержание Si не изменилось

нии биотита в кислой среде и при его искусственном растворении в кислотах; от биотита то же остаются лишь светлые пластинки водного кремнезема (Бобровник, 1954).

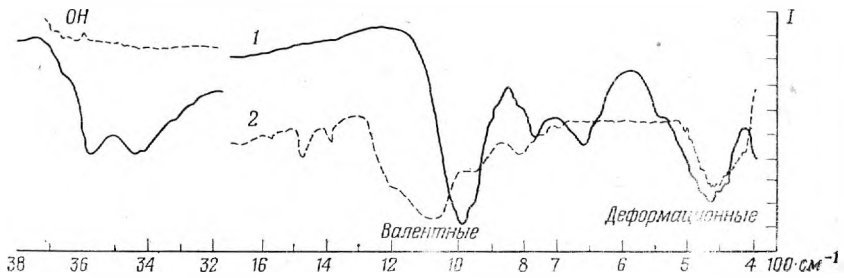


Рис. 3. Кривая инфракрасного спектра пропускания рипидолита (1) и его Si—O слоев (2)

Было интересно выяснить структурные особенности водного кремнезема, т. е. Si—O слоев прежнего хлорита с абсорбированной OH. Они оказались рентгеноаморфными. Их ИК спектр (по заключению Е. С. Рудницкой) обнаружил большое сходство с таковыми тридимита и имеет в области валентных колебаний характерные для тридимита полосы поглощения при 800 и 1075 $см^{-1}$ и OH — при 3600 $см^{-1}$. Сравнение ИК спектров исходного хлорита и его «голых» слоев кремнекислородных тетраэдров дано на рис. 3.

Электронограмма таких Si—O слоев резко отлична от исходного хлорита. Она бедна отражениями, которые к тому же весьма диффузны. Это свидетельствует о нарушении структурного мотива Si—O слоев, свободных от окружающего каркаса.

Несмотря на многочисленные работы по хлоритам, точных сведений об их разновидностях, отвечающих современному уровню науки, пока недостаточно. Приведенные результаты исследования рипидолита отчасти восполняют этот пробел; они ценны еще и тем, что выполнены на одном куске породы весом около 5 г.

Автор глубоко признателен всем специалистам, участвовавшим в исследовании кольского хлорита, данные которых способствовали наиболее полному освещению свойств, состава и структуры этого интересного минерала.

М. Д. ДОРФМАН, С. В. ВАСИЛЬЕВА, О. А. АРБУЗОВА

**НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ,
ОТКРЫТЫЕ В СССР С 1917 ПО 1966 г.**

За 50 лет существования советской власти минералогия, как и другие разделы отечественной геологической науки, проделала большой и сложный путь. Многочисленные экспедиции в различные части нашей страны привели с первых же лет работ к открытию ряда месторождений, а вместе с тем и новых минералов. История открытия минералов стала, таким образом, в значительной мере отражать достижения геологической науки в целом. Если в царской России открытие новых минералов было редким явлением (не более одного или двух в несколько лет), то первой же экспедицией Академии наук на Кольский полуостров под руководством акад. А. Е. Ферсмана было открыто в Хибинском и Ловозерском щелочных массивах за период с 1922 по 1928 г. 10 новых минералов и разновидностей; некоторые из них позднее стали объектом промышленного использования. Работы этого начального периода молодого государства по праву следует считать блестящей страницей в нашей отечественной минералогии. Увеличивающееся число вновь открываемых минеральных видов и их разновидностей явилось следствием изучения и освоения новых районов, а также и применения новых методов исследования для изучения отдельных минералов. Эти методы, широко применяемые в практике научно-исследовательских работ особенно в послевоенные годы, позволили не только давать углубленную характеристику отдельным минералам, но и критически ревизовать ранее открытые. Некоторые из них оказались или тонкой механической смесью, или образованиями, недостаточно охарактеризованными для выделения в самостоятельный минеральный вид. Применение современных методов исследования, в частности рентгеноструктурного анализа, электронографии и электронной микроскопии, позволило выявить новые структурные разновидности (кубический халькопирит), степень упорядоченности в ряде минералов (полевые шпаты, глинистые минералы и др.). Это привело к необходимости введения уточняющих названий. При изучении отдельных групп минералов в них были установлены сложные изоморфные замещения, что также обусловило появление в печати усложненных названий, например стибьотелуровисмутит.

Открытие каждого нового минерала — важное событие в минералогии. Именно поэтому еще в 1937 г. в Москве на минералогическом совещании было решено создать при Академии наук СССР комиссию, в обязанности которой входило бы утверждение и регистрация новых минералов с целью упорядочения минералогической номенклатуры. Решение это реализовано лишь в 1956 г. на съезде членов Всесоюзного минералогического общества, где была учреждена комиссия по новым минералам (КНМ). Цель

комиссии «способствовать повышению качества описаний вновь описываемых минералов и препятствовать появлению неправильных, плохо обоснованных и лишних новых названий» (ЗВМО, 1965, ч. 94, вып. 5).

С 1955 г. Э. М. Бонштедт-Куплетская в Записках Всесоюзного минералогического общества начала систематическую публикацию обзоров новых минералов. Эта важная и нужная информация была продолжением публикаций О. М. Шубниковой, начатых еще в 1922 г. В сводках Э. М. Бонштедт-Куплетской минералы, не утвержденные КНМ как новые виды или разновидности, а также недостаточно изученные или с необоснованными названиями, сопровождалась соответствующими примечаниями.

В настоящей статье сделана попытка собрать все сведения о новых минералах, открытых в СССР за 1917—1966 гг. В основу работы положены систематические сводки О. М. Шубниковой, Э. М. Бонштедт-Куплетской, а также рукописные неопубликованные материалы О. М. Шубниковой, любезно предоставленные нам для пользования Э. М. Бонштедт-Куплетской. При составлении списка новых минералов (табл. 1) мы, естественно, пользовались результатами работ КНМ, поэтому все те минералы, которые, по мнению КНМ, являются сомнительными, недостаточно обоснованными для получения нового названия, или названия которых являются в свете новых данных лишними, мы выносим в отдельные списки. В эти же списки по тем же причинам попадает и часть минералов, опубликованных за 1917—1955 гг.

В табл. 1 приводятся названия только новых минералов или новых разновидностей, получивших в литературе признание и распространение (220 минералов). Чтобы получить представление о том, в какой последовательности и в каком количестве открывались минералы, мы расположили их по годам с указанием автора-первооткрывателя, а также выходных данных первого описания. В табл. 1 не приводятся названия «минералов», предложенных авторами отдельных учебников минералогии (например, А. К. Болдыревым) или монографий.

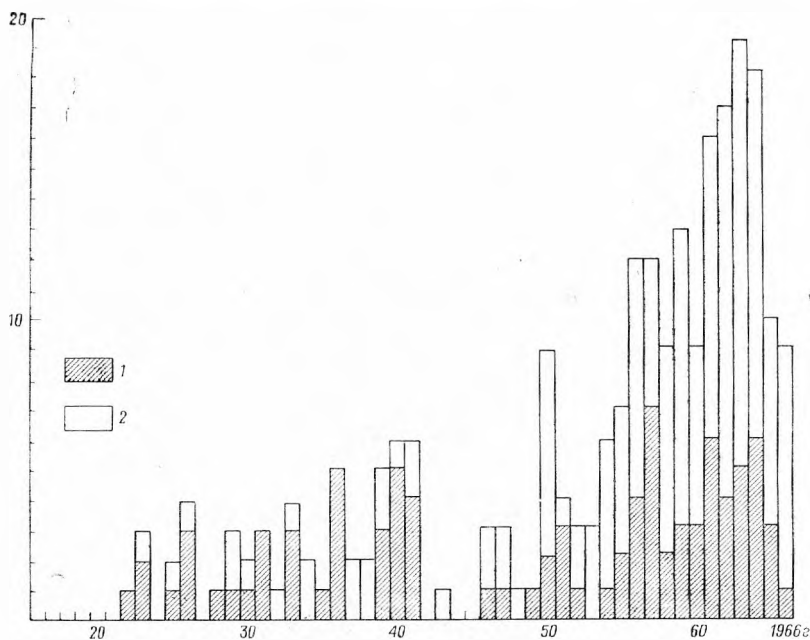


Рис. 1. Диаграмма открытых в СССР новых минералов и их разновидностей за период 1917—1966 гг.

1 — новые разновидности; 2 — новые минералы

Новые минералы и их разновидности (1917—1966 гг.)

Таблица 1

Год открытия	Минерал	Формула	Автор, литература
1922	<i>Ванадиоломонит</i>	Разновидность ломонита, содержащая V	Ферсман А. Е. Труды Геол. и мин. музея АН СССР, 1922, 2, вып. 7, 311
1923	<i>Кальциоанкилит*</i>	$5(\text{Ce}, \text{Y})_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 7(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca})\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Черник Г. П. Изв. АН СССР, 1923, серия 6, 17, 83—91
1923	<i>Манганнептунит*</i>	Разновидность нептунита, содержащая Mn	Курбатов С. М. Сб. «Хибинский массив» 1923, 16, 57. Докл. АН СССР, сер. А, 1923, 59—60
1923	<i>Рамзаит*</i>	$\text{Na}_2\text{Ti}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]\text{O}_3$	Костылева Е. Е. Докл. АН СССР, серия А, 1923, 55—58
1925	<i>Лопарит*</i>	$(\text{Ce}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$	Кузнецов И. Г. Изв. Геол. ком., 1925, 44, 6, 663
1925	<i>Сунгулит*</i>	Короткостолбчатая разновидность серпентина	Соколов Г. А. Изв. научно-техн. кр. металл. и хим. при Лен. политех. ин-те, 1925, вып. 1, 74
1926	<i>Лосчоррит*</i>	Криптокристаллическая разновидность ринколита	Бошштедт Э. М. ИАН, серия 6, 1926, 20, 1181—1198
1926	<i>Ринколит*</i>	Разновидность ринкита, содержащая Sr	То же
1926	<i>Тангеит*</i>	$\text{CaCu}[\text{VO}_4](\text{OH})$	Ненадкевич К. А., Волков П. А. Докл. АН, серия А, 1926, 43—46.
1926	<i>Алюмогидрокальцит</i>	$\text{CaAl}_2[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Билибин Ю. А. ЗВМО, серия 2, 1926, 55
1928	<i>Медистая платина</i>	8—13% Cu	Заварицкий А. Н. Материалы по общей и прикл. геол., 1928, вып. 108, 45
1929	<i>Лессипигит*</i>	$(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})_5[(\text{O}, \text{OH}, \text{F})(\text{SiO}_4)_3]$	Зильберминц В. А., Докл. АН, серия А, 1929, 55—60
1929	<i>Ферсманит*</i>	$\text{Na}_4\text{Ca}_4\text{Ti}_4[\text{SiO}_4]_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_3$	Лабунцов А. Н. Докл. АН СССР, серия А, 1929, 297—301
1929	<i>Сульфатканкринит</i> == <i>вишневиту*</i>	$\text{Na}_3\text{Ca}_2[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3 \cdot \text{SO}_4) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Заварицкий А. Н. ЗМО, 1929, ч. 58, № 2, 201—207
1930	<i>Асбофит*</i>	Разновидность хризотил-асбеста	Соболев Н. Д. Мин. сырье, 1930, № 9, 1181—1182
1930	<i>Мурманит*</i>	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2](\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Найден Рамзаем в 1890 г.; Гуткова Н. Н. Докл. АН СССР, серия А, 1930, 731—736
1931	<i>Кальциевый ринкит*</i> (гётценит)	Минерал группы ринкита	Афанасьев М. С. Сб. Мин. Хиб. и Лов. тундр, 1937, 370—373

Примечание. Минералы, имеющиеся в Минералогическом музее АН СССР, отмечены звездочкой; разновидности минералов набраны курсивом.

Год открытия	Минерал	Формула	Автор, литература
1931	<i>Куприванадинит</i>	Разновидность ванадинита, содержащая Си	Янишевский Е. М. Труды Гл. геол. упр. 1931, вып. 109, 19
1931	<i>Хлопидит</i> *	Разновидность самарскита (Y, U, Th) (Nb, Ti, Fe) ₂ O ₈	Старик И. Е., Сегаль Н. М. Труды ЦНИГРИ Центр. геол. лаб., 1931.
1932	Юкспорит*	Na ₄ Ca ₂ Ti ₂ [Si ₇ O ₂₂] (F, OH)	Ростылева Е. Е., Докл. АН СССР, серия А, 1932, 71—78
1933	<i>Серпофит</i>	Офит — бесструктурная разновидность серпентина	Лодочников В. Н., Проблемы Сов. геол., 1933, вып. 2, 120—145
1933	<i>Хромовоалюминиевый гизингерит</i>	Разновидность гизингерита, содержащая Cr и Al	Сердюченко Д. П. ЗВМО, серия 2, 1933, вып. 2, 62, 376—392
1933	<i>Хромовый нонтронит</i> *	Разновидность нонтронита, содержащая Cr	Сердюченко Д. П. ЗВМО, серия 2, 1933, 62, вып. 2, 376—392
1934	Ауросмирид (осмистый иридий)*	Разновидность осмирида, содержащая Au	Звягинцев О. Е. Докл. АН СССР, 1934, 4, № 3, 176—179
1934	Осмирид*	Ir, Os	Звягинцев О. Е. Докл. АН СССР, 1934, 4, № 3, 176—179
1935	<i>Хромистый амезит</i>	Разновидность амезита, содержащая Cr	Зимин И. А. Мин. сырье, 1935, № 10, 61
1936	<i>Алмазозит</i>	3FeO · 2,7 (Al, Fe) ₂ O ₃ · 2SiO ₂ · 2,5 H ₂ O	Миропольский Л. М. Ученые записки Казанск. ун-та, 1936, 96, кн. 3, 70—78
1936	<i>Дашкесанит</i> *	Разновидность амфибола, содержащая Cl	Крутов Г. А. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 2, 341—373
1936	<i>Лабит</i>	Mg ₃ H ₆ [Si ₈ O ₂₂] · 2H ₂ O	Ефремов Н. Е. ЗВМО, серия 2, 1936, 65, вып. 1, 108—117
1936	<i>Таласскит</i>	(Fe, Mg) ₅ Fe ³⁺ (SiO ₄) ₃	Никитин В. Д. ЗВМО, серия 2, 1936, 65, вып. 2, 281—285
1936	<i>Хромкванцит</i> *	Разновидность кванцита, содержащая Cr	Озеров К. Н., Быховер И. А. Труды Центр. геол. ин-та, 1936, № 82, 72, 100
1937	Азовскит*	Fe ³⁺ [PO ₄] (OH) ₆	Ефремов Н. Е. Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1937, вып. 10, 151—155
1937	Индерит*	Mg ₂ B ₆ O ₁₁ · 15H ₂ O	Болдырева А. М. ЗВМО, 1937, 66, № 4, 651—672
1938	Чинглуеунит*	2 (Na, K) ₂ 0,5 (Mn, Ca) 0,3 (Ti, Zr) O ₂ · 14SiO ₂ · 9H ₂ O	Герасимовский В. И. Изв. АН СССР, сер. геол. 1938, № 1, 153—157
1938	Чкаловит	Na ₂ [BeSi ₂ O ₆]	Герасимовский В. И., Докл. АН СССР, 1938, 22, № 5, 263—267

Год откры- тия	Минерал	Формула
1939	<i>Кировит*</i>	$(\text{Fe}, \text{Mg}) \text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
1939	Купроаурит	$\text{CuAu}_2 - \text{Cu}_3\text{Au}_2$
1939	<i>Купрокировит*</i>	Разновидность кировита, содержащая Cu
1939	Ловозерит*	$\text{Na}_2\text{Zr} [\text{Si}_6\text{O}_{12} (\text{OH})_6] + \frac{1}{2} \text{NaOH}$
1939	<i>Ферропиккерингит*</i>	$(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Al}_2 (\text{SO}_4)_4 \cdot 22 \text{H}_2\text{O}$
1940	<i>Аблыкит</i>	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{K}_2) \text{O} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
1940	<i>Арсеносульфанит*</i>	$\text{Cu}_3 [(\text{As}, \text{V}) \text{S}_4]$
1940	Курнаковит*	$\text{Mg} [\text{B}_3\text{O}_3 (\text{OH})_5] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
1940	<i>Титановый везувианит</i>	Разновидность везувиана, содержащая Ti
1940	<i>Титаноловенит*</i>	Разновидность ловенита, содержащая Ti
1940	<i>Ферроэпсомит</i>	$(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
1941	<i>Алданит*</i>	Ураноторианит с высоким содержанием свинца
1941	Индерборит*	$\text{MgCa} [\text{B}_3\text{O}_3 (\text{OH})_5]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
1941	<i>Иттропаризит*</i>	Разновидность паризита, содержащая Y
1941	<i>Ишкулит*</i>	$\text{Fe} (\text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_4$
1941	<i>Металопарит</i>	Гидротермально измененный лопарит
1941	Нордит*	$\text{Na}_4 (\text{Ce}, \text{La} \dots)_{1,5} (\text{Sr}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_3 \text{Si}_8\text{O}_{23}$
1943	Кургантайт*	$(\text{Sr}, \text{Ca})_2 [\text{B}_4\text{O}_8] \cdot \text{H}_2\text{O}$
1946	<i>Ванадиевый элажерит*</i>	$(\text{K}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{V}, \text{Mg})_2 [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] (\text{OH}, \text{F})_2$

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Автор, литература

- В е р т у ш к о в Г. Н. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 1, 109—115
- Л о ж е ч к и н М. Н., Докл. АН СССР, 1939, 24, № 5, 454—457
- В е р т у ш к о в Г. Н. Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 1, 109—115
- Г е р а с и м о в с к и й В. И. Докл. АН СССР, 1939, 25, № 9, 751—752
- В е р т у ш к о в Г. Н. Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 1, 110
- С е д л е ц к и й И. Д. и др. Докл. АН СССР, 1940, 26, 244
- Б е т е х т и н А. Г. Сб. «Минералы СССР», т. 2, 1940, 540—542
- Г о д л е в с к и й М. Н. Докл. АН СССР, 1940, 28, 638
- М я с н и к о в В. С. Докл. АН СССР, 1940, 28, № 5, 445—448, Ш и л и н Л. Л. Докл. АН СССР, 1940, № 4, 325
- К у т у к о в а Е. И. Труды ИГН, вып. 31, 23—28
- В е р т у ш к о в Г. Н. Труды и материалы Свердл. горн. ин-та, 1940, вып. 5, 92—97
- Б е с п а л о в а М. М. Сов. геол., 1941, № 6, 105
- Г о р ш к о в Г. С., И к о р н и к о в а Н. Ю. Докл. АН СССР, 1941, 33, № 3, 254—257
- Н е ф е д о в Е. Н. Докл. АН СССР, 1941, 32, 361—362
- Б а р с а н о в Г. П. Докл. АН СССР, 1941, 31, № 5, 468—471
- Г е р а с и м о в с к и й В. И. Докл. АН СССР, 1941, 33, № 1
- Г е р а с и м о в с к и й В. И. Докл. АН СССР, 1941, 32, 7, 496—498
- Н а й д е н С к р о б о в ы м А. А., 1943, Я р ж е м с к и й Я. Я. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6, 169
- К у л ь т и а с о в С. В., Д у б и н к и н а Р. П. ЗВМО, 1946, т. 75, № 3, 187

Год откры- тия	Минерал	Формула
1946	Пржевальскит	$Pb (UO_2)_2 [PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
1946	Ферсмит*	$(Ca, Ce, Na) (Nb, Ti, Fe, Al)_2(O, OH, F)_6$
1947	Станнопаладинит	Pd_3Sn_2 с примесью Cu и Pt
1947	Станноплатинит	Pt_3Sn_2
1947	<i>Фосфоскородит</i>	Разновидность скородита, содержащая P
1948	Лермонтовит	$(U, Ca, Th)_3 [PO_4] \cdot 6H_2O$
1949	<i>Хромгаллуазит*</i>	Разновидность галлуазита, содержащая Cr
1950	Белянкинит*	$Ca(Ti, Nb)_6 (O, OH)_{16} \cdot 8H_2O (?)$
1950	Гидроромейт	$Ca_{2-x}Sb_2^{5+} (O, OH)_6 \cdot nH_2O$
1950	<i>Гидросеравтит*</i>	$Sb_2O_4 \cdot 2H_2O$
1950	Крыжановскит*	$MnFe_2^{3+} [PO_4](OH)_2 \cdot H_2O$
	Ломоносовит	$Na_2MnTi [Ti_2(Si_2O_7)_2](OH)_4 \cdot Na_4[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
1950	Магнитофилит*	$(Mn, Mg, Fe^{2+})_3 [PO_4]_2$
1950	<i>Манганкопинкит*</i>	$(Fe^{3+}, Mn^{3+}) [PO_4] \cdot 3H_2O$
1950	Оксичилдренит*	$(Fe^{3+}, Mn^{3+}, Mn^{2+}) Al [PO_4] (O, OH)_2 \cdot H_2O$
1951	Иригинит	$U [MoO_4 (OH)]_2 \cdot 3H_2O$
1951	<i>Кальциевый ярозит*</i>	Разновидность ярозита, содержащая Ca

Таблица 1 (продолжение)

Автор, литература

- Открыт Кругловой В. Г.; Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957, 203
- Бонштедт-Куплетская Э. М., Бурова Т. А. Докл. АН СССР, 1946, 52, № 1, 69—72
- Масленицкий И. Н. и др. Докл. АН СССР, 1947, 58, № 6, 1137, Генкин А. Д. Рудные месторождения, 1959, № 6
- Масленицкий И. Н. и др. Докл. АН СССР, 1947, 58, № 6, 1137
- Шадлун Т. Н., Нестерова Ю. С. ЗВМО, 1947, 76, 212
- Открыт Мелковым В. Г.; Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы Урана, Геолтехиздат, 1957, 181
- Грицаенко Г. С., Грум-Гржимайло С. В. ЗВМО, 1949, 78, 61
- Герасимовский В. И., Казакова М. Е. Докл. АН СССР, 1950, 71, № 3, 925
- Шлайн Л. Б. ЗВМО, 1950, 79, вып. 1, 63—65, Минералы, 1957, 2, вып. 3, 129.
- Шлайн Л. Б. ЗВМО, 1950, 79, вып. 1, 63—65
- Гинзбург А. И. Докл. АН СССР, 1950, 72, № 4, 763
- Герасимовский В. И., Докл. АН СССР, 1950, 70, № 1, 83
- Беус А. А. Докл. АН СССР, 1950, 73, № 6, 1267
- Беус А. А. Докл. АН СССР, 1950, 73, № 6, 1269
- Гинзбург А. И., Воронкова Н. В. Докл. АН СССР, 1950, 71, 145
- Открыт Эпштейн Г. Ю.; Казницын Ю. В. Мин. сб. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 45, 117
- Сердюченко Д. П. Докл. АН СССР, 1951, 78, № 2, 347

Год откры- тия	Минерал	Формула
1951	<i>Магнийтриплит*</i>	Разновидность триплита, содержащая Mg
1951	<i>Северинит*</i>	Разновидность аксишита, богатая Mn
1952	Могуранит	$U_3(UO_2)[MoO_4]_7(OH)_6 \cdot 17H_2O(?)$
1952	Орнит	$Pb_3(UO_2)_3[Si_2O_7]_3$
1952	<i>Цинкхёгбомит</i>	Разновидность хёгбомита, содержащего Zn
1953	Беловит* (арсенат-беловит по Л. К. Яхонтовой)	$H_2Ca_2Mg[AsO_4]_2(OH, F)_2$
1953	Владимирит*	$Ca_3[AsO_4]_2 \cdot 4H_2O$
1953	Степановит	$NaMgFe^{3+}[C_2O_4]_3 \cdot 8-9H_2O$
1954	Беловит* (фосфат-беловит, по Л. К. Яхонтовой)	$NaSr_3Ce[PO_4]_3(OH)$
1954	Бериллит*	$Be_3[Si_2O_7(OH)_4]H_2O$
1954	Иринит*	$(Na, Ce, Th)_{1-x}(Ti, Nb)O_{3-x}(OH)_x$
1954	Курумсакиит	$(Zn, Ni, Cu)Al_3[SiO_4]_5(VO_4)_2(OH)_{14} \cdot 20H_2O$
1954	<i>Манганчингалусит*</i>	$(Na, K), 5(MnO, MnO_2)6SiO_2 \cdot 11H_2O$
1954	Щербаковит*	$(K, Ba)_2Na(Ti, Nb)_2[Si_4O_{12}]_2$
1955	<i>Висмутовый джемсонит</i>	$PbS(Bi, Sb)_2S_3$

Таблица 1 (продолжение)

Автор, литература

- Г и н з б у р г А. И. и др. Докл. АН СССР, 1951, 77, № 1, 97
- Б а р с а н о в Г. П. Труды Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 10
- Открыт и описан Эпштейн Г. Ю. ЗВМО, 88, вып. 2, 564
- Открыт Мелковым В. Г., Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы Урала, Госгеолтехиздат, 1957, 129
- М о л е в а В. А., М о с п и к о в В. С. Докл. АН СССР, 1952, 83, № 5, 733
- Открыт Нефедовым Е. И.; Мокиевский В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 311
- Открыт Нефедовым Е. И.; Мокиевский В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 311
- Открыт Нефедовым Е. И.; Мокиевский В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 311
- Б о р о д и н Л. С., К а з а к о в а М. Е. Докл. АН СССР 1954, 96, № 3, 613
- К у з ь м е н к о М. В. Докл. АН СССР, 1954, 99, № 3, 451
- Б о р о д и н Л. С., К а з а к о в а М. Е. Докл. АН СССР, 1954, 97, № 4, 725
- А н к и н о в и ч Е. А. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1954, 18, 116—117
- Д о р ф м а н М. Д. Труды Мин. музея АН СССР, 1954, вып. 6, 117
- Д о р ф м а н М. Д. «Минералогия пегматитов», Изд. АП СССР, 1962, 133
- Е с ь к о в а Е. М., К а з а к о в а М. Е. Докл. АН СССР, 1954, 99 № 5, 837
- С а х а р о в а М. С. Труды Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7, 112

Таблица 1 (продолжение)

Год открытия	Минерал	Формула	Автор, литература
1955	Кальциборит*	CaB_2O_4	Петрова Е. С. Труды Научно-исслед. ин-та горно-хим. сырья, 1955, 2, 218
1955	Лабунцовит*	$(\text{K}, \text{Na}, \text{B}) (\text{Ti}, \text{Nb}) [(\text{Si}, \text{Al})_2 (\text{O}, \text{OH})_7]_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Семенов Е. И., Бурова Т. А. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 6, 1113
1955	Ненадквичит*	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}) (\text{Nb}, \text{Ti}) [\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Кузьменко М. В., Казакова М. Е. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6, 1159
1955	Устарасит	$\text{PbS} \cdot 3\text{Bi}_2\text{S}_3$	Сахарова М. С. Труды Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7, 112
1955	Ферроселит	FeSe_2	Бурьянова Е. З., Комкова А. З. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4, 812
1955	<i>Ферроферримаргарит*</i>	$(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{2-x} \text{Mg}_x [\text{Si}_{2+x} \text{Al}_{2-x} \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$	Гинзбург А. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7, 70
1956	Виноградовит*	$\text{Na}_2\text{Ti}_4\text{Al} [\text{SiO}_4]_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Семенов Е. И. и др. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 3, 617
1956	Карпинскит	$(\text{Ni}, \text{Mg})_4 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_4$	Руквишников И. А. Сб. «Гора выветривания». Изд-во АН СССР, 1956, в. 2, 164
1956	Карпинскиит*	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Zn}, \text{Mg})_2 [(\text{Al}, \text{Be})_2 \text{Si}_4\text{O}_{12}] (\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_{1-2}$	Шилин Л. Л. Докл. АН СССР, 1956, 107, № 5, 737
1956	Кестерит	$\text{Cu}_2(\text{Zn}, \text{Fe}) \text{SnS}_4$	Орлова З. В. Труды Весс. Магадан. научно-исслед. ин-та, 1956, 2, 76
1956	Куплетскит*	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca}) (\text{Mn}, \text{Fe}^{2+})_7 [(\text{Ti}, \text{Zr})_2 (\text{Si}_4\text{O}_{12})_2] \text{O}_2 (\text{OH})_3$	Семенов Е. И. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 5, 933
1956	Ненадквит*	$(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Pb}, \text{Fe}^{3+}) (\text{UO}_2/\text{UO}_3) [\text{SiO}_4 (\text{OH})_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Поликарпова В. А. Атомная энергия, 1956, № 3, 132—134
1956	<i>Обручевит*</i>	Разновидность пирохлора, содержащая иттрий	Гецева Р. В., Савельева К. Т. «Руководство по опр. урановых материалов», Госгеолиздат, 1956, 140
1956	Преображенскит*	$\text{Mg}_3[\text{B}_5\text{O}_7(\text{OH})_4]_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$	Яржемский Я. Я. Докл. АН СССР, 1956, 3, № 5, 1087
1956	<i>Смоляниновит*</i>	$(\text{Fe}, \text{Al})_2 (\text{Co}, \text{Ni}, \text{Mg}, \text{Ca})_4 [\text{AsO}_4]_4 \cdot 0,11 \text{H}_2\text{O}$	Яхонтова Л. К. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 4, 849
1956	<i>Стибиотеллуровисмутит</i>	Разновидность висмутита	Магакьян И. Г. Докл. АН Арм. ССР, 1956, 23, № 5, 245
1956	Ургит	$\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Гецева Р. В. Атомная энергия, 1956, № 3, 135
1956	<i>Циркополит*</i>	$\text{CaZr Ti}_2\text{O}_7$ с 1,53% U_3O_8 , 0,58% ThO_2 , 6,22% Ce_2O_3	Бородин Л. С. и др. Докл. АН СССР, 1956, 110, № 5, 845

Год откры- тия	Минерал	Формула
1957	<i>Висмутомикролит</i>	$(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Bi})_2\text{Ta}_2\text{O}_6 (\text{O}, \text{OH}, \text{F})$
1957	Кадмоселит	CdSe
1957	<i>Кальцийурсилит</i>	$\text{Ca}_4 (\text{UO}_2)_4 [(\text{Si}_2\text{O}_5) (\text{OH})_6] \cdot 15 \text{H}_2\text{O}$
1957	Литиофосфат*	$\text{Li}_3 [\text{PO}_4]$
1957	<i>Магнезио-арфведсонит*</i>	Разновидность арфведсонита, содержащая Mg
1957	<i>Магнийурсилит</i>	$\text{Mg}_4 (\text{UO}_2)_4 [(\text{Si}_2\text{O}_5)_5 (\text{OH})_6] \cdot 15 \text{H}_2\text{O}$
1957	<i>Натровый ураноспинит</i>	$(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{UO}_2 [(\text{As}, \text{P})\text{O}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
1957	<i>Натроотенит*</i>	$\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2 [\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
1957	<i>Ниоболопарит*</i>	Разновидность допарита, содержащая Nb
1957	Урамфит	$[(\text{NH}_4)]_2(\text{UO}_2) [\text{PO}_4]_2 x\text{H}_2\text{O}$
1957	Фроловит*	$\text{Ca}[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$
1958	Авиценпит	Tl_2O_3
1958	Арсенуранилит*	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_4 [\text{AsO}_4]_2 (\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
1958	Арсенураноцирцит	$\text{Ba} [(\text{UO}_2)_2 (\text{AsO}_4)_2] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
1958	Билибинит	$3 (\text{Ca}, \text{Pb})\text{O} (\text{U}, \text{Th})\text{O}_2 \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 11\text{SiO}_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$
1958	<i>Джулукулит</i>	$(\text{Co}, \text{Ni})\text{AsS}$

Таблица 1 (продолжение)

Автор, литература

- З а л а ш к о в а Н. Е., К у х а р ч и к М. В. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 77—79
- Б у р ь я н о в а Е. З. и др. ЗВМО, 1957, ч. 86, вып. 5, 626—628
- Ч е р н и к о в А. А. и др. Вопросы геологии урана. Атомиздат, 1957, 73
- М а т и а с В. В., Б о н д а р е в а А. М. Докл. АН СССР, 1957, 112, № 1, 124—126
- А н д р е е в Ю. К. Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10, 12—20
- Ч е р н и к о в А. А. и др. Сб. «Вопросы геол. урана». Атомиздат., 1957, 73
- К о п ч е н о в а Е. В., С к в о р ц о в а К. В. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 3, 634
- Ч е р н и к о в А. А. и др. Атомная энергия, 1957, 3, № 8, 135—140
- Т и х о н е н к о в И. П., К а з а к о в а М. Е. ЗВМО, 1957, 87, 641
- Н е к р а с о в а З. А. Сб. «Вопросы геол. урана», Атомиздат, 1957, 67—72
- П е т р о в а Е. С. ЗВМО, 1957, 86, вып. 5, 622
- К а р п о в а К. Н. и др. Докл. АН Уз. ССР, 1958, № 2, 23—25
- Б е л о в а Л. Н. ЗВМО, 1958, 87, вып. 5, 598—602
- Б е л о в а Л. Н. Труды 2-й Межд. конф. по мирн. исп. атомн. энергии, 1958, 3, 172—173
- Б у р ь я н о в а Е. З. ЗВМО, 1958, 87, вып. 6, 667
- Ш и ш к и н Н. Н. Докл. АН СССР, 1958, 121, № 4, 724—726

Год откры- тия	Минерал	Формула
1958	<i>Железисто-магнитный ретгерсит*</i>	Разновидность ретгерсита, содержащая Fe и Mg
1958	Сейдозерит*	$\text{Na}_4\text{MnZr}_2\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2\text{F}_2$
1958	Сульфатапатит	$\text{Na}_3\text{Ca}_2[\text{SO}_4]_3\text{Cl}$
1958	Торутит	Аналог браннерита
1959	Альванит*	$\text{Al}_3[\text{VO}_4](\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
1959	Батисит*	$\text{Na}_2\text{BaTi}_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}_2$
1959	Гуцевичит*	$(\text{Al}, \text{Fe})_3[(\text{P}, \text{V})\text{O}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 7,5-8,5 \text{ H}_2\text{O}$
1959	<i>Иттробетафит</i>	Разновидность бетафита, содержащая Y
1959	Кальциотальк	$\text{CaMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
1959	Карнасуртит	$(\text{La}, \text{Ce}, \text{Th})(\text{Al}, \text{Fe})(\text{Ti}, \text{Nb})[(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_7](\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
1959	Кафетит	$(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Ti}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
1959	Канасит*	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_5(\text{Ca}, \text{Mn})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]_5(\text{F}, \text{OH})_3$
1959	Моногидрокальцит*	$\text{Ca}[\text{CO}_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$
1959	Сатпаевит*	$6\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{V}_2\text{O}_4 \cdot 3\text{V}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{OH}_2\text{O}$
1959	<i>Сулунит</i>	Минерал группы железистых хлоритов
1959	Фенаксит*	$(\text{K}, \text{Na})_4(\text{Fe}, \text{Mn})_2[(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2(\text{OH}, \text{F})]$

Таблица 1 (продолжение)

Автор, литература

- Елисеев Э. Н., Смирнова С. И. ЗВМО, 1958, 87, вып. 1, 3—13
- Семенов Е. И. и др., ЗВМО, 1958, 87, вып. 5, 590—597
- Васильева З. В. и др. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 3, 577—80
- Готман Я. Д., Хапаев И. А. ЗВМО, 1958, 87, вып. 2, 201
- Анкинович Е. А. ЗВМО, 1959, 88, вып. 2, 157—164
- Кравченко С. М., Власова Е. В. Докл. АН СССР, 1959, 128, № 5, 1046—1049
- Анкинович Е. А. Сб. научных трудов Казах. горно-мет. ин-та, 1959, № 18, 125
- Калига А. П. и др. Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 164—172
- Сердюченко Д. П. ЗВМО, 1959, 88, вып. 3, 298—304
- Кузьменко М. В., Кожанов С. И. Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 2, 95—98
- Кухаренко А. А. и др. ЗВМО, 1959, 88, вып. 4, 444—453
- Дорфман М. Д. и др. Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 152—158
- Сапожников Д. Г., Цветков А. И. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 2, 402—405 (Дал название Е. И. Семенов) Кристаллография, 1964, 9, вып. 1, 109—110
- Анкинович Е. А. ЗВМО, 1959, 88, вып. 2, 157—164
- Нырков А. А. ЗВМО, 1959, 88, вып. 5, 571—577
- Дорфман М. Д. и др. Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 152—157

Год откры- тия	Минерал	Формула
1960	Бериллосодалит* -тугтупиту	$\text{Na}_8[\text{BeAlSi}_4\text{O}_{12}]_2\text{Cl}_2$
1960	<i>Кобальтовый сокоцит</i>	Разновидность сокоцита, содержащая Со
1960	Нагрониобит	NaNbO_3
1960	<i>Нибозешимит</i>	Разновидность эшшита, содержащая Nb
1960	Русаконит*	$(\text{Fe, Al})_5(\text{V, P})\text{O}_4 \cdot 12(\text{OH})_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
1960	Стронциоборит	$(\text{Sr, Ca})_4\text{B}_{24}\text{O}_{42} \cdot 9\text{H}_2\text{O} (?)$
1960	<i>Цинколиевит*</i>	Разновидность оливинита, содержащая Zn
1960	Цинксилит*	$\text{Zn}_3[\text{Si}_4\text{O}_{16}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
1960	Чухровит*	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{TR}[\text{SO}_4]\text{F}_{13} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
1961	<i>Алюобритолит</i>	Разновидность бритолита, содержащая Al
1961	Бетпакадалит*	$\text{CaFe}_2^{3+}[\text{As}_2\text{Mo}_5\text{O}_{24}] \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
1961	Власовит*	$\text{Na}_2[\text{Zr}(\text{Si}_4\text{O}_{11})]$
1961	Гагаринит*	NaCaYF_6
1961	Геренит	$\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{AsO}_4]_4 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
1961	Пинэлит*	$\text{Ba}_2(\text{Na, K, Mn, Ti})_2\text{Ti}[(\text{S, Si})\text{O}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)](\text{O, OH, F})$
1961	Кальциртит*	$\text{Ca}(\text{Ca, Zr})_2\text{Zr}_4(\text{Ti, Fe})_2\text{O}_{16}$
1961	Карбоцернаит*	$(\text{Ca, Na})_3(\text{TR, Sr, Ba})_2[\text{CO}_3]_5$

Таблица 1 (продолжение)

Автор, литература

- Семенов Е. И., Быкова А. В. Докл. АН СССР, 1960, 133, № 5, 1191—1193. Sörgensen H. Medd. Grönland, 1962, 167, 1
- Яхоптова Л. К. Труды Мин. музея АН СССР, 1960, вып. 11, 132
- Булах А. Г. и др. ВСЕГЕИ, Материалы годичной сессии учен. сов. по результ. работ, 1959, 1960, 114—116
- Жабина А. Г. и др. Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 51—73
- Анкинович Е. А. ЗВМО, 1960, 89, вып. 4, 440
- Лобанова В. В. Докл. АН СССР, 1960, 135, № 1, 173—175
- Дупин-Барковская Э. А. ЗВМО, 1960, 89, вып. 4, 400
- Смольянинова Н. Н. и др. Докл. сб. «Межд. ком. по глинам». Изд-во АН СССР, 1960, 45—52
- Ермилова Л. П. и др. ЗВМО, 1960, 89, вып. 1, 15—25
- Кудрина М. А. и др. Сб. «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, 1961, № 9, 112—120
- Ермилова Л. П., Сендерова В. М. ЗВМО, 1961, 90, вып. 4, 425—40
- Тихонкова Р. П., Казакова М. Е. Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4, 944
- Степанов А. В., Северов Э. А. Докл. АН СССР, 1961, 141, № 4, 954
- Нефедов Е. И. Труды ВСЕГЕИ, 1961, вып. 45, Мин. сб. № 2, 113—115
- Кравченко С. М. и др. Докл. АН СССР, 1961, 141, № 5, 1198
- Здорик Т. Б. и др. Докл. АН СССР, 1961, 137, № 3, 681—684
- Булах А. Г. и др. ЗВМО, 1961, 90, вып. 1, 42—49

Год открытия	Минерал	Формула
1961	Шифонтовит*	$\text{CaB}_2\text{O}_4 \cdot 2,3\text{H}_2\text{O}$
1961	<i>Олосотанталит</i>	Разновидность танталита, содержащая Sn
1961	Пентагидроборит	$\text{CaB}_2\text{O}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
1961	<i>Сульфат-монацит*</i>	Разновидность монацита, содержащая (SO_4)
1961	<i>Танталбетафит</i>	Разновидность бетафита, содержащая Ta
1961	Уралборит*	$\text{CaB}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
1961	<i>β-Фергусонит</i>	Структурная разновидность
1962	Аксаит	$\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
1962	Амаксинит*	$(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{OH})_2$
1962	Беарсит*	$\text{Be}_2[\text{AsO}_4](\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
1962	Вапалит*	$\text{NaAl}_8\text{V}_{10}^{5+}\text{O}_{38} \cdot 3\text{OH}_2\text{O}$
1962	Высоцкит	$(\text{Pd}, \text{Ni}, \text{Pt})\text{S}$
1962	Галургит	$\text{Mg}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
1962	Джезказгашт	$\text{CuReS}_4(?)$
1962	Заварицкит*	BiOF
1962	Калистронцит	$\text{K}_2\text{Sr}[\text{SO}_4]_2$
1962	Келдышит*	$(\text{Na}, \text{H})_2\text{Zr}[\text{Si}_2\text{O}_7]$

Таблица 1 (продолжение)

Автор, литература

- Малинко С. В., Лисицын А. Е. Докл. АН СССР, 1961, 139, № 1, 188—190
- Матигас В. В. «Геология месторождений редких элементов», Госгеолтехиздат, 1961, вып. 9, 30—41
- Малинко С. В. ЗВМО, 1961, 90, вып. 6, 673—681
- Кухаренко А. А. и др. ЗВМО, 1961, 90, вып. 4, 373—381
- Калита А. П., Быкова А. В. Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 104—107
- Малинко С. В. ЗВМО, 1961, 90, вып. 6, 673—681
- Горжевская С. А. и др. Геология месторождений редких элементов, Госгеолтехиздат, 1961, вып. 9, 28—29
- Блазко Л. П. и др. ЗВМО, 1962, 91, вып. 4, 447—454
- Козлов И. Т., Левин П. П. ЗВМО, 1962, 91, вып. 1, 72—77
- Копченова Е. В., Сидоренко Г. А. ЗВМО, 1962, 91, вып. 4, 442—446
- Анкинович Е. А. ЗВМО, 1962, 91, вып. 3, 307—314
- Генкин А. Д., Звягинцев О. Е. ЗВМО, 1962, 91, вып. 6, 718—725
- Лобанова В. В. Докл. АН СССР, 1962, 143, № 3, 623—696
- Поплавко Е. М. и др. Докл. АН СССР, 1962, 146, № 2, 433—436
- Доломанова Е. И. и др. Докл. АН СССР, 1962, 146, № 3, 680—682
- Воропова М. Л. ЗВМО, 1962, 91, вып. 6, 712—717
- Герасимовский В. И. Докл. АН СССР, 1962, 142, № 4, 916—918

Таблица 1 (продолжение)

Год открытия	Минерал	Формула	Автор, литература
1962	<i>β-ломоносовит*</i>	$\text{Na}_2\text{MnTi}[\text{Ti}_2\text{Na}_2(\text{OH})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2] [(\text{H}_3\text{O})_2\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7]$	Герасимовский В. И., Казакова М. Е. Докл. АН СССР, 1962, 142, № 3, 670—673
1962	Моурит*	$(\text{UO}_2 + \text{UO}_3) 5\text{MoO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Коченова Е. В. и др. ЗВМО, 1962, 91, вып. 1, 67—71
1962	Паракутнагорит	$\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$	Павлишин В. И., Сливко М. М. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1962, № 16, 445—449
1962	Сибирекит*	$\text{Ca}_2[\text{B}_2\text{O}_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Василькова Н. П. ЗВМО, 1962, 91, вып. 4, 455—464
1962	<i>Строшцийанатит*</i>	Строшциевый аналог апатита	Ефимов А. Ф. и др. Докл. АН СССР, 1962, 142, № 2, 439—442
1962	<i>Горостенструпин*</i>	Разновидность стенструпина, содержащая Th	Куприянова И. И. и др. ЗВМО, 1962, 91, вып. 3, 325—330
1962	<i>Феррицинглузит*</i>	Железистая разновидность чинглузита	Дорфман М. Д. «Минералогия пегматитов и зон выветривания...» Изд-во АН СССР, 1962, 137—139
1963	Барсановит*	$(\text{Na}, \text{Ca})_9(\text{Mn}, \text{Fe})_2(\text{Zr}, \text{Nb})_2\text{Si}_{12}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})_{37}$	Дорфман М. Д. и др. Докл. АН СССР, 1963, 153, № 5, 1164—1167
1963	Без названия	Структурная разновидность кобальтина	Полушкица А. П., Сидоренко Г. А. Докл. АН СССР, 1963, 153, № 6, 1420—1423
1963	Бокит*	$\text{KAl}_3\text{Fe}_6\text{V}_6^{4+} [\text{V}_{50}^{5+}\text{O}_{76} \cdot 30\text{H}_2\text{O}]$	Анкинович Е. А. ЗВМО, 1963, 92, вып. 1, 51—59
1963	Глюцин*	$\text{CaVe}_4[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$	Григорьев Н. А. ЗВМО, 1963, 82, вып. 6, 691—695
1963	Джаллндит*	$\text{In} \cdot (\text{OH})_3$	Генкин А. Д., Муравьева И. В. ЗВМО, 1963, 92, вып. 4, 445—457
1963	Жемчужниковит	$\text{NaMg}[(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{C}_2\text{O}_4)_3] \cdot 8 \div 9\text{H}_2\text{O}$	Книпович Ю. Н., Комков А. И., Нефедов Е. И. Труды ВСЕГЕИ, 1963, 96, № 3, 131—135
1963	Индит*	FeIn_2S_4	Генкин А. Д., Муравьева И. В. ЗВМО, 1963, 92, вып. 4, 445—457
1963	<i>Карбонатцианотрихит*</i>	$\text{Cu}_4\text{Al}_2 [(\text{CO}_3), (\text{SO}_4)](\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Анкинович Е. А. и др. ЗВМО, 1963, 92, вып. 4, 458—463
1963	Коржинскит*	$\text{CaB}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Малинко С. В. ЗВМО, 1963, 92, вып. 5, 555—559
1963	Котульскит	$\text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})_{1-2}$	Генкин А. Д. и др. 1963, 92, вып. 1, 33—50
1963	Кубический халькопирит	Структурная разновидность	Будько И. А., Кулагов Э. А. Докл. АН СССР, 1963, 152, № 2, 408—410

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Год открытия	Минерал	Формула	Автор, литература
1963	<i>Магноколумбит*</i>	Разновидность колумбита, содержащая Mg	М а т н а с В. В. и др. Докл. АН СССР, 1963, 148, вып. 2, 420—423
1963	Мошчент	(Pt, Pd)(Te, Bi) ₂	Г е н к и н А. Д. и др. ЗВМО, 1963, 92, вып. 1, 33—50
1963	Сангарит	Глинистый минерал со смешаннослойной структурой (состоит из пары тальковых слоев, соединенных брусчатой сеткой)	Д р и ц В. А., К о с с о в с к а я А. Г. Докл. АН СССР, 1963, 151, № 4, 934—937
1963	Стронцийтомсонит	Разновидность томсонита, содержащая Sr и Mg	Е ф и м о в А. И. и др. Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16, 141—175
1963	<i>Танталэшинит*</i>	Эшинит с отношением Nb : Ta ≈ 1 : 1	К о р п е т о в а В. А. и др. Труды Мин., музея АН СССР, 1963, вып. 14, 108—121
1963	Татарскит	Ca ₃ Mg [(SO ₄)(CO ₃)](OH) ₂ Cl ₂ ·3H ₂ O	Л о б а н о в а В. В. ЗВМО, 1963, 92, вып. 6, 697—702
1963	Тосудит	Глинистый минерал со смешаннослойной структурой [чередование гидраргиллитового и пиррофиллитового слоев]	Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В. А. и др. ЗВМО, 1963, 92, вып. 5, 560—565
1963	Тундрит	Ce ₂ TiSiO ₇ ·4H ₂ O	С е м е н о в Е. И. Минералогия редких элементов, Изд-во АН СССР, 1963, 209—210
1963	<i>Ферровонсенит</i>	Крайний член изоморфного ряда Fe ₂ ²⁺ Fe ³⁺ —VO ₅ — — Mg ₂ Fe ³⁺ VO ₅	Б р о в к и н А. А. и др. Рентгенометрическое изучение минералов людовигит-вонсенитовой серии, Госгеолтехиздат, 1963, сб. 3, 16—34
1964	<i>Алюмоэшинит</i>	Разновидность эшинита, содержащая Al	Е с ь к о в а Е. М. и др. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор, Изд-во «Наука», 1964, 154
1964	<i>Гидроксил-бастнезит</i>	TR[CO ₃] (OH, F)	К п р и л л о в А. С. Докл. АН СССР, 1964, 159, № 5, 1048
1964	Имгрант	NiTe	Ю ш к о - З а х а р о в а О. А. Докл. АН СССР, 1964, 154, № 3, 613—614
1964	Индий	In	И в а н о в В. В. Сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», Изд-во «Наука», 1964, 2, 568—569
1964	Кальцевый катапелит	Разновидность катапелита, содержащая Ca	П о р т н о в А. М. Докл. АН СССР, 1964, 154, № 3, 607—609
1964	Метаборит	PbVO ₂	Л о б а ч е в а В. В., А в р о в а Н. П. ЗВМО, 1964, 93, вып. 3, 329—334
1964	Псевдоотенит	(H ₃ O) ₂ Ca(UO) ₂ [PO ₄] ₂ ·3H ₂ O	С е р г е е в А. С. Сб. «Минералогия и геохимия», Изд. ЛГУ, 1964, вып. 1, 31—39
1964	Сарьяркит	CaUAl ₅ [(SiO ₄) ₂](PO ₄) ₂ [(OH) ₆]H ₂ O	К р о л ь О. Ф. и др. ЗВМО, 1964, 93, вып. 2, 147—155
1964	Стронциевый перьерит	Разновидность перьерита, содержащая Sr	П о р т н о в А. М. Докл. АН СССР, 1964, № 3, 156, 579

Год откры- тия	Минерал	Формула
1964	Тетраарсенит*	$\text{Fe}_8^{3+}\text{Fe}_3^{2+}\text{Ca} [\text{As}_4\text{O}_9]_6(\text{OH})_2 \cdot 25\text{H}_2\text{O}$
1964	<i>Тетраферрифлогопит</i> }	Структурная разновидность
1964	<i>Тетраферрибиотит</i> }	
1964	Тихоноенковит*	$\text{SrAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
1964	<i>Торозшимит</i>	Разновидность эципита, содержащая Th
1964	Тыретскит	$\text{Ca}_3\text{B}_8\text{O}_{13}(\text{OH})_4$
1964	Уклонсковит*	$\text{NaMg} [\text{SO}_4] (\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
1964	Уралолит	$\text{CaBe}_3 [\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
1964	Фемолит*	$\text{Mo}_5\text{FeS}_{11}$
1965	Боркарит*	$\text{Ca}_4\text{MgH}_6[\text{BO}_3]_4(\text{CO}_3)_2$
1965	Ванурашилит	$(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2[\text{V}_2\text{O}_8] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
1965	Вольнскит	AgBiTe_2
1965	<i>Клиногольмквистит</i>	Моноклиная разновидность гольмквистита
1965	<i>Никельгексагидрит</i>	$\text{Ni}[\text{SO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; моноклиная разновидность
1965	Седовит*	$\text{U} [\text{MoO}_4]_2$
1965	Тшаксит	$\text{NaK}_2\text{Ca}_2[\text{Ti}(\text{Si}_7\text{O}_{19})(\text{OH})]$
1965	Торбастнезит*	Разновидность бастнезита, содержащая Th

Таблица 4 (продолжение)

Автор, литература

- Яхонтова Л. К. Труды Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15, 176—183
- Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П. ЗВМО, 1964, 93, вып. 4, 411—423
- Хомяков А. П. и др. Докл. АН СССР, 1964, 156, № 2, 345—47
- Еськова Е. М. и др. «Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор». Изд-во «Наука», 1964, 150—151
- Кондратьева В. В. «Рентгенография минерального сырья», изд. ЛГУ, 1964, сб. 4, 10—18
- Слюсарева М. П. Докл. АН СССР, 1964, 158, № 5, 1093—1095
- Григорьев Н. А. ЗВМО, 1964, 93, вып. 2, 156—162
- Скворцова К. В. и др. ЗВМО, 1964, 93, вып. 4, 436—443
- Перцев Н. Н. и др. ЗВМО, 1965, 94, вып. 2, 178—186
- Бурьянова Е. З. и др. ЗВМО, 1965, 94, вып. 4, 437—443
- Безсмертная М. С., Соболева Л. Н. Экспериментально-методические исследования рудных минералов. Изд-во «Наука», 1965, 129—141
- Гинзбург И. В. Труды Мин. музея АН СССР, вып. 16, 73—89
- Олейник Б. В. и др. ЗВМО, 1965, 94, вып. 5, 534—547
- Скворцова К. В., Сидоренко Г. А. ЗВМО, 1965, 94, вып. 5, 548—554
- Рогов Ю. Г. и др. Докл. АН СССР, 1965, 162, № 3, 658—661
- Павленко А. С. и др. ЗВМО, 1965, 94, вып. 1, 105—113

Год откры- тия	Минерал	Формула
1965	<i>Церфосфорхаттонит</i>	$(Th, Ce) [SiO_4] (PO_4) \cdot H_2O$
1965	Циркосульфат	$Zr [SO_4]_2 \cdot 4H_2O$
1966	Бабеффит	$Be_5Ba_4[PO_4]_4OF_4 \cdot nH_2O$
1966	Волковскит	$Ca [B_6O_9(OH)_2] \cdot 2H_2O$
1966	Звягинцевит	$(Pd, Pt)_3(Pb, Sn)$
1966	Курчатовит*	$Ca_6Mg_5Mn [B_2O_5]_6$
1966	Ландауит*	$(Zn, Mn, Fe) Ti_3O_7$
1966	<i>Ромбический ловенит</i>	Структурная разповидность
1966	Сахаит *	$Ca_{12}Mg_4 [(BO_3)_7(CO_3)_4]$
1966	Тунгусит	$Ca_4Fe^{2+}[Si_6O_{15}] (OH)_6$
1966	Ярославит	$Ca_3Al_2Fe_{10}(OH)_2 \cdot H_2O$
1967	Усовит	$Ba_2Mg [Al_2F_{12}]$

Таблица 1 (окончающе)

Автор, литература

- Павленко А. С. и др. Труды Мин. музея АН СССР, 1965, вып. 16, 166—174
- Капустин Ю. Л. ЗВМО, 1965, 94, вып. 5, 530—533
- Назарова А. С. и др. Докл. АН СССР, 1966, 167, № 4, 895—897
- Кондратьева В. В. и др. ЗВМО, 1966, вып. 1, 45—50
- Гелкин А. Д. и др. Сб. «Геология рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1966, 8, № 3, 94—100
- Малинко С. В. и др. ЗВМО, 1966, 92, вып. 2, 203—209
- Портнов А. М. Докл. АН СССР, 1966, 166, № 6, 1420—1421
- Портнов А. М. Докл. АН СССР, 1966, 166, № 5, 1199
- Островская И. В. и др. ЗВМО, 1966, вып. 2, 193—202
- Кудряшова В. И. Докл. АН СССР, 1966, 171, № 5, 1167
- Новикова М. И. и др. ЗВМО, 1966, 95, вып. 1, 39—44
- Ножкин А. Д. и др. ЗВМО, 1967, 96, вып. 1, 63—66

Минеральные смеси, синонимы, разновидности (коллоидные, морфологические, структурные, по изоморфным элементам), в названии которых нет необходимости

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Айдырлит	Смесь гидраргиллита, опала и $Ni(OH)_2$	Г о д л е в с к и й М. Н. ЗВМО, 1934, 63, вып. 2, 338—345
Алюмокобальтомелан	Минеральная смесь	Г и н з б у р г И. И., Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания. Изд-во АН СССР, 1951, 90
Алюмомеланоцерит *		К у п р и я н о в а И. И., С и д о р е н к о Г. А. Докл. АН СССР, 1963, 148, № 4, 912—915
Алюмоспенсит *		Т о ж е
Алюмохризотил	Хризотил, богатый Al	С е р д ю ч е п к о Д. П. Докл. АН СССР, 1945, 46, № 3, 125
Антиглаукофан	Глаукофан, отличающийся оптическими свойствами	Л о д о ч н и к о в В. Н. Проблемы сов. геол. 1933, т. 2, № 5, 13
Аршиновит	Коллоидный аналог циркона	Р а з у м о в а Е. Г. и др. Методы исслед. мин. сырья, 1957, 45—50
β -ашарит	Ашарит	В о л к о в А. Н. Сб. «Бор и калий в Западном Казахстане». Изд-во АН СССР, 1935, 115
Аятит *	Тонкодисперсный корунд	Г л а д к о в с к и й А. К., У ш а т и п с к и й И. Н. Труды Горно-геог. Ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1961, вып. 56, 114
Базобисмутит	Бисмутит	Н е н а д к е в и ч К. А. Изв. АН СССР, 1917, 7 447—454; Breithaupt, 1841.
Бариевый лампрофиллит	Разновидность лампрофиллита	Д у д к и п О. Б. ЗВМО, 1959, 88, вып. 6, 713—715
Беломорит	Олигоглаз (лунный камень)	Ф е р с м а н А. Е. Докл. АН СССР, серия А, 1925, 15—17
Белянкит	Кридит	Д о р ф м а н М. Д. Труды Мин. муз. АН СССР, вып. 3, 1952, 97—105; M. Fleischer, Amer. Min., 1952, 87, № 9 — 10, 785—790
Беммеленит	Коллоидная разновидность сидерита	Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1936, 421.

* По мнению КНМ, название лишнее.

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Бобковит Буддымит	Опал, содержащий щелочи Разновидность вермикулита	К а з и ц ы н Ю. В. Сб. «Кристаллография», 1955, вып. 4, 116 А м е л а н д о в А. С., О з е р к о в К. Н. Мин. сырье, 1934, № 2, 19—28
Бурыктальскит	Минеральная смесь минералов Мп	Г и н з б у р г И. И. Сб. «Кора выветривания», Изд. АН СССР, 1960, вып. 3, 56—66
Вишневит	Сульфатканкринит	Б е л я н к и н Д. С. Изв. геол.-разв. упр. 1931, 50, вып. 47, 747—752
Вудьяврит	Смесь гидратированных форм редких земель титана, ниобия, иногда с анкилитом	Найден Амеландовым А. С. в 1930 г.; Б о р п е м а н - С т а - р ы п к е в и ч И. Д. «Хибинские апатиты», сб. 6, Лен. изд. НИС, ИГТИ, 1933, 114—118, 270—275; Д о р ф - м а н М. Д., В а р ш а л Г. М. Минералы СССР. — Труды минерал. музея АН СССР, 1964, вып. 5, 115—122
Геарксит	Геаркусит	Г р и г о р ь е в И. Ф., Д о л о м а н о в а Е. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 93. Закрыт авторами в 1959 г. вып. 10, 185
Гельанатаз *	Коллоидный аналог	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41—59
Гельбертрандит *	То же	То же, 64—69
Гельгётит = лимонит *	То же	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 85—89
Гелькасситорит *	Арандизит	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 85—89
Гелькристаллит *	Опал	То же
Гельрутил *	Коллоидный аналог	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41—59
Гельторит *	» »	С е м е н о в Е. И., К а з а к о в а М. Е. Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 123—129
Гельциркон = аршиповит	Коллоидный аналог циркона	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 85—89
Гидробритолит *	Гидратизированный бритолит	Колл. авторов ИМГРЭ. «Геохимия, минералогия и гелетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964, II, 293
Гидрогаюин *	Гаюин, содержащий конституционную воду	И л ь и н с к и й Г. А. ЗВМО, 1962, 91, вып. 1, 109
Гидрокатаплевит *	Недостаточно характеризованный продукт изменения катаплевита	С е м е н о в Е. И., Т и х о н е н к о в И. П. Труды ИМГРЭ 1962, вып. 9, 88—93

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Гидронастуран	Продукт изменения пастурана, по-видимому смесь окислов урана	Б е т с х т и н А. Г. Минералогия. Госгеолыздат, 1950, Гецева Р. В. Атомная энергия, 1956, № 3, 135
Гидрополилитнионит *	Продукт изменения полилитнионита	С е м е н о в Е. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9, 107—137
Гидропрозопит	По-видимому смесь флюорита, галлуазита и гиббита	С м о л ь я н и н о в Н. А., И с а к о в Е. Н. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию...», Изд-во АН СССР, 1946, 145—151. С т е п а н о в В. И. Минералы, т. II, вып. 1, 79, Изд-во АН СССР, 1963
Гидроринколит *	Мозадрит	С е м е н о в Е. И. Геохимия, минералогия и генет. типы месторождений редких элементов», Изд-во «Наука», 1964, II, 308—312
Гидростаннит	Недостаточно охарактеризован, по-видимому, смесь	Г р и г о р ь е в И. Ф., Д о л о м а н о в а Е. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4 64—76
Гидрофорстерит	Серпентин	Е ф р е м о в П. Е. Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, вып. 7, 351
Диэпровскит	Деревянистое олово	И о п о в М. Н. Труды Всес. Магаданск. научно-исслед. ин-та, 1957, вып. 19, 9—16
Докучаевит	Смесь делафоссита и гидронакриты	С у м и н Н. Г. Труды Мин. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 93
Иттробритолит *	Абукумалит	К у п р и я н о в а И. И., С и д о р е н к о Г. А. Докл. АН СССР 1963, 148, № 4, 212—215
Иттрогатчеттолит *	—	«Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. II. Изд-во «Наука», 1964, 498
Иттротрелапоцерит *	—	К у п р и я н о в а И. И., С и д о р е н к о Г. А. Докл. АН СССР, 1963, 148, № 4, 912—915
Иттротрохизит *	—	«Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. II, Изд-во «Наука», 1964, 272—274
Кальциоэпприп	Пироксен с содержанием 30%-ной «молекулы» $Ca_{0.5}Fe^{2+}Si_2O_6$	С е р д ь о ч е н к о Д. П. и др. Изв. АН СССР, Серия геол., 1961, № 2, 87—89
Камонскит	Тонкодисперсный диаспор	Г л а д к о в с к и й А. К., У ш а т и п с к и й И. Н. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1961, вып. 56, 114

Таблица 2 (продолжение)

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Карбоцер *	Соединение углерода и редких земель	Антонов Л. Б., Борнеман-Старынкевич И. Д., Чирвинский П. Н. Сб. «Хиб. редкие элементы», 1933, сб. 5, 174—175
γ-керченит	Смесь вивианита с аморфными окислами железа	Ефремов Н. Е. Изв. Рост. научно-исслед. ин-та прикл. хим. 1937, 3, 86
Магнесиальный γ-керченит	—	Чухров Ф. В. Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1937, вып. 10, 230—232; Чухров Ф. В., Рудницкая Е. С., Изв. АН СССР, серия геол. 1966, № 8, 51—55
Кобальтомелан	Минеральная смесь окислов Mn	Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала, Изд. АН СССР, 1951, 128
Коловратит	Смесь V ₂ O ₅ , NiO, Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , SiO ₂	Верпадский В. И. Докл. АН, 1922, 37
Кременчугит	Железистый хлорит	Доброхотов М. П. Мин. сб. Львов. мин. об-ва, 1957, № 11, 295—302
Кушмурунит	Тонкодисперсный бёмит	Гладковский А. К., Ушатипский И. Н. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1961, вып. 56, 114
Лодочникит	Синоним браннерита	Готман Я. Д. ЗВМО, 1958, 87, вып. 2, 197—200. Закрыла М. М. Повилайтис. ЗВМО, 1953, 92, вып. 1, 113—123
Магнезиоколумбит *	Магкоколумбит, описанный В. В. Матиасом в 1963 г.	«Геохим. минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. II. Изд-во «Наука», 1964
Магниоборит	Суанит	Нефедов Е. И. Материалы ВСЕГЕИ, 1961, вып. 45. Шабынин Л. И. ЗВМО, 1961, 90, вып. 6, 764—765
Медистый вудьяврит	Вудьяврит	Открыл Л. Б. Антонов и М. С. Шевченко. Чирвинский П. Н. Карело-Мурманский край, 1935, № 1—2, 53
Медный фольбортит *	Фольбортит	Лабазин Г. С. Труды Гл. геол. упр. 1930, вып. 19, 9
Метагидроборацит	Индерборит	Икорпикова Н. Ю., Годлевский М. П., Докл. АН СССР, 1941, 33, № 3, 257
Метамурманит *	β-мурманит	Семенов Е. И. и др. Кристаллография, 1961, 6, вып. 6, 925—932

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Микроантигорит Михеевит	Антигорит с мелкозернистой структурой Гёргенг	Л о д о ч н и к о в В. П. Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 38, 58 Открыл Нефедов Е. И., Мокиевский В. А. ЗВМО, 1953, 82, № 4, 311; закрыл Meixner H. Geologie, 1955, 4, N 6, 576—578
Монотермит	Эндотермит-часоврит — смесь гидрослюды и као- лина	Б е л я к и н Д. С. Бюлл. керам. ин-та 1932, № 1, 10— 15. Закрыт Русько Ю. А. Львов. мин. сб. 1961, № 15, 239
Нагропал	Опал, содержащий щелочи	Г е р а с и м о в с к и й В. И. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946, 115
Нефритоид	Антигориговая разновидность серпентина	Б а р с а н о в Г. П. Труды Ломоносов. ин-та АН СССР, 1933, вып. 2, 5—22
Пикелемслан	Минеральная смесь, содержащая окислы Ni и Mn	Г и н з б у р г И. И., Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Сб. «Минералы древней коры выветривания Урала». Изд-во АН СССР, 1951, 128
Нпоблабунцовит *	—	«Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. II, Изд-во «Наука», 1964, 535
Нпоботапюлит *	—	То же
Нпободирколит *	—	Б о р о д и н Л. С. и др. Докл. АН СССР, 1960, 134, № 5, 1188—1191
Нпобочевкинит *	—	«Геохимия, минералогия и генетические типы месторожд. редких элементов. Изд-во «Наука», 1964, 305—307
Ортоломосовит	Ломосовит	Б е л о в Н. В., О р г а н о в а Н. И. Геохимия, 1962, № 1, 6—14
Памприт	Форстерит	Л а б у н ц о в А. П. Труды Памирск. эксп. 1928, вып. 4, 20. Закрыл Воробьев Ю. К. ЗВМО, 1967, 71, вып. 1—2
Параггарксутит	Ггарксутит	С м о л ь я н и н о в а Н. А., И с а к о в Е. П. Сб. «Акад. Д. С. Белянkinу к 70-летию». Изд-во АН СССР, 1946, 145—151
Пелигоит	Педягонит-нонанит	М е л к о в В. Г. ЗВМО, 1942, в. 71, 9
Пикроамозит	Антофиллит	Е ф р е м о в Н. Е. и др. Ученые записки Р/Д ун-та, 1936, вып. 7, 44—45

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Плюмбосванбергит *		Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. II, Изд-во «Наука», 1964, 194—196
Правдит	Измененный бритолит	Н ы р л ы б а е в А. Н. Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3 89—91, вып. 1. Закрыт в 1964, Т а р х а н о в Г. А. и др. ЗВМО, 1964, 93, вып. 1, 106—110
Проаризонит *	Смесь, прод. изм. ильменита	Б ы к о в а А. Д. Докл. АН СССР, 1964, 156, № 3, 567—570
Режикит *	Щелочной амфибол промежуточного состава	С о б о л е в а М. В., С о б о л е в Н. Д. Сов. Геология, 1959, № 9, 94—104
Саранит	Хромовый диаспор	Ф е р с м а н А. Е. Драгоценные и цветные камни России, 1920, 49
Серпохлорит	Сине-зеленая неопределенная разновидность хлорита	М е н ь я й л о в А. А. Материалы по петр. и геохимии Кузнецкого Ала-Тау и Алтая, ч. 3. Изд. СОПС АН СССР, 1936, серия Сибирск., вып. 19, 64
Силикоильменит	Тонкое проращание ильменита кварцем	П и л и п е н к о И. П. Мин. сырье, 1930, 5, 981
Силикоманганберцелинит *	—	К а ю п о в а М. М. Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., 1963, вып. 6, 57—80
Силикорабдофанит *	—	С е м е н о в Е. И. Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1959, вып. 1, 91—101
Силикосмирновскит *	—	С е м е н о в Е. И. Сб. Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1959, вып. 1, 91—101
Соколовит	$2(\text{Sr}, \text{Ca}) \text{O} \cdot 4\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	Ш а р о в а А. К., Г л а д к о в с к и й А. К. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958, 70—79
Танатарит	Диаспор	П е т р у ш е в и ч О. А. Бюлл. геол. мин. кружка при Екатеринбургском Горном инст., 1926, № 2, 17—20; закрыт Готман Я. Д. Докл. АН СССР, 1941, 31, № 1, 29
Тантполикраз *	Танталополикраз у Симсона	«Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», II, Изд-во «Наука», 1964, 470
Титаноенадквечит *	—	То же, II, 595
Титаноэшинит *	—	Ж а б и н А. Г., М у х и т д и н о в Г. П. Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4, 51—73

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Торобритолит *	—	Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. Докл. АН СССР, 1963, 148, № 4, 212—215
Торомелапоцерит *	—	То же
Торчсвкинит *	—	Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. II. Изд-во «Наука», 1964, 205—206
Тувит	Смесь арсенатов Co, Ni, Fe	Шпикин Н. Н., Михайлова В. П. Сб. «Материалы тех. инф.», Гипроникель, 1956, вып. 6, 5—23
Узбекит *	Фольбортит	Ферсман А. Е. Природа, 1925 Анкинович Е. А. Вестник АН Казах. ССР, 1963, № 5, 55—67
Уфертит	Давидит	Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956, 132
Ферроалунит	Обогащенный железом алунит	Гвахария Г. В., Назаров Ю. И., Изв. АН Груз. ССР, 1963, 32, № 2, 381—387
Ферутит	Давидит	Казницын Ю. В. Сб. «Кристаллография». Metallurgizdat, 1956, вып. 5, 167—178.
Ферротин	Минерал группы шпинели неопределенного состава	Шубникова О. М. Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1937, вып. 10, 223
Феррифаялит	Фаялит с продуктами распада Fe_2O_3 и SiO_2	Гинзбург И. В. и др. Труды Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 13, 16—42
Фошалассит	Цеофилиит	Чирвинский П. Н. «Сб., посвящ. 50-летию научн. и педагог. деятельности акад. В. И. Вернадского «Изв-во АН СССР, т. II, 1936. Закр. Барсановым Г. П., Шведовой В. А. Труды Мин. музея АН СССР, 1949, в. 1, 55—59
Фторбастнезит	Бастнезит	Александров И. В. и др. ЗВМО, 1965, 94, вып. 3, 323—326
Хакасит	Алюмогидрокальцит	Лабазин Г. С. Труды Гл. геол. разв. упр. 1930, 19, 9
Ховахсит	Бурые продукты окисления сафлорита	Шпикин Н. Н., Михайлова В. А. Сб. «Материалы техн. инф.». Гипроникель, 1956, вып. 6, 5—23

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Хромштейгерит *	—	Анкинович Е. А. Труды ин-та геол. наук АН Каз. ССР, 1963, 7, 207—217
Цирконал	—	Семенов Е. И., Казакова М. Е. Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 7, 96—99
Цирсит *	—	Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зоп выветривания... Изд-во АН СССР, 1962, 125
Шилкинит	Серицит	Меркулова Г. В. ЗВМО, 1939, 68, № 4, 559—561
Эйкотурмалин	Оптически аномальный турмалин с большим 2U	Лодочников В. Н. Пробл. сов. геол., 1933, вып. 2, № 5, 132
Эпидоцит	Псевдоморфоза ортоклаза и мусковита по лейциту	Заварицкий А. Н. Докл. АН СССР, 1934, 3, 645—650

Таблица 3

Минералы, недостаточно охарактеризованные

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Алюмогематит	8—10% Al_2O_3	Бенславский С. И. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 5, 1130—32
Алюмогётит	8—10% Al_2O_3	То же
Алюмоферрошарит	(Mg, Fe) (OH) (B, Al) O_2 (?), вероятно, смесь	Сердюченко Д. П. ЗВМО, 1956, 85, вып. 3, 292—296; Шабынин Л. И., Митюшина Т. А., ЗВМО, 1964, 93, 1, 3
Бариевый уранофан	—	Белова Л. Н. Труды 2-й Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии, 1958 г., Атомиздат, 1959, т. 3, 173—174
Бедсит	Ca_2 (Mg, Fe^{3+} , Al) $_5$ [(Si, Al) $_4O_{11}$] $_2$ (OH)	Ефремов Н. Е. и др. Ученые записки Р.И.Д. ун-га, 1936, вып. 7, 44—45
В-керолит *	$Mg[Si_4O_{10}(OH)_2] \cdot 0,4 Mg(OH)_2$	Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. ЗВМО, 1950, 79, 33

* Минералы, имеющиеся в Минералогическом музее АН СССР.

Минерал	Характеристика
Бирунит *	$8,5\text{CaSiO}_3 \cdot 8,5\text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
α -Брандизит	Брандизит, содержащий небольшое количество Cl
Вернадит	H_2MnO_3 (?)
Водный стронций, содержащий борат кальция	—
Волковит	Гидроборат Cr и Ca
Галеноборзит	Сульфид Cu, Pb, Fe
Гедройцит	$6(\text{Na}, \text{K})_2\text{O} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 14\text{SiO}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Герасимовскит	$\text{NbTi}(\text{OH})_9$
Гидрофералсит	$0,15 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1,7\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2,8\text{H}_2\text{O}$
Гидроферситаанит	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2,6\text{SnO}_2 \cdot 2,8\text{SiO}_2 \cdot 0,63\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Гюлехит	Гидрослюда
Ермакит	$(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Железистый паралюминит	—
Ивановит	Водный хлор-борат Ca (и K?)
Истисуит	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Mg})_7 (\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{O}, \text{OH})_{24}$
Ишкильдит *	$\text{H}_{20}\text{Mg}_{15}\text{Si}_{11}\text{O}_{47}$

Таблица 3 (продолжение)

Автор, литература

чест-

- Бадалов С. Т., Голованов И. М. Докл. АН Узб ССР, 1957, № 12, 17—21
- Ситковский И. Н. Докл. АН Аз. ССР, 1948, 4, № 7, 291—297
- Бетехтин А. Г. ЗВМО, 1937, 66, вып. 4, 703.
- Иванов А. А., Яржемский Я. Я. Труды Всес. ин-та галургии, 1954, 29, 210
- Открыт Нефедовым Е. И.; Мокшевский В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 317
- Сатпаева Т. А. и др. Изв. Каз. ССР, серия геол., 1964, № 2, 29—41
- Антипов-Каратаев И. Н., Седлецкий И. Д. Докл. АН СССР, 1937, 17, № 5, 247—250
- Семенов Е. И. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41—59
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 64—76
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1952, вып. 4, 64—76
- Халифа-Заде Ч. М. Докл. Аз. ССР, 1957, 13, № 6, 647—653
- Дравер П. Л. Записки Спб. отд. географ. об-ва, 1925—1926, 5, 137
- Пилипенко П. П. Ученые записки Саратовск. ун-та, 1927, 6, вып. 3, 171
- Открыт Нефедовым Е. И.; Мокшевский В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 317
- Кашкай М. А., Мамедов А. И. Докл. АН Аз. ССР, 1955, 11, № 1, 21
- Сыромятников Ф. В. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, новая серия, 1935, 43, серия геол., ч. 13, (2) 289—295.

Минерал	Характеристика
Калиевый цирцит	—
Кальциевый молибдат урана	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_3(\text{MoO}_4)_3(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Карачаит	H_2MgSiO_4
Карбонат натрия и марганца	—
Карбуран *	Смолообразное вещество, содержащее 5% UO_3
Кмант	Слюда зеленая
Книповичит *	Водосодержащий карбонат Ca, Al и Cr
Купрогаллуазит *	
Лодочниковит	Сложный окисел Ag, Mn, Ca, Fe
Мазулит	$5\text{MnO} \cdot (\text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5-6 \text{SiO}_2 \cdot 8-10\text{H}_2\text{O}$
Манган-белякишит	—
М е д м о н и т (купромонтмориллонит)	$0,32 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$
М е з о д и а л и т *	Минерал группы эвдиалита (?)
Минерал А	Теллурид, содержащий Bi
Минерал В	Предположительно теллурид Ni
Наследовит	Водный основной карбонато-сульфат Pb, Mn, Al, Mg

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Автор, литература

- Д о р ф м а н М. Д. Сб. «Минералогия пегматитов и зон выветривания...» Изд-во АН СССР, 1962, 130
- Р у д н и ц к а я Л. С. Атомная энергия, 1959, 3, 160—161
- Е ф р е м о в Н. Е. Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 6, 921—928
- С е м е н о в Е. П. Кристаллография, 1964, 9, вып. 1, 109—110
- Л а б у н ц о в А. Н. Пегматиты северной Карелии. Изд-во АН СССР, 1939
- И л л а р и о н о в А. А. Сб. «Вопросы разработки месторождений Курской Магнитной аномалии». Изд-во АН СССР, 1961, 250—260
- Открыт Нефедовым Е. И.; М о к н е в с к и й В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 317
- Я х о н т о в а Л. И. Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11, 123—138
- Открыт Нефедовым Е. И.; М о к н е в с к и й В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 317
- Б о р и с е в и ч Л. В. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 44, 15—36
- С е м е н о в Е. П. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41—59
- Ч у х р о в Ф. В., Л и н о с о в Ф. Я., ЗВМО, 1950, 73, 23
- Ф е р с м а н А. Е. Докл. АН СССР, 1922, 59
- Ю ш к о - З а х а р о в а О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. Изд-во АН СССР, 1964, 55—57
- Т о ж е
- Е н и к с е в М. Р. Докл. АН Узб. ССР, 1958, № 5, 13—17

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Неоглауконит Никелевый β-керолит *	Разновидность глауконита (Mg, Ni) ₃ [Si ₄ O ₁₀] (OH) ₂ ·H ₂ O	К а в а к о в А. В. Труды НИУИФ, 1938, вып. 140, 146—55 Р у к а в и ш п к о в а И. А. Сб. «Гора выветривания». Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, 134—138
Нибоанатаз Норильскит	— Никелистое железо, содержащее Pt, Cu, Pd	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 41—59 З в я г и н ц е в О. Е. Докл. АН СССР, 1940, 26, № 8, 795—798
Парбигит	Фосфат группы коллинсита	М и р т о в Ю. В. Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1958, № 1, 72—75
Польнит	Глинистый минерал переменного состава	Я р и л о в а Е. П., П а р ф е н о в а Е. И. Почвоведение, 1957, № 9, 37—43
Редкоземельный кальциевый фос- фат-силикат *	—	Б е л ь к о в И. В., В о л к о в а М. И. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, вып. 2, 90—91
Свитальскит *	Магнезиально-железистая слюда	Н и к о л ь с к и й А. П., Е ф и м о в А. Н. Труды ВСЕГЕИ, 1960, 37, 142—143
Смирновскит	(Th, Ca, Ce)(P, Si)(O, OH, F) ₄	Г р и г о р ь е в И. Ф., Д о л о м а н о в а Е. И. ЗВМО, 1957, 86, вып. 5, 607
Сферобертрандит * Теллурид висмута и серебра	Be ₃ [Si ₂ O ₇] (OH) ₄ AgBiTe ₂ (?)	С е м е н о в Е. И. Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1, 64—69 Б е з с м е р т н а я М. С., С о б о л е в а Л. Н. Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 18, 70—84
Терпоскит Титанистый фордфедоровит	Разновидность щелочного амфибола —	П о л о в и н к и н а Ю. И. ЗВМО, 1924, серия 2, 53. С о б о л е в В. С. Ученые записки Львовск. ун-та, 1947, 6, серия геол., вып. 5, 111
Тихвинит	2SrO·3Al ₂ O ₃ ·P ₂ O ₅ ·SO ₃ ·6H ₂ O	А п ш е л е с О. М., В л о д а в е ц Н. П. Записки Русск. мин. об-ва, 1927, серия 2, вып. 1—2, 53—59
Тыньит	Ca ₃ (Fe, Mg, Mn) ₇ (Fe, Al) ₂ [(SiO ₃) ₁₂ (OH) ₂] ·H ₂ O	О в ч и н и к о в Л. Н. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1960, вып. 39, 297—298
Уран-апатит Усинит	До 3,73% UO ₂ R (UO ₂) ₂ Si ₂ O ₇ ·n H ₂ O	Ч е н ц о в И. Г. Атомная энергия, 1956, № 3, 113—114 М е л к о в В. Г., П у х а л ь с к и й Л. Ч. Поиск месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957, 67
Ферригаллуазит *	Галлуазит с иной формой частичек (под электронным микроскопом)	А л е к с е в а Е. Ф., Г о д л е в с к и й М. П. ЗВМО, 1937, 66, вып. 1, 84—106

Таблица 3 (окончание)

Минерал	Характеристика	Автор, литература
Феррикеролит *	$n \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, вероятно, смесь	Рукавишникова И. А. Сб. «Кора выветривания». Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, 147
Феррогумит	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{OH})_2 \cdot (\text{SiO}_4)_3$	Скакковский Н. К. Мин. сырье, 1929, № 8, 913—914
Фордфедоровит	—	Лодочников В. Н. Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1941, № 28, 167—168
Фосфат натрия *	$\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$	Дорфман М. Д., Абрашев К. К. Труды Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14, 220—230
Фосфатный аналог трегерита *	$(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Белова Л. Н. и др. Сб. «Вопросы прикладной радиогеологии», Изд-во АН СССР, 1963, 174—177
Хлоритосерпентин	Промежуточный между хлоритом и серпентином	Меняйлов А. А. Материалы по петрологии и геохимии Кузнецкого Ала-Тау. Изд. СОПС, серия Сиб., 1935, ч. 3, вып. 19, 64
Хромовый бейделлит	—	Сердюченко Д. П. ЗВМО, 1933, серия 2, 62, вып. 2, 376—392
Цинальзит *	Минеральная смесь; $\text{Zn}_4\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_4(\text{OH})_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Чухров Ф. В., Сб. «Кора выветривания», Изд-во АН СССР, 1956, вып. 2, 107—123
Цирфесит *	$(\text{ZrO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3)\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Костылева Е. Е. Докл. АН СССР, 1945, 48, № 7, 531
Шорсуит	$(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 19,6\text{H}_2\text{O}$	Виниченко П. Т. Труды Ср.-аз. ун-та, 1955, вып. 63, 19; Feischner M. Amer. Min. 1957, 42, 441
Шубниковит *	Водный хлор-арсенат Cu, Ca и K	Открыт Нефедовым Е. И.; Мокневский В. А. ЗВМО, 1953, 82, вып. 4, 317
Эльбрусит	Разновидность феррибейделлита	Michey I. Cbl. Min., Abt. A., 1930, 293—303

В табл. 2 собраны синонимы минералов и разновидностей (морфологических, кристаллохимических, оптических, механических смесей, с изоморфными примесями и др.), в названии которых нет необходимости. Наконец, в табл. 3 приведен список недостаточно изученных минералов. К таковым, в частности, мы относим разновидности бейделлита, так как природа самого бейделлита до сих пор еще недостаточно ясна.

Если обратиться к диаграмме (см. рисунок), то на ней четко вырисовывается определенная и очень интересная закономерность. С 1917 по 1922 г. открыт лишь один минерал. С 1922 по 1930 г. количество открываемых минеральных видов заметно и неуклонно растет, а в отдельные «урожайные» годы достигает даже четырех в год. В 1929 г. вступила в строй наша первая пятилетка и это сразу же сказалось и на количестве открываемых минералов. Уже в том же году в литературе появилось описание трех новых минералов и разновидностей, а в 1936—1941 гг. почти ежегодно открывалось по пять-шесть минералов. Начало второй мировой войны резко задержало развитие нашей страны: все силы были мобилизованы на борьбу с фашизмом. Но уже в 1943 г. работы геологических организаций приводят к открытию нового бората, кургантаита, а с 1945 г. открытие новых минералов становится уже обычным явлением.

Особенно много минералов открыто за последние 11 лет, с 1955 по 1965 г., в связи с тем, что проводились большие геологические исследования в удаленных районах страны (Сибири, Средней Азии, Казахстана), где были открыты новые геохимические провинции, а вместе с этим и новые минералы. В то же время новые интересные находки сделаны и в старых хорошо известных классических массивах нефелиновых сиенитов Кольского полуострова — в Хибинах и в Ловозере, на Урале — в Висневых горах и др.

Как видно из табл. 2, в печати появилось много лишних и необоснованных названий. Можно согласиться с мнением КНМ, что значительная клатура. В табл. 3 приводится список минералов, требующих дополнительного исследования. Некоторые из них даже при небольшой доработке могут оказаться новыми минералами. Большая же часть требует серьезного дополнительного изучения.

Интерес к новым минералам, особенно к нашим отечественным, требует того, чтобы все находки экспонировались в центральных музеях нашей страны и в первую очередь в Минералогическом музее АН СССР. Именно поэтому одна из экспозиций музея и посвящена новым минералам, открытым в СССР.

Многие из открытых на территории СССР минералов были переданы для хранения в Минералогический музей АН СССР, однако целый ряд минералов в наших коллекциях отсутствует. Минералогический музей АН СССР обращается ко всем геологам и минералагам нашей страны, открывшим и описавшим новые минералы или новые разновидности за период 1917—1966 г., с просьбой передать для хранения эти находки, чтобы центральный Минералогический музей нашей страны мог в полном объеме и разнообразии показать минералы, известные у нас.

При составлении этой статьи мы пользовались любезной консультацией и помощью Э. М. Бонштедт-Куплетской, которой выражаем искреннюю благодарность за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Алявдин В. Ф., Бонштедт-Куплетская Э. М., Годлевский М. П., Комков А. И., Кухаренко А. А., Сальдау Э. П., Смольянинова Н. Н., Борнеман-Старынкевич И. Д., Татарский В. Б., Франк-Камеицкий В. А. От Комиссии по новым минералам Всесоюзного минералогического общества.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, II серия, ч. 94, вып. 5.

- Бонштедт-Куплетская Э. М. Новые минералы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, № 3, 341—348; 1956, ч. 85, № 1, 75—82; 1957, ч. 86, № 1, 116—130; 1957, ч. 86, № 3, 375—381; 1958, ч. 87, вып. 1, 76—84; 1958, ч. 87, вып. 4, 476—493; 1959, ч. 88, вып. 3, 309—322; 1960, ч. 89, вып. 1, 63—81; 1961, ч. 90, вып. 1, 91—117; 1961, ч. 90, вып. 4, 438—450; 1962, ч. 91, вып. 2, 187—206; 1963, ч. 92, вып. 2, 194—218; 1963, ч. 92, вып. 5, 566—578; 1964, ч. 93, вып. 4, 444—459; 1965, ч. 94, вып. 2, 187—201; 1965, ч. 94, вып. 6, 665—686.
- Шубникова О. М. Новые минералы, открытые в 1933—1934 гг. Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, серия минер., 1936, вып. 7.
- Шубникова О. М. Новые данные о минералах и новые минеральные виды (1935 г. и I—VI 1936 г.).— Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, серия минер., 1937, вып. 10.
- Шубникова О. М. Новые минеральные виды и новые названия минералов (1936—1937 гг.).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия минерал.-геохим., 1938, вып. 11, № 3.
- Шубникова О. М. 1. Новые минеральные виды и разновидности, открытые в 1938 г.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия минерал.-геохим., 1940, № 6.
- Шубникова О. М. 2. Новые минералы, открытые в СССР (1918—1939 гг.). Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 31.
- Шубникова О. М. Новые минеральные виды и разновидности, открытые в 1939—1944 гг.— Труды Ин-та геол. наук, серия минерал.-геохим., 1947, вып. 74, № 15.
- Шубникова О. М. Новые минеральные виды и разновидности, открытые в 1945—1949 гг.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия минерал.-геохим., 1953, вып. 144.
- Шубникова О. М., Юферов Д. В. Справочник по новым минералам, 1922—1932 гг. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Старыкевич-Борнеман И. Д., Татарский В. Б., Франк-Каменецкий В. А. От Комиссии по новым минералам Всесоюзного минералогического общества.— Записки Всес. мин. об-ва, II серия, 1965, вып. 5.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгортехиздат, 1962.

В. С. КУДРИН, М. А. КУДРИНА

**КРИОЛИТ И ДРУГИЕ СЛОЖНЫЕ ФТОРИДЫ
ИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ**

Криолит до последнего времени считался очень редким минералом. Кроме детально описанного рядом исследователей (Baldauf, 1910; Ball, 1922 и др.) месторождения Ивигтут в Гренландии, уникального месторождения, на котором уже около 100 лет идет промышленное извлечение криолита, его находки известны лишь в нескольких районах мира. В литературе подробно описаны криолит и сопровождающие его сложные фториды натрия, кальция и алюминия из месторождения Сент Питерс Доом (Массив Пайкс Пик Колорадо, США) (Cross, Hillebrand, 1883; Landes, 1935 и др.), где они встречены в кварц-полевошпатовой и кварцевой жилах. Имеются также сведения о присутствии криолита и томсенолита в пирохлороносных рибекитовых гранитах плато Джос в Нигерии (Jacobson a. oth., 1958 и др.).

В пределах Советского Союза криолит впервые был установлен в прошлом столетии в Ильменских горах в теле амазонитового пегматита (Мельников, 1882; Заварицкий, 1939 и др.). К настоящему времени весь криолит из жилы извлечен и его образцы сохранились лишь в минералогических музеях. В последние годы криолит обнаружен также на Воляни (УССР) в микроклин-кварцевых жилах с топазом, где он находится внутри газово-жидких включений в кристаллах топаза (Калужный, 1958). В 1959 г. криолит, сопровождаемый томсенолитом и недавно открытым натрий-кальций-редкоземельным фторидом — гагаринитом, был установлен авторами в юго-восточной части Тувинской АССР, в метасоматически измененных породах Эрзинского щелочного массива.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

Эрзинский массив метасоматически измененных пород залегает среди мраморов докембрия. Он имеет штокоподобную форму с неправильными клиновидными очертаниями и занимает площадь около 1,0 км². Породы, слагающие массив, неоднородны по составу и в среднем близки к щелочным гранитам.

Детальное геолого-петрографическое изучение массива показало, что ведущую роль в образовании этих пород играли постмагматические метасоматические процессы, полностью преобразившие первоначальный состав исходных интрузивных пород. Постепенные переходы от метасоматических пород к неизменным интрузивным субщелочным диопсидовым кварцсодержащим спенитам нередко наблюдаются в эндоконтактовых участках массива.

Подобные субщелочные сиениты слагают в районе несколько небольших интрузивных тел и большое число мелких выходов среди мраморов и пространственно тесно связаны с массивом нефелиновых сиенитов. Они прорывают последние и являются, по-видимому, поздними дифференциатами сложно построенного плутона щелочных пород. Щелочные породы являются наиболее молодыми в районе¹, они внедрились в условиях жесткой, консолидированной в нижнем палеозое рамы вдоль зоны глубинного Агардаг-Эрзинского разлома.

Элементы закономерной зональности в строении Эрзинского массива, а также минералого-петрографические наблюдения над пространственным положением и характером коррозионных соотношений всех породобразующих и второстепенных минералов и над сменой парагенетических ассоциаций позволяют восстановить в главнейших чертах последовательность метасоматического замещения.

В метасоматическом процессе можно выделить четыре главных этапа: калиевый (микроклинизация); натриевый (альбитизация, образование рибекита, эгирина); литиевый (образование серии слюд: литиевый биотит — протолигионит — циннвальдит — криофиллит и позднее опять циннвальдит, последовательно замещающие рибекит и друг друга) и, наконец, кремниевый (окварцевание).

Последовательное наложение этих процессов, проявившихся в пространстве довольно неравномерно, привело к образованию пород переменного состава с неоднородными структурами и текстурами. Наиболее четко среди них выделяются рибекитовые, биотитовые, криофиллитовые и циннвальдитовые разности. Отмечается закономерная приуроченность рибекитовых разностей к краевым, а образующихся по ним слюдяных разностей — к внутренним частям тела.

Из второстепенных минералов в метасоматических породах, кроме фторидов, присутствуют: эгирин, магнетит, гематит, ильменорутил, сульфиды, а также аксессуарные пироксенолор, колумбит, малакон, касситерит, топаз и др.

Помимо описанных пород, в пределах массива расположено значительное число жильных тел, преимущественно мелких — около 5—30 см, редко до 1—2 м мощностью, имеющих кварцевый, кварц-полевошпатовый или полевошпатовый состав, а также жильобразных зонк альбитизации и ослюденения. Состав всех главных и второстепенных минералов жильных тел и характер их взаимоотношений друг с другом таковы же, как и во вмещающих их метасоматических породах массива, что позволяет считать эти тела метасоматическими жилами, возникшими в ходе единого процесса метасоматоза, но вдоль периодически возникающих трещин.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ФТОРИДОВ В ПОРОДАХ

Среди установленных в Эрзинском массиве сложных фторидов наиболее распространен криолит, который образует две генерации. Кроме того, присутствуют томсенолит, редкие мелкие зерна гагаринита и вторичный геарксутит. Изредка встречается также флюорит, который весьма обилен в экзоконтакте массива, где он слагает во вмещающих мраморах почти сплошную реакционную оторочку вокруг массива.

Первая генерация криолита, так же как и томсенолит, является постоянной составной частью рибекитосодержащих метасоматических пород и реже пород, в которых рибекит частично или полностью замещен литиевым биотитом, циннвальдитом или криофиллитом, но еще сохранилась

¹ Определения абсолютного возраста нефелиновых и субщелочных сиенитов, выполненные калий-аргоновым методом в лаборатории Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, показали значения от 210 до 234 млн. лет.

внешняя призматическая форма агрегатов слюды, образующей псевдоморфозы по рибекиту. В этих же породах, но значительно реже, встречается и гагаринит.

Характерно, что криолит и томсенолит не встречены в породах совместно. Оба эти минерала распределены в породах довольно неравномерно. Содержание криолита и томсенолита изменяется от единичных зерен до 5—8%, в среднем составляя 2—3% объема пород. Они образуют агрегаты мелких зерен, занимающие интерстиции, а также интенсивно корродирующие и секущие по тонким неровным трещинкам микроклин, альбит, в меньшей степени — рибекит. Их выделения часто образуют в породах прерывистые цепочки, мельчайшие штокверкоподобные извивающиеся ветвистые зонки или обособления неправильной угловатой формы (рис. 1). Наружные очертания этих выделений фторидов имеют совершенно неправильную форму, определяемую неровными и угловатыми контурами корродируемых или сопровождающих фториды минералов. Внутри выделений также нередко расположены включения ассоциирующих с ними минералов: раннего циннвальдита, малакона, пирохлора. Размер выделений криолита и томсенолита обычно не превышает 3—5 мм в поперечнике; большинство их значительно меньше.

Внутреннее строение выделений криолита и томсенолита неоднородно и имеет агрегатный характер. Более крупные обособления состоят из нескольких зерен — изометричных в случае криолита (рис. 2) и пирокотабличатых у томсенолита, имеющих ровные или ступенчатые ограничения. Размер отдельных кристаллических индивидов в агрегате не более 0,2—0,3 мм.

Выделения гагаринита имеют обычно неправильную, приближающуюся к изометричной, нередко овальную или округлую форму и размер до 0,3—0,5 м (рис. 3). Пространственно они очень тесно ассоциируют с криолитом или томсенолитом, часто с рибекитом.

Весьма характерно, что выделения фторидов никогда не располагаются в кварце, а упомянутые прожилкоподобные зонки в породах всегда прерываются зернами кварца. Последний корродирует также все другие минералы пород. Это обстоятельство, наряду с наблюдаемыми минеральными парагенезисами криолита, томсенолита и гагаринита, позволяет судить о времени образования этих фторидов в метасоматическом процессе.

Криолит в породах находится в теснейшей пространственной и, очевидно, парагенетической ассоциации с ранним циннвальдитом и гагаринитом, а также аксессуарными малаконом и пирохлором. Зерна всех этих минералов обычно приурочены к выделениям криолита, часто расположены внутри них. Все эти минералы отчетливо идиоморфны по отношению к криолиту и не корродируются им.

Более сложны соотношения криолита с рибекитом. Как отмечалось выше, наблюдается четко выраженная приуроченность криолита к рибекитсодержащим породам, а в шлифах видна пространственная связь криолита с рибекитом. Крупные призматические порфиробласты рибекита иногда заметно корродируются криолитом, в то же время мелкопризматический или лучистый рибекит, нередко образующийся при коррозии этих порфиробласт криолитом, находится в единой парагенетической ассоциации с последним.

Таким образом, время образования криолита определяется тем, что он является отчетливо более поздним, чем калиевый полевой шпат и основная часть альбита и рибекита, и более ранним, чем поздний циннвальдит и кварц. Выделение криолита происходило в конце натриевого этапа при смене рибекита литиевыми слюдами. В последующие стадии метасоматического замещения — при образовании позднего циннвальдита и окварцевании — криолит становится неустойчивым и постепенно исчезает из пород. Совершенно аналогичны условия нахождения в породах томсенолита и гагаринита.

Рис. 1. Форма выделений томсенолита (серый) в альбит-микроклиновой метасоматической породе (светлое)
Прозрачный шлиф, увел. 72, без анал.

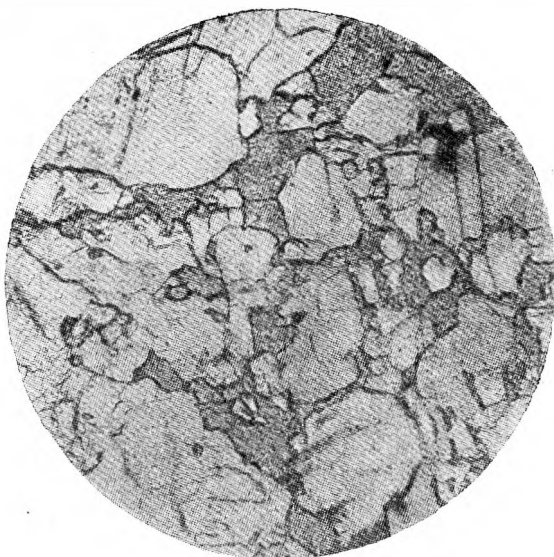


Рис. 2. Агрегатное строение выделений криолита (темно-серый) среди микроклина (светлый)
Прозрачный шлиф, увел. 30, без анал.

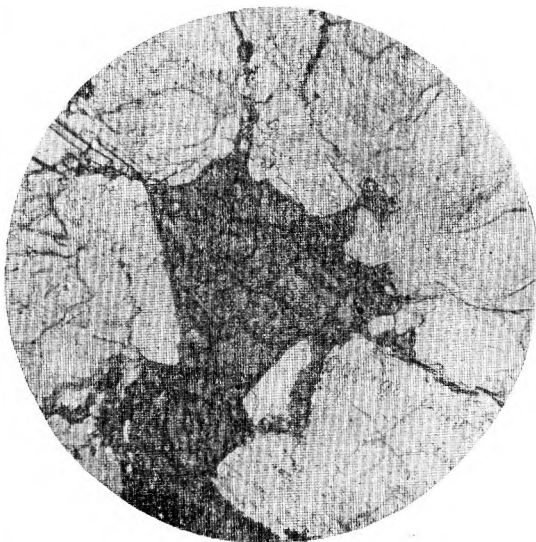
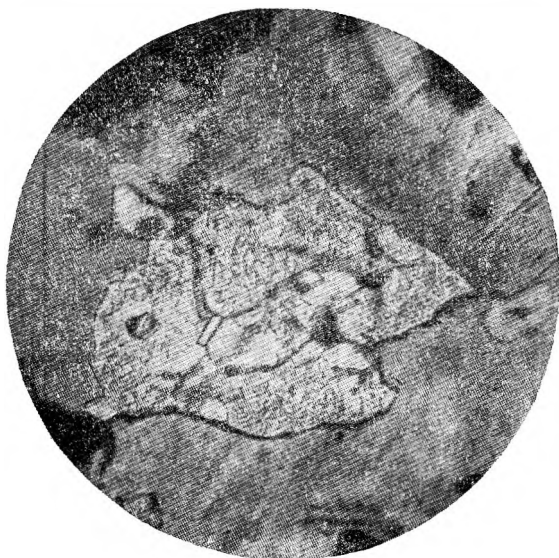


Рис. 3. Зерно гагаринита в циннвальдите. Видны включения иголок неизвестного минерала
Прозрачный шлиф, увел. 160, без анал.



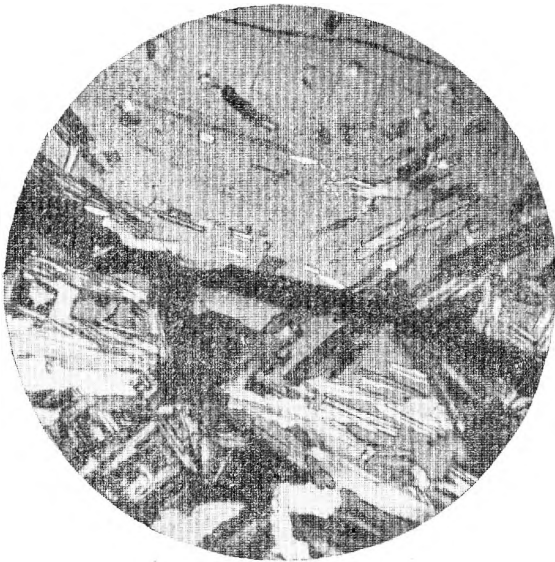


Рис. 4. Прожилки криолита второй генерации (черный), секущий микроклин-альбит-кварцевую метасоматическую породу

Прозрачный шлиф, увел. 30, виск. +

Помимо охарактеризованного выше криолита, широко распространенного в породах, в редких случаях встречается более поздний криолит, условия нахождения и минеральный парагенезис которого заставляют отнести его к другой генерации.

Криолит второй генерации в метасоматических породах массива встречается редко, причем обнаруживает приуроченность к разностям, в которых рибекит частично разрушен и замещен слюдами и сидеритом. Криолит II выполняет тонкие (0,1—0,2 мм) линейные трещинки, секущие все минералы пород, включая и кварц (рис. 4). Иногда совместно с криолитом в прожилках присутствует сидерит.

В более крупных массах криолит II встречен в двух кварцевых и одной кварц-полевошпатовой метасоматических жилах. Все три жилы, в которых встречается криолит, залегают в рибекитсодержащих метасоматических породах. В жилах кварца криолит заполнял в одном случае округлое, а в другом — линзовидное гнездо во внутренних частях жил. Размер этих гнезд соответственно 3 см в диаметре и 1,0×10 см. Кварц в жилах сливной серовато-белый полупрозрачный, содержит мелкие включения галенита, сфалерита, пирита, колумбита, малакона. Контакт криолита с кварцем неровный. Поверхность кварца изъедена, содержит многочисленные каверны, заполненные криолитом. От гнезд криолита в жильный кварц и далее во вмещающие метасоматические породы отходят тончайшие секущие прожилки.

Наиболее крупное гнездо криолита расположено в метасоматической жиле сложного минерального состава. В сложении жилы участвуют микроклин, альбит, литиевый биотит, криофиллит, циннвальдит II, кварц. Присутствуют также сидерит, галенит, сфалерит и акцессорные: колумбит, малакон, бастнезит и др.

Последовательность минералообразования в жиле, судя по взаимным замещениям и пересечениям минералов, такая же, как и во вмещающих метасоматических породах. Наиболее поздними являются кварц и сульфиды. Жила имеет переменную мощность (от 0,5 до 1,5 м) и очень невыдержанный состав, быстро изменяющийся по простиранию от кварц-полевошпатового и существенно кварцевого до альбит-слюдяного и слюдяного.

Гнездо криолита расположено в существенно кварцевом участке жилы, в ее внутренней части. Оно имеет неправильную линзовидную форму, неровную контактовую поверхность с вмещающим кварцем, в котором местами заходят заливообразные апофизы криолита. Размер этой линзы около 20×30×50 см; длинной осью она вытянута примерно параллельно простиранию жилы.

Кварц в жиле такой же, как в кварцевых жилах; на контакте с криолитом он сильно изъеден. В то же время отмечен случай образования



Рис. 5. Гранобластовая структура агрегата криолита второй генерации (1) из гнезда в кварц-полевошпатовой жиле. В криолите расположено идиоморфное зерно кварца (2) и корродированные зерна галенита (3)

Пришлифованный образец, увел. 3

идиоморфного зерна кварца шестиугольного сечения, расположенного почти целиком внутри массы криолита (рис. 5).

В пространственной ассоциации с криолитом в описываемой жиле встречены также галенит и малакон. Кристаллы малакона часто трещиноваты и залечиваются тончайшими прожилками криолита. Галенит на границе его зернистых агрегатов с криолитом образует довольно крупные (до 1 см) выделения, выступающие внутрь массы криолита и корродированные им (рис. 5).

Внутри зернистой массы криолита встречены единичные мелкие (до 1,0 мм) призматические кристаллы бастнезита.

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Криолит наиболее детально был изучен на образцах из жил, где он представлен второй генерацией. Он образует мелко- или среднезернистые неравномернозернистые агрегаты гранобластовой структуры, причем отчетливо видно (см. рис. 5), что такое строение их обусловлено дроблением первоначально более крупнокристаллической массы. Размер отдельных зерен в агрегате от долей миллиметра до 2—3 мм, в отдельных участках до 5—10 мм. Зернистое строение наиболее отчетливо видно на выветрелой поверхности агрегата (рис. 6). Иногда агрегаты криолита имеют сливную текстуру. Минерал полупрозрачен, окрашен в светлый грязно-желтовато-серый или светло-серый цвет, иногда с пятнами и потеками буроватого оттенка, обусловленными тончайшими пленками гидроокислов железа, обволакивающими его зерна. На поверхности выветривания криолит иногда приобретает пепельно-серый оттенок. Блеск минерала стеклянный, слегка жирноватый. Спайность отсутствует, излом неровный. Микротвердость минерала 130 кг/мм^2 , что по шкале Мооса соответствует 3,55. Отражательная способность $R = 3\%$. Удельный вес, определенный

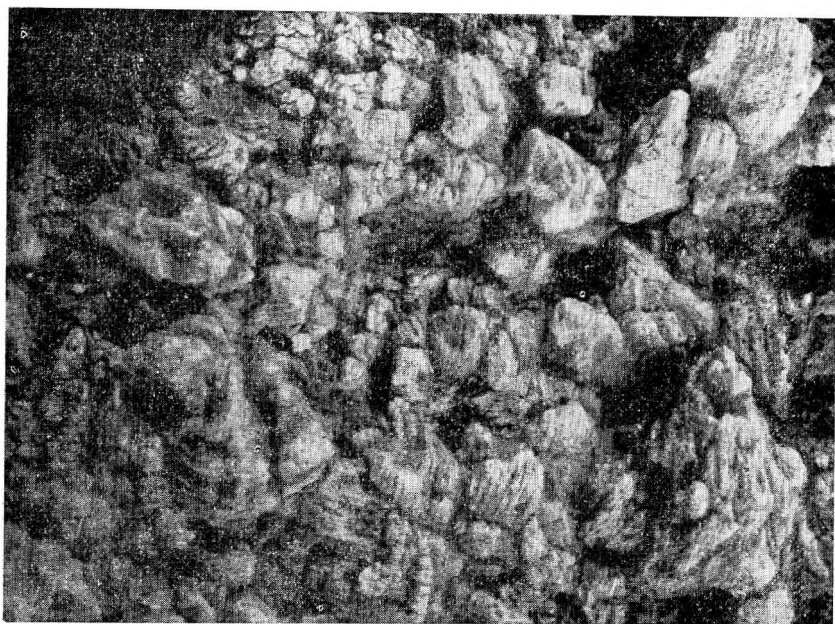


Рис. 6. Выветрелая поверхность агрегата зерен криолита. Видна штриховка, обусловленная полисинтетическим двойникованием. Увел. 10

методом гидростатического взвешивания под вакуумом из навески в 2 г В. И. Степановым, равен $2,96 \pm 0,01$. Однако обилие в минерале газо-жидких включений, хорошо видимых под микроскопом, указывает на условность этой величины.

Показатель преломления¹, определенный методом кольцевого экранирования, равен 1,340. Минерал двусный оптически положительный. Зерна криолита всегда sdвойникованы. Двойникование полисинтетическое, обычно по нескольким различным направлениям. Изучение законов двойникования не проведено вследствие низкой величины двупреломления минерала. Параллельные двойниковые швы в зернах криолита обуславливают появление штриховки, создающей впечатление наличия у минерала спайности. Такая штриховка макроскопически особенно хорошо видна на выветрелой поверхности образцов криолита (см. рис. 6). Возможно, что двойниковое строение криолита обусловлено механическим воздействием и возникло при процессе дробления агрегата. Указанием на это служит отсутствие двойникования у криолита первой генерации, тонкорассеянного в метасоматических породах. По всем остальным физическим свойствам криолит первой генерации аналогичен описанному выше. В метасоматических породах криолит первой генерации макроскопически отчетливо выделяется на фоне остальных салитических минералов своими кремово-серыми оттенками, жирноватым блеском и полупрозрачностью.

Структурное изучение криолита методом Дебая² ($FcK_{\alpha\beta}$; $2R = 57,3$ мм) показало его полную аналогию по основным линиям с криолитом из Ивигтута (табл. 1) (Степанов, 1963).

Кривые нагревания³ криолита (рис. 7) сходны с кривыми нагревания криолитов из других районов (Иванова, 1961) и искусственного криолита (Тананаев, Лельчук, 1947).

¹ Определить все показатели преломления не представилось возможным, так как величина двупреломления находится в пределах ошибки замера.

² В данной работе все определения выполнены Г. А. Сидоренко (ВИМС).

³ Термические анализы криолита и томсенолита выполнены Л. И. Рыбаковой (ВИМС).

Межплоскостные расстояния криолита из Эрзинского массива

<i>hkl</i>	<i>d/n, кХ</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d/n, кХ</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d/n, кХ</i>	<i>I</i>
	5,86	2	221, $\bar{2}21$	1,878	2	—	1,227	8
011 $\bar{3}$	4,98	5	—	1,830	1	—	1,211	2
011, 101, $\bar{1}01$	4,54	9	131, $\bar{1}13$, 310	1,720	7ш	—	1,195	1
110 $\bar{3}$	4,299	1	311, 311	1,665	3	—	1,181	1
110, 002	3,86	9	—	1,645	1	—	1,160	4ш
—	3,62	2	024	1,603	7	—	1,150	1
111, $\bar{1}11$	3,49	4	312, 312	1,567	10	—	1,128	3
020 $\bar{3}$, 112 $\bar{3}$	3,016	6	—	1,504	3	—	1,117	3
020, 112, 200, $\bar{1}12$	2,723	9	—	1,483	2	—	1,106	1
—	2,570	4	—	1,451	2	—	1,082	6
210	2,415	3	—	1,423	2	—	1,076	1
013, 103, 211	2,323	8	—	1,392	2	—	1,059	4
022	2,263	3	—	1,368	7	—	1,051	2
202, $\bar{2}02$	2,206	2	—	1,347	3	—	1,043	7
113, $\bar{1}13$	2,137	5	—	1,320	6	—	1,032	7
122, $\bar{1}22$, 212	2,080	4	—	1,301	1	—	1,022	7
—	2,053	1	—	1,276	2	—	1,007	7
220, 004, 023	1,934	10	—	1,243	1	—	—	—

Характерно наличие на кривых нагревания криолитов обеих генераций двух эндотермических эффектов. Первый, в интервале 560—570°, вызван полиморфным превращением моноклинной модификации в кубическую. Второй прогиб, в интервале 860—880°, отсутствует на термограммах других криолитов. По-видимому, он связан с полиморфным превращением криолита, т. е. переходом его кубической модификации в гексагональную. Температура этого перехода 881° (Степанов, 1963).

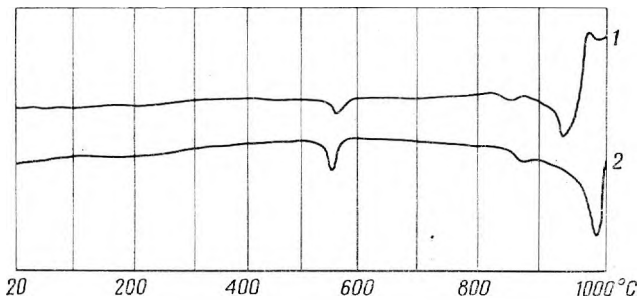


Рис. 7. Кривые нагревания криолита

1 — криолит первой генерации; 2 — криолит второй генерации

Химический анализ криолита показал результаты, очень близкие к теоретическому составу (табл. 2). Отмечается лишь несколько большее содержание алюминия и фтора и присутствие, кроме основных компонентов, небольшого количества кальция, калия, окисного железа и кремнекислоты.

Наличие кремнекислоты и железа, по-видимому, связано с посторонними примесями, тогда как калий, очевидно, изоморфно входит в структуру минерала.

Таблица 2

Химический состав и расчет формулы криолита *

Компоненты	Вес. %	Ат. колич.	Геарксутит (?) CaAlF ₄ OH		Криолит	
			ат. колич.	вес. %	ат. колич.	отношения ат. колич., исходя из Na + K = 3
Na	32,82	1,427577	—	—	1,427577	2,996
K	0,07 **	0,001790	—	—	0,001790	0,004
Ca	0,11	0,002744	0,002744	0,11	—	—
Al	13,00	0,481820	0,002744	0,07	0,479076	1,005
F	54,40	2,863459	0,010976	0,21	2,852483	5,987
Fe ₂ O ₃	0,04	—	—	—	—	—
SiO ₂	0,32	—	—	—	—	—
Сумма	100,76	—	—	0,39	K = 0,4764557	—

* Анализ выполнен В. А. Молевой в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Чистота отбора вещества контролировалась просмотром его под микроскопом в смеси воды и спирта с показателем преломления, равным показателю преломления криолита. При отборе не удалось полностью избавиться от материала, содержащего газово-жидкие включения.

** Калий определен методом пламенной фотометрии.

Присутствие кальция в совокупности с повышенным содержанием алюминия и фтора позволяет предположить, что анализируемый криолит содержит примесь какого-то другого фторида кальция и алюминия. Вероятнее всего, это может быть геарксутит, замещение которым криолита отмечается в поверхностных условиях.

При пересчете химического анализа по содержанию кальция было рассчитано количество предполагаемой примеси геарксутита, а остаток пересчитан на формулу криолита (табл. 2). В результате получена почти идеальная формула криолита: Na_{3,00}Al_{1,005}F_{5,99}.

В составе криолита методом фотометрии пламени (аналитик Г. Е. Каленчук, лаборатория ИГЕМ АН СССР) определены редкие щелочи: 0,0016% Li, 0,00014% Rb, Cs нет. Полуколичественный спектральный анализ (аналитик К. В. Бурсук, лаборатория ВИМС) показал примесь: 0,0 n — 0, n % кремния, кальция, магния, свинца, лития; 0,00 n % железа, марганца, меди, висмута, цинка, олова, серебра, галлия, лантана, титана, циркония. По-видимому, большинство элементов-примесей связано с газово-жидкими включениями, так как с возрастанием числа включений в минерале содержание примесей увеличивается.

В зоне гипергенеза криолит, как было отмечено, замещается геарксутитом, который образует на поверхности его зерен порошковатые налеты и корочки.

Томсенолит внешне отличается от криолита белым или (в случае частичного вторичного изменения минерала) светлым грязновато-желтым цветом. Его мелкие выделения в породе в отличие от криолита макроскопически трудноразличимы. Размер этих выделений обычно не превышает 2—3 мм в поперечном сечении. Свежий томсенолит прозрачен, обладает стекляншим блеском и ясной спайностью. Удельный вес, определенный методом Руденко — Василевского, равен 3,03.

В шлифе томсенолит бесцветен, имеет низкий рельеф и шагреневую поверхность. Минерал двуосный, оптически отрицательный. Угол оптических осей (—) $2V = 50^\circ$. Показатели преломления: $N_g = 1,415$, $N_m = 1,414$, $N_p = 1,407$, $N_g - N_p = 0,008$.

При микроскопическом изучении видно, что обособления томсенолита в породе представляют собой зернистые агрегаты со ступенчатыми почти

Рис. 8. Агрегатное строение выделения томсенолита в породе, обусловленное сложным двойникованием. Видно веерообразное расхождение линий спайности. Прозрачный шлиф, увел. 72

а — без анализатора; б — при скрещенных николях

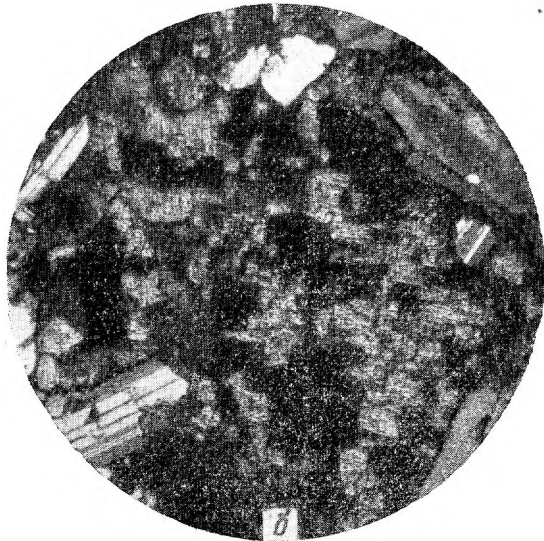
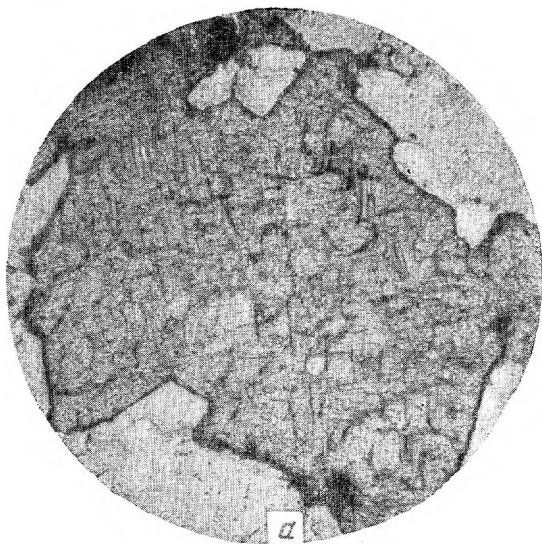
взаимно перпендикулярными ограничениями отдельных индивидов, параллельными направлениям спайности зерен (рис. 8).

Отдельные индивиды имеют размер от 0,05 до 0,3 мм и прямоугольную или неправильную форму, обычно несколько вытянутую в направлении лучшей спайности. Кроме последней, какие-либо кристаллографические элементы у томсенолита отсутствуют.

Минерал обладает тремя системами спайности: в одном направлении совершенной и в двух — ясной. По ориентировке спайностей относительно оптической индикатриссы (табл. 3) и сопоставлению ее с положением спайности у томсенолитов других районов (Падуров, 1925; Степанов, Соколова, 1963 и др.) следует, что совершенная спайность расположена параллельно третьему пинакoidу (001), а ясные спайности — по ромбической призме (110) и (1 $\bar{1}$ 0). Угол между спайностями (001) и (110), равный β , составляет около 85—87°, а угол между плоскостями призматической спайности — около 88,5—89°.

Необходимо отметить, что полученные значения сферических координат нормалей плоскостей спайности изученного томсенолита несколько отличаются от приведенных другими авторами и указывают на его отклонение от моноклинной к триклинной сингонии. Кроме того, отмечаются заметные колебания значений координат, которые нельзя объяснить только ошибкой замеров. Ниже будет показано, что эти особенности минерала, по-видимому, связаны с возникновением внутренних напряжений в кристаллах в результате сложного взаимного прорастания индивидов.

Детальное изучение взаимной оптической ориентировки отдельных индивидов томсенолита в его зернистых обособлениях показывает, что агрегатное строение выделений обусловлено сложным двойникованием минерала с образованием нескольких систем двойников прорастания. Явление двойникования у томсенолита ранее известно не было и установлено впервые.



Координаты нормалей плоскостей спайности к оптической индикатрессе *

Характер спайности	Углы нормалей спайностей с осями индикатресс			Предполагаемая ориентировка спайности	Число замеров
	N_g	N_m	N_p		
Совершенная	88,0°	50,5°	40,0	001	4
»	85,0	47,0	43,5	001	1
»	82,5	45,5	46,5	001	3
»	87,0	40,0	49,5—50,0	001	1
Ясная	46,5	61,5	57,0	110	4
»	57,5°	48,5°	60,0°	110	3

* Изучение оптической ориентировки спайностей произведено на столбике Федорова.

К наиболее простым относятся двойники прорастания, у которых двойниковой осью является ребро спайностей [001] и [110], т. е. ось [110]. Двойниковыми швами в обоих случаях служат все три системы плоскостей спайности, причем срастание всегда происходит по одноименным спайностям обоих индивидов. Иногда ступенчатая перемежаемость плоскостей срастания на границе двух индивидов настолько часта, что создается впечатление криволинейности шва. Двойники обоих типов в выделениях томсенолита сочетаются друг с другом. При этом характерно, что хотя теоретически, в случае двойникования какого-либо зерна с двумя соседними зернами по двум описанным законам, эти два последние зерна должны были бы также находиться друг с другом в двойниковом положении, этого, строго говоря, не наблюдается. Их взаимное положение очень близко к двойниковому, но всегда отличается от него на некоторый небольшой угол. Это обстоятельство объясняется тем, что углы между плоскостями спайностей томсенолита, служащими двойниковыми швами, несколько отличаются от прямых, что и вносит соответствующие искажения в их взаимную ориентировку.

Не меньшим распространением, чем эти двойниковые прорастания, пользуются более сложные двойники, в которых двойниковыми швами также являются плоскости спайности, но в отличие от описанных выше двойников в данном случае срастаются разноименные плоскости, а именно: плоскость (001) одного индивида с плоскостью (110) или (110) другого и наоборот. Двойниковыми осями являются нормали к ребру спайностей (001) и (110), либо (001) и (110), не лежащие ни в одной из плоскостей спайности, а делящие острый угол между ними на две почти равные части. Кристаллографический символ осей, по-видимому, близок к [111] или [111].

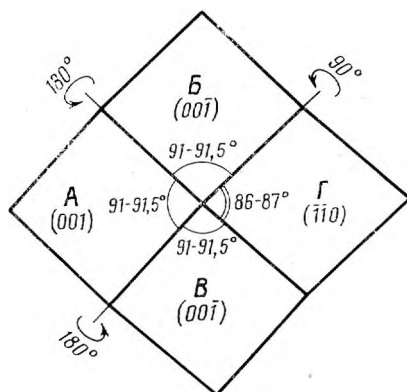
Кроме описанных двойников, которые можно отнести к числу «нормальных», т. е. образованных разворотом сдвойникованных индивидов друг относительно друга на угол 180°, очень часто в агрегатах томсенолита наблюдаются закономерные прорастания, в которых сросшие индивиды выводятся один из другого поворотом на угол 90°, или, точнее, около 90°. Осями поворота служат ребра всех трех плоскостей спайности, а швами — сами плоскости спайности, всегда разноименные в каждом индивиде. Угол поворота вокруг осей [110] и [110] составляет около 85—87°, а вокруг оси [001] — около 89°.

Принципиальная возможность образования двойников подобного рода была теоретически обоснована В. В. Никитиным (1923). Они возникают в кристаллах низших сингоний при весьма малом отклонении их от тет-

рагональных и названы двойниками «типа Баумгауэра», по имени исследователя, который впервые описал их, изучая гренландский криолит. Позднее, на основании детального оптического изучения криолита, Н. Падуров (1925), не установивший в нем двойников по типу Баумгауэра, высказал мнение, что двойники такого рода, если теоретически и возможны, то во всяком случае чрезвычайно редки.

Томсенолит, так же как и криолит, по своим кристаллографическим параметрам благоприятен для возникновения подобных двойников, так как он имеет весьма близкий к тетрагональному пояс ромбической призмы. Действительно, в изученном томсенолите на двойники типа Баумгауэра приходится не менее 30—40% от общего числа всех закономерных прорастаний.

Рис. 9. Схема соотношения нормальных двойников прорастания по законам $[110]$ — AB и $[\bar{1}\bar{1}0]$ — AB с двойником типа Баумгауэра $B\bar{G}$. Последний компенсирует уменьшение угла между параллелепипедами двойниковых индивидов B и \bar{B} . Индивид A находится с \bar{G} в двойниковании по сложному закону



Двойники по типу Баумгауэра встречаются в сочетании со всеми другими двойниками и находятся с ними во вполне закономерных соотношениях. Например, сочетание двух двойников по типу Баумгауэра, развернутых вокруг одной оси $[110]$ или $[\bar{1}\bar{1}0]$ в противоположном направлении, приведет одновременно к образованию нормального двойника по первому из описанных выше законов.

Встречаются и более сложные сочетания. Так, если какой-либо индивид томсенолита A находится в сдвойникованном положении с индивидами B и \bar{B} соответственно по законам $[110]$ или $[\bar{1}\bar{1}0]$ и с индивидом G по третьему (сложному) закону, по индивид G по отношению к B или \bar{B} будет занимать позицию, соответствующую двойнику по типу Баумгауэра. В данном случае индивид G своим острым углом ($86—87^\circ$ между спайностями по (001) и (110)) компенсирует уменьшение угла между «параллелепипедами» двойниковых индивидов B и \bar{B} , возникающее в плоскости третьего пинакоида при двойниковании их с индивидом A по двум первым «нормальным» законам (рис. 9). Необходимо отметить, что вследствие некоторого отличия углов между плоскостями спайности (001) , (110) и $(\bar{1}\bar{1}0)$ от прямых, во всех двойниках, имеющих швами разномынные плоскости спайности, наблюдается некоторое отклонение этих плоскостей в различных индивидах от строго параллельного положения, так же как это описано выше для двух первых типов двойникования. Это же отклонение углов от прямых приводит к тому, что во всех типах двойников совпадение двойниковых плоскостей с плоскостями спайности может быть принято лишь в первом приближении, а, строго говоря, между ними почти всегда существует разница, достигающая нескольких градусов. Это угловое отклонение между плоскостями спайности в двух сдвойникованных индивидах достигает в некоторых случаях $8—10^\circ$, а истинные плоскости и оси двойникования являются биссектрисами этих углов.

Отмеченное угловое несоответствие закономерных двойниковых прорастаний в минерале его кристаллографическим элементам может являться причиной возникновения внутренних напряжений в кристаллической ре-

Межплоскостные расстояния томсенолита

<i>h.k.l</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>h.k.l</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>h.k.l</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
—	5,68	3	008	1,988	5	—	1,344	1
—	5,07	3	108, 220	1,949	10	—	1,324	1
—	4,30	6	—	1,911	1	—	1,258	3
004	3,942	9	223, 018	1,877	3	—	1,262	1
112	3,385	2	206, 108	1,810	3	—	1,257	4
113	3,20	4	—	1,747	8	—	1,227	1
113	3,016	3	—	1,705	3	—	1,195	5
114	2,883	5	—	1,686	4	—	1,169	5
200	2,74	5	—	1,641	4	—	1,1415	5
211, 210, 120	2,465	1	—	1,603	2	—	1,096	2
204	2,377	4	—	1,537	2	—	1,090	2
106, 116, 123	2,258	5	—	1,474	1	—	1,058	2
204, 213	2,156	7	—	1,377	3	—	1,042	2
025	2,087	1	—	1,367	1	—	—	—

сетке и приводить к ее деформации. Указанием на действительное наличие такой деформации в томсенолите является закономерное, т. е. направленное на уменьшение отмеченного углового несоответствия, изменение ориентировки оптической индикатриссы относительно плоскостей спайностей минерала, отмеченное в большинстве индивидов минерала, находящихся в двойниковом прорастании.



Рис. 10. Кривая нагрева томсенолита

Рентгеноструктурное изучение томсенолита ($\text{FeK}_{\alpha\beta}$; $2R = 57,3$ мм) показало его близость по основным линиям с томсенолитом из Ивигута (Степанов, Соколова, 1963). Кривая нагрева минерала (рис. 10) также аналогична кривым нагрева томсенолитов других месторождений (Степанов, Соколов, 1963).

Спектральный анализ минерала (аналитик К. В. Бурсук, лаборатория ВИС) показал, кроме основных компонентов — алюминия, кальция и натрия, присутствие: 0,1 — 0,01% кремния, магния, железа, лантана, иттрия, стронция и 0,001% — 0,0001% марганца, титана, ванадия, меди, свинца, бериллия, иттербия.

Томсенолит легко подвергается вторичному изменению, замещаясь галлуазитом. При этом вначале происходит слабое помутнение прозрачных зерен минерала и появление бледной грязно-желтоватой окраски, а затем полное замещение их рыхлой глинистой массой галлуазита.

Гагаринит был открыт в 1961 г. и его обнаружение в Эрзинском массиве как акцессорного минерала является уже третьей находкой этого минерала в мире. Как и в Эрзинском массиве, в обоих предыдущих случаях гагаринит установлен в рибекитсодержащих кварц-микроклин-альбитовых метасоматических породах, весьма сходных по условиям образования и составу с метасоматическими породами Эрзинского массива (Степанов, 1961; Аелин, Казакова, 1963).

Гагаринит обычно встречается в породах в теснейшей ассоциации с криолитом или с томсенолитом, реже обособленно от них. Он слагает в породах мелкие (0,1—1,0 мм) округлые, овальные или неправильные зерна, пространственно тяготеющие к выделениям упомянутых фторидов и рибекита (см. рис. 3). Минерал окрашен в белый, слегка желтоватый цвет. Блеск стеклянный. Обладает ярко выраженными магнитными свойствами, аналогично рибекиту и биотиту. Отражательная способность $R = 6$. Микротвердость минерала $H = 186 \text{ кг/мм}^2$, что по шкале Мооса соответствует 4,0. Удельный вес минерала, определенный методом Руденко — Василевского, равен 4,20.

В шлифе минерал прозрачен, бесцветен. Для него характерно присутствие мельчайших игольчатых включений непрозрачного черного минерала, располагающихся по трем направлениям, которые в сечении, перпендикулярном оптической оси, пересекаются под углом 60° . Минерал одноосный, оптически положительный, но нередко обнаруживает аномальную двуосность с углом оптических осей (+) $2V$ до 24° .

Показатели преломления $N_e = 1,493$, $N_o = 1,472$; $N_e - N_o = 0,021$.

Рентгеноструктурное изучение минерала ($\text{FeK}\alpha\beta$; $2R = 57,3 \text{ мм}$) показало его полную аналогию с гагаринитом из Казахстана (Степанов, 1961) и Тувы (Акелин, Казакова, 1963). Расчетная гексагональная ячейка минерала: $a_0 = 5,97 \pm 0,03\text{Å}$; $c_0 = 3,55 \pm 0,03\text{Å}$ (табл. 5).

Таблица 5

Межплоскостные расстояния гагаринита

hkl	d/n	I	hkl	d/n	I	lhl	d/n	I
1010 β	(5,62)	2	0002	1,761	3	—	1,165	1
1010	5,14	7	3031	1,725	7	1013	1,148	1
—	4,52	2	1231	1,707	10	2242	1,142	3
—	3,74	2	1012	1,669	4	1450	1,133	7
1120 β	(3,27)	2	2022 β	(1,607)	1		1,127	9
1011 β	(3,19)	4	1122	1,520	4			
1120	2,97	8	2240	1,498	4	1342	1,117	6
1011	2,90	8	2022	1,459	3	5051 β	1,097	1
2020	2,57	2	1340	1,442	3	2352 β	1,089	1
1121 β	(2,51)	2	2241	1,363	2	2023	1,072	6
—	2,46	1	1341	1,331	5	4042	1,050	3
1121	2,29	6	1332	1,312	4	—	1,045	4
1230	2,15	1	4040	1,298	2	3360	1,010	9
2021	2,08	10	2242	(1,262)	1	—	0,999	3
1230	1,995	1	1450 β	1,244	1	5051	0,997	6
	1,995	3	3032	1,234	7	—	0,994	3
1231 β	(1,883)	3	4041	1,219	1	2352	0,988	5
1012 β	(1,845)	1	2350	1,192	1			

Химический анализ гагаринита показал его близость с гагаринитами других районов. От последних он отличается присутствием титана, большим содержанием железа и тория и меньшим — редких земель (табл. 6).

Торий, по-видимому, изоморфно замещает редкие земли, тогда как титан и железо, возможно, связаны с включениями черного игольчатого минерала.

Условно эти элементы при пересчете анализа объединены с кальцием и редкими землями.

Пересчет химического анализа, произведенный из расчета $F = 6$ на структурную формулу типа $\text{Na}(\text{CaTR})_2\text{F}_6$ (Пятенко, Воронков, 1962; Во-

Химический состав и расчет формулы гагаринита *

Оксиды	Вес. %	Ат. колич. катионов	Отношение ат. колич. при F=6
SiO ₂	0,39	—	—
TiO ₂	1,27	0,016	0,052
Al ₂ O ₃	0,00	—	—
Fe ₂ O ₃ ^{2*}	2,02	0,025	{ 0,081
ΣTR ₂ O ₃	51,63	0,343 ^{3*}	
ThO ₂	1,89	0007	—
CaO	12,67	00226	0,731
Na ₂ O	7,88	0254	0,822
K ₂ O	0,00	—	—
F	35,21	1853	6,0
H ₂ O ⁺	0,91	—	—
H ₂ O ⁻	0,10	—	—
H. о.	0,50	—	—
Сумма	114,47	K = 1853 : 5 = 309	
—O=F ₂	14,79		
Сумма	99,68		

* Анализ выполнен Т. И. Столяровой в лаборатории ВИМСа микрохимическим методом и навески 90 мг.

^{2*} Определено суммарное Fe₂O₃.

^{3*} Молекулярный вес редких земель рассчитан по их составу (табл. 7).

ронков, Шумяцкая, Пятенко, 1962), позволил получить формулу, близкую к теоретической: Na_{0,822}(Ca_{0,731}Fe_{0,081}Ti_{0,052}TR_{1,133})_{1,997}F₆. Эта формула очень близка к формуле казахстанского гагаринита, имеющей обобщенный вид: Na_x(Ca_xTR_{2-x})F₆, где $x \approx 0,8$ (Воронков, Шумяцкая, 1962).

Спектральный анализ минерала (аналитик К. В. Бурсук, лаборатория ВИМС) показал, кроме компонентов, определенных химически, примесь стронция, алюминия и магния. Рентгеноспектральным анализом в минерале определены редкие земли (табл. 7), среди которых преобладает иттриевая группа и иттрий.

Таблица 7

Состав редких земель в гагарините (в вес. %) *

Мана- лиса	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
1	—	2,9	—	3,6	3,0	—	7,8	1,6	10,9	1,8	10,6	2,0	7,1	0,7	48,0
2	—	—	—	3,5	3,0	—	5,6	—	17,8	4,0	16,8	2,0	16,5	0,75	30,0

* Аналитик И. В. Сорокин (ВИМС).

Геарксутит — вторичный минерал, образуется в зоне гипергенеза. Развивается в виде тонких порошковатых корочек и налетов белого цвета на криолите, а также по тонким трещинкам в породах.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ФТОРИДОВ

Особенности условий нахождения и парагенезисов криолита и других фторидов в Эрзинском массиве и сопоставление их с другими криолитсодержащими образованиями заставляют обратить внимание на некоторые вопросы генезиса этих минералов, которым раньше не уделялось должного внимания.

В вводной части работы было указано, что криолит- и томсенолитсодержащие породы Эрзинского массива имеют метасоматическое происхождение. Не имея возможности в настоящей статье детально обосновать метасоматический характер образования этих пород, чему посвящена другая работа авторов (Кудрин и др., 1965), необходимо отметить, что этот вывод относится и к другим массивам подобных пород из различных районов Советского Союза, в которых был установлен гагаринит, а совсем недавно также криолит и томсенолит. К такому же выводу, т. е. о метасоматическом происхождении подобных пород, в настоящее время пришло большинство советских геологов, изучавших эти массивы (Степанов, Северов, 1961; Беус, Северов и др., 1962; Акелин, Казакова, 1963, и др.).

К числу подобных же метасоматических образований, очевидно, относятся и широко известные пироклороносные «рибекитовые граниты» (плато Джос в Нигерии), которые по своим главнейшим геолого-петрографическим и минералого-геохимическим особенностям аналогичны Эрзинскому и другим сходным с ним массивам Советского Союза. Они также содержат в своем составе криолит, томсенолит и ряд других типоморфных минералов и без сомнения можно ожидать установления в них и гагаринита.

Главнейшие особенности состава всех этих пород, определяемые их постмагматическим и главным образом метасоматическим происхождением, присущи всем другим геологическим образованиям с криолитом, в том числе и жильным, относимым обычно к пегматитам, а также и «магматическим» породам, с которыми последние теснейшим образом ассоциируют.

К главнейшим из этих особенностей относятся:

1) широкое развитие постмагматического метасоматического микроклина, обычно без пертитов и иногда амазонитизированного;

2) обычное проявление процессов альбитизации и грейзенизации с образованием таких характерных для этих процессов минералов, как альбит, рибекит, эгирин, литиевые слюды, топаз, а также акцессорные пироклор, циркон, колумбит, иногда вольфрамит и др.;

3) тесная ассоциация криолита с поздним кварцем и с сидеритом;

4) постоянное присутствие в породах сульфидов: галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и др.

Судя по имеющимся в литературе описаниям (Baldauf, 1910; Cross, Hillebrand, 1883; Landes, 1935) в формировании «слюдяных гранитов», с которыми тесно ассоциируют криолитоносные образования Ивигтута и Сент-Питерс Доома, весьма существенную, а может быть и главенствующую роль играли метасоматические процессы описанного выше типа.

Что же касается пегматитов, то, хотя А. Е. Ферсман и выделил самостоятельный криолитовый (VII) тип пегматитов (Ферсман, 1940), он относил его образование к области критической точки воды и выделял как пегматит скрепления с пневматолитом, а по наличию сульфидов — с гидротермальным процессом, т. е. отмечал специфические особенности и относительно низкую температуру его формирования.

Все сказанное позволяет утверждать, что такие образования, как криолитсодержащие кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы Сент-Питерс-Доома и Ильменских гор или экзоконтактовая оторочка криолитового тела на месторождении Ивигтут являются не пегматитами, как это принималось до сих пор, а жильными телами постмагматического метасоматического происхождения.

Другой весьма характерной особенностью криолитсодержащих образований является их генетическая связь с интрузивами гранитоидов повышенной щелочности.

В случаях, когда генетическая связь их твердо не установлена, в районе обычно присутствуют щелочные или субщелочные интрузивы, связь с которыми этих образований весьма вероятна.

Обычное для интрузивов щелочного и субщелочного состава накопление фтора в постмагматических растворах обуславливает образование в метасоматических породах значительных масс фторидов.

Чем же объясняется образование в данном случае именно криолита и томсенолита, а не столь обычного для широкого диапазона геологических и физико-химических условий флюорита?

Ответ можно найти в химическом составе метасоматических пород, одной из наиболее специфических петрохимических особенностей которых является очень низкое содержание кальция. Почти весь кальций выносятся из пород в ходе раннего щелочного этапа метасоматоза — при микроклиннизации плагиоклаза. В то же время на более поздних стадиях процесс характеризуется высокой активностью натрия, а также железа, о чем свидетельствуют широко развитые явления альбитизации и образования таких минералов как рибекит, арфведсовит, эгирин, астрофиллит, сидерит и др.

В этих условиях при недостатке кальция фтор вступает во взаимодействие и переходит в твердую фазу в виде соединений с натрием и присутствующим в избытке алюминием. Образование же в породах криолита, либо томсенолита, которые, как отмечено выше, обычно не встречаются совместно, но паходятся в породах аналогичного минерального состава и в одинаковом парагенезисе, очевидно, связано с некоторыми колебаниями в гидротермальных растворах в отдельных участках массива относительной активности натрия и кальция.

Таким образом, специфические физико-химические условия, обусловившие образование вместо флюорита — криолита и томсенолита, вместо петрофлюорита — гагаринита, а вместо кальцита — сидерита, были подготовлены закономерным ходом самого постмагматического метасоматического процесса.

Криолит, томсенолит и гагаринит, а также паходящийся в ассоциации с криолитом сидерит, можно считать типоморфными минералами постмагматических образований вполне определенного генетического типа, связанных с гранитоидами повышенной щелочности и возникающих в ходе сложного метасоматического процесса, который начинается с микроклиннизации и сменяется затем альбитизацией, грейзеннизацией и окварцеванием и характеризуется резким выносом из пород кальция.

Несомненно, что дальнейшие детальные исследования подобных метасоматических образований, известных в различных районах Советского Союза, приведут к выявлению в них криолита и других сложных фторидов, которые, очевидно, не столь уж редки в природе, как это считалось до сих пор.

ЛИТЕРАТУРА

- Акелин П. А., Казакова М. Е. О новой находке гагаринита.— Доклады АН СССР, 1963, 149, № 3.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзеннизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г. Кристаллохимическое исследование гагаринита.— Материалы Четвертой конференции молодых научных сотрудников ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Воронков А. А., Шумяцкая Н. Г., Пятенко Ю. А. Кристаллическая структура гагаринита.— Ж. структ. химии, 1962, 3, № 6.
- Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М., 1939.

- Иванова В. П. Термограммы минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, серия II, 1961, ч. 90, вып. 1.
- Калюжный Вл. А. К изучению состава минералов-узников многофазовых включений.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 25. Изд-во «Недра», 1964.
- Мельников М. П. Ильменские минеральные копи.— Горный журнал, 1882, ч. 1, кн. 1.
- Никитин В. В. Универсальный метод Федорова. Изд. Петрогр. горного ин-та, 1923.
- Падуров Н. Двойники криолита и некоторые оптические свойства солей алюмофтористоводородной кислоты.— Записки Росс. мин. об-ва, 1925, 54, вып. 2.
- Пятенко Ю. А., Воронков А. А. О формуле гагаринита.— Ж. структ. химии, 1962, 3, № 6.
- Степанов А. В. Новые и редкие минералы в щелочных гранитах Казахстана.— Труды Каз. НИИМС, 1961, вып. 5.
- Степанов А. В., Северов Э. А. Гагаринит — новый редкоземельный минерал.— Докл. АН СССР, 1961, 141, № 4.
- Степанов В. И. Криолит. Минералы (справочник), т. II, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Степанов В. И., Соколова М. Н. Томсенолит. Минералы (справочник), т. II, вып. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Тананаев И. В., Лельчук Ю. Л. Физико-химический анализ систем, имеющих значение в аналитической химии. Система $AlF_3 - NaF - H_2O$.— Ж. аналит. химии, 1947, т. II, вып. 2.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Гранитные пегматиты, Изд-во АН СССР, 1940.
- Baldau F. Heber das Kryolith — Vorkommen in Grönland.— Zs. prakt. geol., 1910, 18.
- Ball S. H. The mineral resources of Greenland.— Medd. on Grönland, 1922, 63.
- Gross W., Hillebrand W. F. On minerals of the Criolith group recently found in Colorado.— Amer. J. Sci., 1883, 26, N 154.
- Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., Black R. Ring-complexes in the Younger granite Province of Northern Nigeria.— Mem. Geol. Soc. London, 1958, N 1.
- Landes K. K. Colorado pegmatites.— Amer. Min., 1935, 20, N 5.

Ю. Л. ОРЛОВ

КРИСТАЛЛЫ АЛМАЗА С ВОЛОКНИСТОЙ ОБОЛОЧКОЙ

В последние годы было обращено внимание на кристаллы алмаза, которые в настоящее время обычно при описании называют «коутид даймондс» (coated diamonds), т. е. алмазы с оболочкой. Такое название эти алмазы получили в связи с особым зональным строением их кристаллов. В центре таких кристаллов находится прозрачное монокристаллическое ядро, от которого четко отделяется мутноватая, переполненная микроскопическими включениями внешняя зона. Эта зона представляет собой оболочку, покрывающую обычный прозрачный кристалл алмаза. Цвет оболочки различный: молочно-серый, серый, ярко-желтый, грязновато-зеленый и темно-зеленый, почти черный. Когда оболочка молочно-серая, серая и ярко-желтая, то она полупрозрачна и кристалл слабо просматривается по всему объему; грязновато-зеленая и темно-зеленая оболочка непрозрачна, и в этих случаях кристаллы приобретали вид темных непрозрачных зерен. Внешняя форма алмазов с оболочкой очень разнообразна: октаэдр, куб, комбинация октаэдра и ромбододекаэдра, а также октаэдра, ромбододекаэдра и куба. Кроме того, на этих кристаллах наблюдаются округлые поверхности, придающие кристаллам вид сферолитообразных форм, обычных кривогранных додекаэдров и комбинационных плоскогранно-кривогранных многогранников.

Исследование алмазов с оболочкой, выявление своеобразного строения этих кристаллов и объяснение причин их морфологического разнообразия, а также изучение характера оболочек, содержащих многочисленные включения, представляет большой интерес для выяснения изменения условий в процессе кристаллизации алмазов и влияния последующей резкой смены физико-химических параметров в материнской среде на уже сформировавшиеся кристаллы алмаза.

В 1963 г. Камия и Ланг (Kamiya, Lang, 1964) произвели рентгенодифракционное топографическое исследование шлифа, сделанного из кристалла алмаза в оболочке из месторождения Сиерра-Леоне и установили, что она имеет волокнисто-шестоватое строение. Согласно их данным, размеры отдельных конусообразных волокон составляют у границы с ядром 8 μ , через 100 μ ближе к поверхности — 25 μ и еще через 100 μ — 40 μ . Дезориентация отдельных волокон вокруг их осей в среднем достигает 0,43° и поворот их вокруг нормали к волокнам 0,25°.

Рентгенодифракционное топографическое исследование якутских алмазов, имеющих оболочку вокруг прозрачного монокристаллического ядра, показало, что оболочка на кристаллах алмаза из якутских месторождений также волокнисто-шестоватого строения (Миусков, Орлов, 1966). В связи с тем, что у вершин и ребер наблюдается радиальнолучистый характер строения волокон, Камия и Ланг (1964) сделали вывод,

что при достаточно широком развитии шестоватоволокнистой внешней зоны кристаллы превращаются в сферолиты. Однако среди алмазов этой разновидности в действительности сферолитообразные формы встречаются сравнительно редко и при широком развитии внешней оболочки алмазы имеют кубический габитус.

В результате исследования большого количества расколотых кристаллов алмазов с оболочками из якутских и африканских месторождений установлено, что существует определенное соотношение между формой кристаллов и толщиной оболочки. Это соотношение хорошо видно на рис. 1. На октаэдрических кристаллах с острыми ребрами оболочка очень

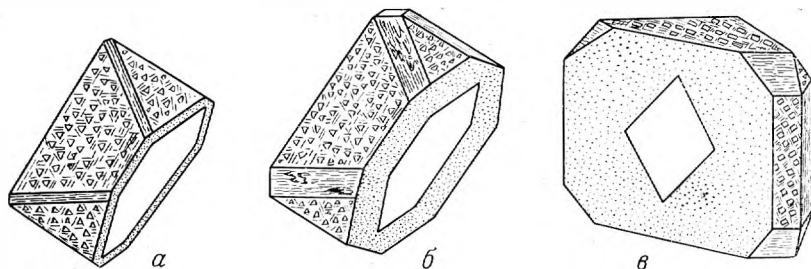


Рис. 1. Толщина оболочки на кристаллах различной формы

a — октаэдр; *б* — комбинационная форма октаэдра, ромбододекаэдра и куба с преобладанием поверхностей $\{111\}$; *в* — аналогичная комбинационная форма с преобладанием поверхностей $\{100\}$

тонкая. Если оболочка имеет значительную по сравнению с ядром толщину, то на кристалле наблюдаются поверхности ромбододекаэдра и куба, значения которых увеличиваются пропорционально возрастанию толщины пленки. Наиболее толстые оболочки наблюдаются на кристаллах, имеющих кубический габитус, т. е. в этих случаях размеры видимого монокристаллического ядра значительно меньше толщины оболочки. Отсюда можно сделать вывод, что если оболочка образовывается на октаэдрическом кристалле с острыми ребрами, то по мере ее роста (утолщения) развиваются поверхности $\{110\}$ и $\{100\}$, постепенно вытесняя грани $\{111\}$. При достаточно широком ее развитии октаэдрический кристалл превращается в комбинационную форму (октаэдра, ромбододекаэдра и куба), а в предельном случае в куб. На рис. 1 видно, что толщина оболочки на всех гранях плоскогранных кристаллов одинаковая, т. е. развитие ее происходит равномерно со всех сторон. Часто наблюдается концентрически зональное строение самой оболочки; в пределах ее видны зоны слабопрозрачные, переполненные многочисленными включениями и более прозрачные с небольшим количеством микроскопических включений. Обычно на границе оболочки и монокристаллического ядра наблюдается скопление включений.

Точная идентификация включений в связи с их микроскопическими размерами затруднена. Сиил (Seal, 1966) произвел электроно-графический снимок оболочки одного из кристаллов и установил, что видимые включения представляют собой полукристаллические скопления в виде гроздьев мельчайших индивидуумов, размером в несколько микроп. Исследуя их состав электронным микроанализатором, он зафиксировал присутствие кремния и кислорода, но количественное соотношение этих элементов колебалось в очень широких пределах. Сиил (Seal, 1966) сделал предположение, что кислород не связан с кремнием и включения, возможно, представляют собой карбид кремния, т. е. муассанит.

Ранее Камия и Ланг (Kamiya, Lang, 1965) рентгеноабсорбционным способом определили, что оболочка обогащена MgO или SiO_2 , которые составляют до 0,7%, в ней содержится также несколько десятых долей про-

цента тяжелых элементов: титана или циркония, и, кроме этого, устанавливается железо, менее чем 0,03%. Эмиссионным спектральным анализом было установлено, что оболочка, окрашенная в желтый цвет, более обогащена железом по сравнению с монокристаллическим бесцветным ядром (см. таблицу).

Результаты спектрального анализа алмазов с оболочкой «coated diamonds»
(в вес. %)

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Ti	Mn	Co	Cu	B	P	Zr	Pt
0,001 0,01	Сл. 0,003	Сл. 0,001	— 0,01	— 0,06	— Сл.	— —	— —	Сл. Сл.	— Сл.	— —	— —	0,001 —
0,01	+	0,001	0,03	0,001	0,001	—	0,001	—	—	0,1	0,001	—
0,01	+	0,001	0,03	0,001	0,003	—	0,001	—	—	—	0,001	—
0,01	+	0,001	0,03	0,001	0,003	—	0,001	—	—	—	0,001	—
0,03	+	0,001	0,03	0,003	0,003	0,003	0,001	—	—	—	—	—
0,03	+	0,001	0,03	0,003	0,003	—	0,001	—	—	—	0,001	—
0,03	+	0,001	0,03	0,003	0,003	—	0,003	—	—	—	0,001	—
0,01	+	0,001	0,03	—	0,001	—	0,003	—	—	—	0,001	—
0,01	+	0,001	0,03	0,001	0,001	—	0,003	—	—	—	0,001	—
0,01	+	0,001	0,03	0,003	0,001	—	0,003	—	—	—	0,001	—
0,03	+	0,001	0,03	—	0,001	—	0,003	—	—	—	0,001	—
0,03	+	0,001	0,03	0,003	0,005	—	0,001	—	—	—	0,001	—
1	+	0,001	0,03	0,001	0,003	—	0,001	—	—	—	0,003	—
1	+	0,001	0,03	0,001	0,003	—	0,001	—	—	—	0,001	—

1 — ядро кристалла с оболочкой, бесцветное, прозрачное; 2 — оболочка того же кристалла; желтого цвета; 3—7 — кристаллы с оболочкой сорта «раунд конго», не бывшие в работе; 8—12 — кристаллы сорта «раунд конго», регенерированные из долот и очищенные в кипящих кислотах; 13—15 — кристаллы сорта «раунд конго», регенерированные из долот и очищенные в расплаве селитры. Анализы выполнены в Центральной лаборатории треста прикладной геохимии. Аналитик А. П. Корнилова.

Вполне очевидно, что оболочка начинает развиваться на ранее выкристаллизовавшихся кристаллах алмаза в связи с резким изменением условий во вмещающих их среде. Оболочка образуется как на монокристаллах, имеющих различные формы (но всегда плоскогранные), так и на поликристаллических сростках типа борт, т. е., очевидно, она образуется в самый последний этап кристаллизации, так как никогда не наблюдалось, чтобы кристаллы с оболочкой находились в виде включений в прозрачных монокристаллических алмазах. Очевидно, одной из причин начала шестоватоволокнистого роста является накопление посторонних микроскопических включений на гранях кристаллов алмаза. При развитии оболочки происходит коррелирующий рост отдельных волокон, которые в совокупности образуют грани $\{111\}$, $\{110\}$ и $\{100\}$ ¹. Шестоватоволокнистый характер строения оболочки вскрывается только при рентгенодифракционной томографической съемке. Если же с алмазов с оболочкой снимать

¹ На монокристаллах, как правило, не наблюдается образования равных граней $\{110\}$ и $\{100\}$, тогда как при развитии оболочки образующиеся поверхности близки плоским граням или имеют несколько выпуклый округлый характер, что придает кристаллам сферолитообразный вид.

обычные лауэграммы, то они дают картину монокристаллов, независимо от толщины оболочки.

Для всех разновидностей алмазов характерно, что на большинстве кристаллов встречаются следы растворения; во многих случаях их первоначальные формы бывают сильно изменены. Алмазы с оболочкой также имеют следы растворения, и в зависимости от характера и степени воздействия этого процесса она по-разному влияет на их морфологию. На гранях алмазов с оболочкой наблюдаются многочисленные треугольные фигуры травления, которые сплошь изъедают грани $\{111\}$. Часто развиваются каналы травления, каверны. В отличие от монокристаллов на гранях этих алмазов треугольные фигуры имеют почти одинаковые размеры и покрывают все грани сплошь, так как связаны с многочисленными выходами дислокаций на поверхности этих граней, имеющих по существу мозаичное строение. На поверхностях $\{110\}$ развиваются многочисленные ямки травления неправильной формы, в связи с чем эти поверхности имеют своеобразный вид.

В результате растворения на алмазах с оболочками развиваются кривогранные поверхности, на которых появляются скульптуры в виде пирамидальных холмиков, как и на монокристаллах. На сколах таких кристаллов видно, как в результате растворения уменьшается толщина пленки на месте ребер, а иногда пленка совершенно уничтожается, и в середине кривогранной поверхности обнажается внутренняя прозрачная часть кристалла (рис. 2). Такие факты свидетельствуют о развитии этих поверхностей в процессе растворения и доказывают, что кривогранные додекаэдрические формы, обычные для кристаллов алмаза, образуются в результате частичного растворения плоскогранных кристаллов.

Алмазы с оболочкой, которые в иностранной литературе называются «коутид-даймонде», широко используются в технике, в частности, для изготовления алмазных долот. В промышленности алмазы этого вида относятся к сорту «раунд конго».

В связи с некоторыми вопросами, возникающими при использовании таких алмазов, рассмотрим здесь природные особенности, которые обуславливают особое поведение кристаллов при обработке алмазов в обычных условиях изготовления алмазных долот. При изготовлении долот алмазы подвергаются нагреванию до $1100-1150^\circ$ в спрессованной полиметаллической шихте. Установлено, что обычные монокристаллы без оболочек после обработки их в таких условиях чернеют с поверхности, но легко очищаются в кислотах, в то время как алмазы «раунд конго», несмотря на тщательную очистку, в большинстве случаев остаются темно-серыми или совершенно черными. В связи с этим иногда высказывались мнения, что алмазы сорта «раунд конго» в условиях изготовления долот подвергаются сильной графитизации и портятся, теряя свои механические свойства. Это обстоятельство вызывает необходимость исследовать причину почернения алмазов с оболочками.

Прежде всего было выяснено, что почернению подвергается только оболочка алмаза, имеющая шестоватолокнистое строение, тогда как внутреннее монокристаллическое ядро остается бесцветным, прозрачным. Алмазы с желтыми оболочками, как правило, более прозрачные и с меньшим количеством включений, часто остаются без изменений или незначительно темнеют.

Можно предполагать, что одной из причин почернения оболочки является проникновение компонентов шихты в тончайшие поры, образовав-

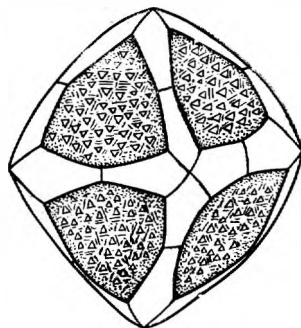


Рис. 2. Октаэдр с реликтами оболочки, имеющей темно-серый цвет

ные травлением в пределах шестоватоволокнистой зоны кристаллов, на поверхности которых, как уже отмечалось, всегда наблюдаются фигуры травления. Однако эмиссионный спектральный анализ почерневших кристаллов, очищенных в кислотах, не обнаружил присутствия в них металлов шихты, закрепляющей алмазы в долотах (см. таблицу). С другой стороны, при определении удельного веса почерневших алмазов и исходных не было установлено разницы между ними (удельный вес исходных алмазов равен 3,51, извлеченных из долота — 3,5013). Эти данные свидетельствовали о том, что причиной почернения алмазов не могло быть пропикновение в алмазы материала шихты.

При изучении характера распределения черноты в пределах оболочки было замечено, что почернение происходит зонально, т. е. отдельные зоны оболочки остаются прозрачными, а другие чернеют. Наиболее интенсивному почернению подвергаются зоны, переполненные микроскопическими включениями. В последнем случае наблюдалось, что черными становились включения, а вмещающий их алмаз оставался прозрачным. Такие зоны могут находиться как в поверхностной части оболочки, так и на некоторой глубине или же непосредственно у монокристаллического внутреннего ядра.

При съемке дебаеграммы с наиболее сильно почерневших оболочек были обнаружены четкие линии алмаза и едва заметные следы графита. Исходя из всех установленных фактов и данных о процессе графитизации алмаза, почернение алмазов с оболочкой (coated diamonds) сорта «раунд конго» можно объяснить следующим образом. Как известно, графитизация алмаза в вакууме начинается при очень высокой температуре (1800—1900°), но в присутствии кислорода она может развиваться как промежуточный процесс в развитии процесса окисления алмаза в CO_2 и CO при значительно более низкой температуре. В последнем случае графитизация проявляется в образовании тонкой черной пленки на поверхности кристалла (Phaal, 1966). Тонкая пленка образуется и исчезает по мере окисления алмаза, в связи с чем соотношение скорости образования пленки и последующего ее окисления будут определять толщину этой пленки и степень почернения алмаза. При пониженном давлении (порядка 0,1—1,5 мм рт. ст.) в среде чистого кислорода пленка образуется начиная с 650°. С повышением температуры до 1000° и выше грани кристалла покрываются плотным темным слоем аморфного углерода. При повышении давления скорость образования черной пленки падает. В тех условиях, в которых алмазы находятся при изготовлении долот, т. е. при нагревании в графитовых изложницах до 1100—1150° в спрессованных металлических порошках с откачкой воздуха до 20 мм рт. ст. вполне очевидно, что процесс графитизации за счет окисления алмазов интенсивно происходит не может и почернение алмазов в результате поверхностной графитизации, а также слабая их коррозия происходят на глубине нескольких микрон, что мало отражается на потере их веса. Потемневшие алмазы, рекуперированные из долот, не обнаруживают изменения механических свойств и повторно (иногда неоднократно) используются, если они не были разбиты и истерты при бурении. Это касается как обычных монокристаллов, так и алмазов сорта «райнд конго». Однако последние в отличие от монокристаллов, которые могут быть очищены до белого цвета, остаются темно-серыми и черными, так как, кроме почернения с поверхности (что может быть устранено очисткой), в них происходит почернение находящихся в оболочках включений.

Как указывалось выше, при исследовании включений в оболочке в них был установлен кремний и кислород, но так как кислород, очевидно, не связан с кремнием, Спил (Seal, 1966) сделал предположение, что включения представляют собой SiC . Если основываться на этом выводе, то почернение включений можно объяснить частичным распадом SiC под влиянием температуры и взаимодействием с кислородом, который ассоци-

ирует с включениями, как установлено микроэлектронным анализатором. Очевидно, выделение при распаде SiC углерода будет вызывать потемнение включений и зоны с большим количеством таких включений в связи с этим становятся черными. С другой стороны, возможно, происходит потемнение внутренней поверхности алмаза, непосредственно соприкасающейся с включениями в результате реакции с кислородом, как это наблюдается на поверхности граней кристаллов.

Таким образом, потемневшие кристаллы алмаза не представляют собой сильно графитизированные алмазы, как это может казаться из-за их темного цвета. Вполне очевидно, что если бы происходила сильная графитизация этих алмазов, то они не могли использоваться несколько раз подряд в буровых деталях, так как при неоднократной обработке должна была бы произойти их полная графитизация.

Однако, сравнивая кристаллы алмаза сорта «раунд конго» с обычными монокристаллами, необходимо отметить, что большим недостатком алмазов с оболочками сорта «раунд конго» является то, что в природных условиях в пределах внешней зоны развиваются многочисленные трещины и каналы травления, разбивающие цельность верхней оболочки алмазов. При обработке даже при более низких температурах, чем, например, при изготовлении алмазных долот в металлических средах, эти трещины подвергаются разведанию, что приводит к более легкому раскалыванию кристаллов в процессе работы. В связи с этим выход кристаллов, пригодных для повторного использования, среди этих алмазов составляет очень незначительный процент по сравнению с монокристаллом алмаза без оболочки. Все эти природные особенности кристаллов алмаза с оболочками обуславливают отличие рекуперированных алмазов сорта «раунд конго» от обычных монокристаллов, а большой процент трещиноватых кристаллов среди этого сорта алмазов позволяет сделать вывод о менее рентабельном использовании их в долотах, чем монокристаллов. Так, в последнем случае выход целых кристаллов, пригодных для повторного использования после рекуперации, несравненно выше. Кроме того, отходы из кристаллов без оболочек могут быть использованы как алмазные зерна в других инструментах, тогда как алмазы сорта «раунд конго» в связи с волокнистым строением оболочек при раздроблении после использования их в буровых долотах превращаются в основном в пылевидные, игольчатые и плоские мелкие кусочки.

Алмазы с оболочками (coated-diamonds) широко распространены в некоторых месторождениях и составляют большой процент от общего количества кристаллов. Например, по данным Камия и Ланга, ежегодно в Африке добывается более тонны (>5 млн. карат) этой разновидности кристаллов алмаза, причем основное количество их находится в Конго и Сьерра-Леоне.

В месторождениях Советского Союза алмазы этой разновидности в большом количестве встречаются среди кристаллов из кимберлитовой трубки «Айхал», значительно меньше их в трубке «Мир» и в россыпях Приленской области. Интересно отметить, что среди уральских алмазов такие кристаллы не были встречены, хотя они, как правило, в различных количествах находятся в других месторождениях мира.

В связи с тем, что алмазы с оболочками имеют свои типоморфные особенности и оболочки на них образуются в условиях, отличающихся от условий кристаллизации всех других кристаллов и полукристаллических образований алмаза, они должны выделяться в самостоятельную разновидность.

Впервые кристалл алмаза с оболочкой, имеющей концентрически зональное строение, описал Сеттон (Sutton, 1928). Он классифицировал этот кристалл как разновидность борта и предложил специальное название — градиноподобный борт (heilstone). Позднее этот термин упоминал Вильямс (Williams, 1932), указывая еще и другие разновидности борта (фра-

мезит и стюартит), благодаря чему название «градиноподобный борт» вошло в справочную литературу по алмазам. Полиnard (Polinard, 1929), описывая алмазы с оболочкой из месторождения Бушима (Конго), называл их просто «непрозрачными» (opaques diamonds) в отличие от других алмазов. Кастерс (Custers, 1950), описывая такие алмазы, назвал оболочку «опаловидными алмазами», что давало основание называть эту разновидность «опаловидными алмазами». Все эти термины: «градиноподобный борт», «непрозрачные алмазы», «опаловидные алмазы» — нельзя признать удачными и рациональными. Наиболее употребительным стал в настоящее время термин «коутид даймондс» (coated diamonds), т. е. алмазы с оболочкой; рационально сохранить это название и в дальнейшем, так как оно точно характеризует особенности этой разновидности кристаллов алмаза.

ЛИТЕРАТУРА

- Миусков В. Ф., Орлов Ю. Л. Рентгенодифракционное топографическое изучение якутских алмазов.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 1.
- Custers J. F. H. The nature of the opal-like outer layer of coated diamonds.— Amer. Min., 1950, 35, N 1-2.
- Kamiya Y., Lang A. R. On the structure of coated diamonds.— Philos. Mag., 1965, 11, N 110.
- Phaal C. Surface studies of diamond.— Industr. Diamond. Rev., 1965, 25, N 300.
- Polinard E. Les diamants translucides et opaques des gisements de la Bushime, 52, livre I, 1929.
- Seal M. Nature of diamond coat.— Philos. Mag., 1966, 13, N 123.
- Sutton J. Diamond (A descriptive Treatise). London, 1928.
- Williams A. The genesis of the Diamond. London, 1932.

Н. Н. ПЕРЦЕВ, М. А. БОГОМОЛОВ, И. Б. НИКИТИНА
**НОВЫЕ НАХОДКИ ХАРКЕРИТА И САХАИТА,
 ИХ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ПРОДУКТЫ ИЗМЕНЕНИЯ**

В 1951 г. Тилли (Tilley, 1951) описал новый минерал карбонат — боросиликат харкерит, найденный им в скарном контакте в районе Бродфорд, остров Скай, Шотландия. Для минерала была предложена формула: $20\text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}_{28}\text{Mg}_{15,5}\text{Al}_{3,5}\text{Fe}_{0,5}^{3+}\text{Fe}_{0,5}^{2+}\text{B}_{11}\text{Si}_{13}(\text{O},\text{OH},\text{Cl})_{96}$. В 1961 г. описана новая находка харкерита, обнаруженного в магнезиальных скарнах в Восточной Сибири (Перцев, 1961). Последующее детальное изучение этой находки показало, что при большом сходстве физических свойств (табл. 1) и

Таблица 1

Свойства сахаита и харкерита
 (по И. В. Островской и др., 1966 с использованием новых данных)

Показатели	Сахаит	Харкерит
Характер выделения	Плотные массы, октаэдрические кристаллы	
Цвет	Серовато-белый, бесцветный прозрачный	
Блеск	Стеклообразный до жирного	
Твердость	5	5
Уд. вес		
измеренный	2,78—2,84	2,93—2,96
вычисленный	2,79	2,94
Показатель преломления	1,638—1,646; изотропный	1,650—1,660; иногда аномально анизотропен с секториальным строением
Сингония	Кубическая, $a_0 = 14,64 \text{ \AA}$	Кубическая, $a_0 = 29,53 \text{ \AA}$
Термические свойства	Разлагается, начиная с 700°	Разлагается, начиная с 850°
Отношение к кислотам	Легко растворим даже в слабых кислотах, в HCl вскипает	

ряда особенностей химического состава сибирский минерал не является харкеритом, а отличается от него прежде всего отсутствием кремнезема. Новый минерал назван сахаитом (Островская и др., 1966). В этой последней работе проведена и ревизия состава оригинального материала харкерита. Для харкерита и сахаита предложены следующие формулы:

харкерит — $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{16}\text{Al}_3(\text{BO}_3)_{15}(\text{CO}_3)_{18}(\text{SiO}_4)_{12}\text{Cl}_2(\text{OH})_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ при $Z=8$.

сахаит — $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{16}(\text{CO}_3)_{16}(\text{BO}_3)_{28}\text{Cl}_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ при $Z=1$.

Предварительные выводы о парагенезисах и условиях образования этих минералов, сделанные в упомянутой работе, позволили провести целенаправленные поиски их. Поиски увенчались находкой двух новых точек с обильной сахаитовой минерализацией и трех новых точек с харкеритом, который по существу найден впервые после оригинального описания его в Бродфорде. Район, в котором обнаружен сахаит и харкерит, расположен в пределах окраинного глыбового поднятия, окаймляющего срединный массив в геосинклинальной зоне. В нижнем структурном ярусе район сложен ниже- и среднепалеозойскими сильно дислоцированными осадочными породами. Преобладают карбонатные породы, в том числе доломиты.

Указанные породы обильно прорваны мезозойскими гранитоидами, представленными сравнительно небольшими батолитами или крупными штоками. В контактах гранитоидов с доломитами широко развиты контактово-метасоматические и контактово-метаморфические породы магматической стадии образования: магнезиальные скарны шпинель-пироксенового и шпинель-форстеритового составов, кальцифиры, периклазовые (бруситовые) мраморы, роговики (на месте сланцев и мергелей).

В послемагматическую стадию магнезиальные скарны повсеместно частично или реже полностью испытывают преобразования, связанные с наложением известковых скарнов (с гранатом, везувияном, клинтоном, монтичелитом и т. п.), с развитием борной минерализации, с образованием минералов группы гумита на месте форстерита, с магнетитовым и сульфидным оруденением, с серпентинизацией, оталькованием и т. п. Кроме описываемых здесь сахаита и харкерита, в районе в связи со скарновыми контактами найдены и другие гипогенные борные минералы: людовигит (в широком диапазоне составов), варвикит, суанит, котоит, флюоборит, ссайбеллит, боркарит, датолит, данбурит, аксинит, турмалин.

САХАИТ

Все известные на сегодня сахаитовые проявления (а их насчитывается пять) приурочены к магнезиальным карбонатным или скарновым породам в непосредственной близости от контакта с одним из батолитовых массивов гранитоидов. Точки с сахаитовой минерализацией удалены одна от другой до 30 км.

На участке 1, представляющем огромный ксенолит или остаток кровли палеозойских карбонатных пород в граноспелите, линза сахаитовой породы примыкает непосредственно к зональному скарновому контакту (рис. 1) и развита на месте линзообразного тела котоитового мрамора, реликты которого отмечаются в этой линзе. Сахаит сильно выветрен. На его поверхности образованы белые довольно плотные корки с натеками бесцветных или белых водных магнезиальных кальциевых боратов. В свежем изломе сахаит прозрачен, бесцветен и содержит довольно редкую вкрапленность кристаллов людовигита, размером до 2 см в длину и до 0,4 см в поперечнике.

В шлифах устанавливается наличие обильных реликтов котоита, реже суанита (свежего или замещенного сдвойникованным ссайбеллитом, табл. 1, 1, 2). Присутствуют также мелкие зерна шпинели и хондродит. Людовигит магнезиальный, с железистостью около 10%. Сипеватые тона плеохроизма, вероятно, свидетельствуют о его повышенной глиноземистости.

На участке 2, расположенном в пределах того же ксенолита, на удалении 150 м от участка 1, также примыкая к скарнам, расположено довольно мощное линзообразное тело сахаита. Внутри линзы наблюдается тонкий «пропласток» (3 см) харкеритовой породы с везувияном (рис. 2). Сахаит здесь свеж и покрыт лишь тонкой пленкой продуктов выветрива-

ния. В изломе прозрачен, имеет стекловатый облик, бесцветный, серый или слегка желтоватый. Сахаитовая порода содержит редкие включения призматического людвига, размер которого достигает 2×8 см. В шлифах обнаружены, кроме того, форстерит, клиногумит, редкие таблички пенина и ряд вторичных по сахаиту минералов. Людвигит железистый, по рентгенометрическим данным содержит около 60% вонсепитового минерала. Это, как и желтоватая окраска, а также отсутствие в ассоциации котоита характерно для сахаита данного участка.

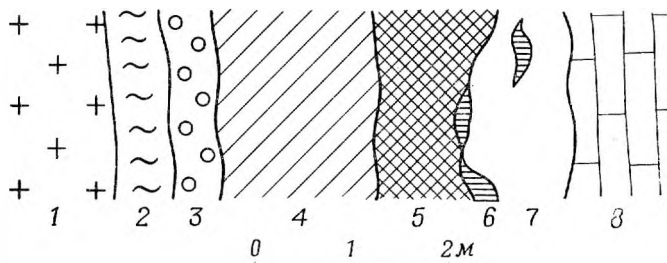


Рис. 1. Схематический разрез через зональный скарновый контакт и линзу сахаита (участок 1)

1 — клинопироксеновый граносиенит в контакте с зоной 2 содержит вкрапленность и прожилки аксинита; 2 — почти мономинеральная аксинитовая зона; 3 — клинопироксен-гранатовая зона, местами окварцованная, содержащая пренит и мелкие прожилки датолита; 4 — диопсидовая зона, в частях, примыкающих к зоне 3, содержит редкую вкрапленность везувiana, а в остальном — редкую вкрапленность шпинели; 5 — порода, сложенная в основном людвигом и серпентином; в контакте с 6 и 7 содержит кальцит, реликты форстерита, диопсид, ссайбелиит с реликтами суанита (железистость людвига высокая, около 65%); 6 — реликты котонитовых пород с кальцитом, хондритом и магниальным людвигом (железистость $\approx 10\%$); 7 — сахаит с реликтами котоита и суанита, с хондритом, шпинелью, магниальным людвигом (железистость $\approx 10\%$), ссайбелиитом; 8 — бруситовый мрамор; примерно только половина брусита имеет апопекризовый облик, другая половина — брусит пластинчатый

Участок 3 расположен примерно в 5 км от первого и второго. Здесь среди палеозойских магниальных карбонатных пород примерно в 40 м от непосредственного контакта с граносиенитом и параллельно контакту обнаружено линзообразное тело (мощностью до 1 м) мелкозернистой сахаитовой породы, развитой по котонитовому мрамору. Сахаит здесь сравнительно свеж и покрыт коркой выветривания толщиной лишь 2—3 мм. В свежем

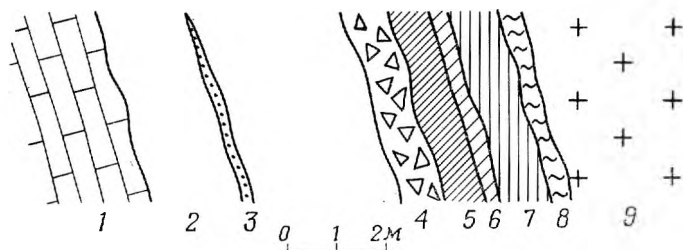


Рис. 2. Схематический разрез через скарновый контакт с линзой сахаита (участок 2)

1 — бруситовый мрамор; 2 — сахаит с редкой вкрапленностью форстерита, клиногумита, железистого (порядка 60%) людвига и кальцита; 3 — почти полностью разложившийся харкерит с везувianом; 4 — глубоко выветрелая и разрушенная зона, заполненная делювием, вероятно, возникла на месте харкеритовой породы; 5 — порода, сложенная преимущественно людвигом с форстеритом, замещаемым серпентином, в начале зоны развиты кальцит, пироксен, апосуанитовый ссайбелиит; 6 — шпинель-форстеритовый скарн, местами шпинель замещена везувianом; 7 — шпинель-пироксеновый скарн (в контакте с зоной 2 шпинель замещена везувianом); 8 — гранат-пироксеновая зона с аксинитом, пренитом, кварцем и датолитом; 9 — пироксеновый граносиенит

изломе порода серая из-за обильных очень мелких игол людвигита и имеет стекловатый облик.

Под микроскопом устанавливаются мелкие реликты котоита, форстерит, клиногумит и вторичные по сахайту минералы. Людвигит магнезиальный, около 10% воисепитового минала.

Участок 4 удален от третьего примерно на 20 км. Как и первые два участка, он расположен в ксенолите или останце карбонатной кровли, но не в граносиените, а в гранодиорите. Небольшое плохо вскрытое тело сахайтовой породы находится в середине линзы апопериклазовых бруситовых мраморов и кальцифиров, мощность которой около 40 м. Сахайтом сложена довольно сильно выветрелая с поверхности порода, в свежем изломе темно-серая или черная из-за обильных включений людвигита, расположенных иногда полосами, как в «бурундучных» рудах. Под микроскопом также устанавливаются реликты котоита или местами мелкие гнезда кальцита и вторичные по сахайту минералы. Людвигит магнезиальный с содержанием 20% железистой составляющей.

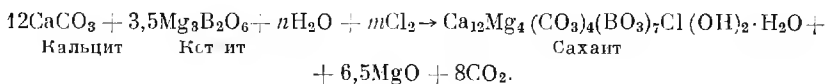
Участок 5, находящийся в 7 км от предыдущего, также расположен в останце карбонатной кровли в гранодиорите. Небольшие (до 1 м мощности) сильно выветрелые линзы сахайтовой породы развиты внутри зоны котоитового мрамора, примыкающего к скарновому контакту, аналогичному контактам участков 1 и 2. В свежем изломе сахайт бесцветен, прозрачен, имеет стекловатый облик.

В породе установлены реликты котоита, хондродит, шпинель и магнезиальный людвигит с железистостью 10—15%.

Весьма характерно развитие сахайта с замещением котоитового мрамора. Вот почему ревизия всех точек с котоитовой минерализацией вокруг данного батолита гранитоидов позволила установить большую часть сахайтовых проявлений.

Интересно, что ни в одном другом случае развития котоитовых или суанитовых мраморов, связанных в данном регионе с другими массивами гранитоидов, не была обнаружена ни сахайтовая, ни харкеритовая, даже монтицеллитовая минерализация, что нами связывается со специфическими условиями глубинности образования карбонато-боратов и батолита, в контактах с которыми они обнаружены.

В стадию образования сахайта ассоциация котоита с кальцитом в условиях малых глубин (т. е. малого p_{CO_2}) становится неустойчивой, между ними проходит реакция с образованием сахайта. Это хорошо видно в шлифах из контактовых участков сахайта с котоитовым мрамором (см. табл. I, I). Сахайт начинает развиваться по стыкам зерен котоита и кальцита. Реакция его образования продолжается до полного исчезновения одного из начальных продуктов



Поскольку в котоитовых мраморах района котоит обычно находится в количестве, большем по отношению к кальциту, чем это необходимо для реакции, обильные реликты котоита остаются в сахайтовой породе, частично сохраняя специфические особенности развития котоита в мраморе. Однако встречаются и такие участки породы, где в избытке находится кальцит. Тогда в сахайтовой породе наблюдаются не реликты котоита, а перекристаллизованные зерна кальцита (см. табл. I, 3). Интересно, что другие минералы, свойственные котоитовым мраморам, такие как форстерит, минералы группы гумита, шпинель и людвигит, остаются в сахайте, сохраняя форму выделения и текстурно-структурные особенности. Людвигит во всех случаях развития по котоитовым мраморам представлен магнезиальной разновидностью с железистостью от 5 до 20%.

Результаты химических анализов сахаянта

Компоненты	Вес. %					Атомные числа			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO ₂	0,25	0,25	1,54	0,98	—	0,0042	0,0042	0,0256	0,0163
CO ₂	14,33	14,87	13,84	13,61	13,36	0,3256	0,3379	0,3145	0,3092
B ₂ O ₃	17,65	18,07	18,00	18,88	18,50	0,5069	0,5190	0,5169	0,5422
Al ₂ O ₃	0,24	0,25	0,70	0,33	—	0,0047	0,0049	0,0137	0,0059
Fe ₂ O ₃	} 0,31	He обн.	0,47	} 0,58	—	0,0039	—	0,0059	0,0073
FeO									
MnO	—	0,05	0,13	0,22	—	—	—	0,0018	0,0031
MgO	12,54	12,35	12,50	12,60	12,24	0,3110	0,3063	0,3100	0,3125
CaO	50,18	49,55	47,40	49,06	51,08	0,8948	0,8836	0,8452	0,8748
Na ₂ O	—	0,04	0,22	—	—	—	—	0,0071	—
K ₂ O	—	0,03	0,04	—	—	—	—	0,0008	—
H ₂ O ⁻	He обн.	He обн.	0,20	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,75	2,52	1,40	1,26	2,73	0,3053	0,2798	0,1554	0,1399
Cl	2,63	2,73	3,09	3,22	2,69	0,0742	0,0770	0,0871	0,0908
F	He обн.	—	—	He обн.	—	—	—	—	—
Нераств. остаток	—	—	0,85	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,88	101,04	101,11	100,74	100,60				
O = Cl ₂	0,58	0,62	0,70	0,74	0,60				
Сумма	100,30	100,42	100,41	100,00	100,00				
N	1,6412	1,6412	1,646	1,6386	—				
Уд. вес	2,81	2,81	2,84	—	2,79				
a ₀ , Å	14,64	14,64	14,64	—	—				

1, 2 — сахаянт с участка 1 (Островская и др., 1966); 3 — сахаянт с участка 2; 4 — сахаянт с участка 3, пересчитан на 100% после вычитания нерастворимого остатка (10,70%) и H₂O⁻ (0,15%) (в нерастворимом остатке — ливиджит, котиит, форстерит, клиногумит), первоначальная сумма 100,29%, 5 — теоретический состав Ca₁₄Mg₁₆(CO₃)₁₄(BO₃)₂₈Cl₄(OH)₈·4H₂O.

Вероятно, что высвобождающийся в зоне образования сахаянта на месте котилитовых мраморов магний фиксируется в прилегающем мраморе в виде пластинчатого (не по периклазу) брусита. Такие мраморы с пластинчатым бруситом наблюдались в контактах с сахаянтовыми телами на участках 1, 4 и 5.

Ассоциирующие с сахаянтом минералы изучены оптическими методами и частью рентгенометрически. В дополнение к опубликованным ранее данным (Перцев, 1961) можно указать лишь, что суанит, встречаемый в сахаянтовой породе участка 1, диагностирован по характерным полисинтетическим двойникам, высокому двупреломлению, равному 0,075, и $(-)\ 2V = 70^\circ$. Ссайбелиит также определен по характерным двойникам, большому двупреломлению, волокнистости, отрицательному удлинению и $(-)\ 2V = 20^\circ$ (Шабынин и др., 1964).

Кроме опубликованных уже анализов сахаянта с участка 1, сделаны химические анализы минерала с участков 2 и 3. Для отборки штуфы сахаянтовой породы распиливали на тонкие пластинки, из которых выбирали наиболее прозрачные участки, свободные от продуктов изменения. Затем пластинки дробили и обогащали на электромагните и в тяжелых жидкостях.

Анализ проводили с выделением нерастворимого на холоду остатка в 10%-ной соляной кислоте, причем материал перед анализом не растирали, и растворение проходило несколько минут. Анализы саханта приведены в табл. 2 (аналитик И. Б. Никитина).

Сахант участка 2 и по химическому составу несколько отличается от оригинального саханта с участка 1. Это нельзя, очевидно, объяснить только точностью анализа. Отличия прежде всего в присутствии небольших количеств кремнезема, глинозема и окисного железа, в меньшем содержании воды и большем содержании хлора. Пересчитанный анализ саханта с участка 3 показал большее сходство с сахантом из участка 2.

ХАРКЕРИТ

В сходной с сахантом, по все же имеющей принципиальные отличия, обстановке встречен харкерит. Минерал развит в магнезиальноскарповых зонах, существенно измененных известковоскарповыми наложениями. Так, при оригинальном описании харкерита (Tilley, 1951) указывалось, что харкеритовая порода в одном из участков района Бродфорд образует мало-мощную (несколько дюймов) линзообразную залежь между кальцифиром

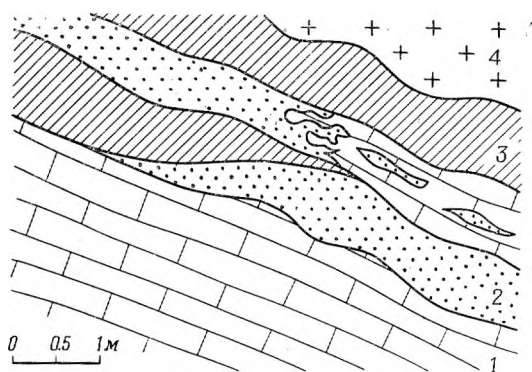


Рис. 3. Схематический разрез через харкеритовые линзы в скарповом контакте (участок 2)

1 — мрамор среднезернистый с редкой вкрапленностью диопсида, везувиаана; 2 — харкеритовая порода с монтичеллитом, диопсидом, везувиааном и реже другими минералами; 3 — скарпы в основном диопсид-везувиянового или диопсид-гранатового состава; 4 — пироксеновый граноснегит

и монтичеллитовым скарпием. Харкерит здесь находится в тесной ассоциации с монтичеллитом, диопсидом, магнетитом, халькозином, сфалеритом. Минерал образует идиоморфные, октаэдрические кристаллы размером до 2—3 мм. Кристаллы имеют зональное строение. Центральные части кристаллов или реже отдельные узкие зонки замещены мелкозернистым кальцитом (см. табл. I, 4), а периферические части свежи и либо изотропны, либо образуют секторные анизотропные каймы, напоминающие каймы анизотропного гроссуляра. В промежутках между зернами харкерита развит кальцит, призматический диопсид и ксеноморфные рудные минералы.

В сахантовом участке 2 харкерит обнаружен в виде тонкого (3 см) «пропластка» в саханте (см. табл. I, 5) с обильным везувиааном. Однако главная масса харкерита расположена на расстоянии примерно 30 м от сахантового тела, на его продолжении. Харкеритовые линзы и неправильные гнездообразные тела расположены в мраморе и в монтичеллитовом или везувиаан-пироксеновом скарпие (рис. 3). Мощность линз харкерита колеблется от 1—2 см до 1 м. Харкеритовая порода слегка выветрена с поверхности и выделяется в рельефе стенки обнажения отрицательными формами.

Выветрелые палевого цвета корки имеют толщину от 0,1 до 2—3 см. В свежем изломе порода серая, плотная, стекловатого облика. Везувиаан, гранат, магнетит выделяются хорошо только на выветрелой поверхности

(см. табл. I, 7). Харкерит обнаружен здесь в следующих минеральных ассоциациях:

1) харкерит + кальцит + везувиан + куспидин; 2) харкерит + кальцит + везувиан + вонсенит; 3) харкерит + кальцит + везувиан + андрадит; 4) харкерит + кальцит + везувиан + клинопироксен; 5) харкерит + кальцит + клинтопит + клинопироксен; 6) харкерит + кальцит + флогопит + клинопироксен; 7) харкерит + монтичеллит + клинопироксен + везувиан; 8) харкерит + монтичеллит + клинтопит + везувиан; 9) харкерит + монтичеллит + куспидин + везувиан; 10) харкерит + монтичеллит + шпидель. Кроме того, почти всегда и во всех ассоциациях обнаруживаются в небольших количествах магнетит и реже апатит и сфалерит. Харкерит этого участка частью оптически анизотропен, но преобладают вполне изотропные его массы и отдельные кристаллы (см. табл. I, 5, 6, 8).

На сахаитовом участке 3 харкерит также встречен на продолжении сахаитового линзообразного тела, почти примыкая к нему. К сожалению, обилие на этом участке недостаточна для выяснения их взаимоотношений. Харкерит присутствует здесь в тесной ассоциации с диопсидом, везувианом и даже андрадитом и кальцитом. Наблюдается развитие более позднего крупнокристаллического кальцита в виде ветвящихся прожилок (табл. II, 1). При этом плотный харкерит перекристаллизовался и на границе (а также внутри) кальцитовых жил образовал октаэдрические кристаллы размером до 2 см (см. табл. II, 2). На свежем изломе или срезах этих кристаллов наблюдается их зональное строение (см. табл. II, 3). Кристаллы оптически изотропны и часто содержат включения диопсида. Массивный же харкерит с везувианом и гранатом по внешнему виду не отличается от харкерита с участка 2.

Вблизи от сахаитового участка 4 также установлен харкерит, правда, только в прозрачных шлифах. Минерал встречается в везувиан-монтичеллитовом с клинтопитом скарпе в виде изотропных октаэдрических кристаллов и агрегатов зерен. Он приурочен к микрогнездам кальцита, развиваясь с их замещением.

Ассоциирующие с харкеритом минералы изучены главным образом оптическими методами. Интересно, что везувианы меняют оптический знак даже в пределах соседних образцов из одной линзы. При этом в одной и той же минеральной ассоциации могут присутствовать везувианы и оптически положительные, и оптически отрицательные. Большой частью везувиан имеет характерные аномальные интерференционные окраски, но встречаются участки и без аномальных окрасок. Химический анализ везувиана, взятого на продолжении зоны контакта с сахаитом и харкеритом из ассоциации с кальцитом, андрадитом и вонсенитом, показал содержание 3,3% V_2O_5 .

Монтичеллит в ассоциации с харкеритом наблюдается часто. Он имеет $N_g = 1,652 \pm 0,002$; $N_m = 1,648 \pm 0,002$ и $N_p = 1,642 \pm 0,002$. $(-)\ 2V = 84^\circ \pm 2$.

Клинтопит (или ксантофиллит) встречается реже. Его $N_m = 1,658 \pm 0,002$.

Диопсид широко распространен в харкеритовых ассоциациях и, судя по показателям преломления, не обладает высокой железистостью; $N_g = 1,704 \pm 0,002$; $N_p = 1,671 \pm 0,002$; $(+)\ 2V = 60^\circ \pm 2$; $cN_g = 39^\circ \pm 2$. В ассоциациях с кальцитом диопсид нередко присутствует в виде мелких вытянутых призм, а в монтичеллитовом скарпе преобладают ксеноморфные его зерна или группы зерен.

Куспидин обнаружен в описываемом районе только в харкеритовых линзах и в монтичеллитовом скарпе. К сожалению, он не дает крупных выделений и виден лишь в шлифах. Минерал представлен характерными

двойниками (см. табл. I, 8) и имеет следующие оптические свойства: низкий (как у среднего плагиоклаза) рельеф, (+) $2V = 65-70^\circ$; $Ng-Np = 0,012$; $cNg = 6^\circ$.

Людвигитовый минерал найден (только в одном образце, участок 2). По межплоскостным расстояниям это почти чистый вонсенит.

Флогопит встречается редко и только в диопсид-кальцитовой ассоциации. Он представлен маложелезистой бесцветной разностью с $Nm = 1,578 \pm 0,002$.

Шпинель отмечена только в монтичеллитовой ассоциации, или в виде реликтов в везувиане и в клинтоните. В шлифе она имеет светло-зеленый цвет и $N = 1,733 \pm 0,003$.

Андрадит ($N = 1,846 \pm 0,004$) изредка встречается в ассоциации с кальцитом и везувианом или присутствует в виде реликтов в везувиане.

В парагенезисах харкерита намечается ряд закономерностей: во-первых, закономерно отсутствует кальцит-монтичеллитовая ассоциация, ха-

Таблица 3

Результаты химических анализов харкерита

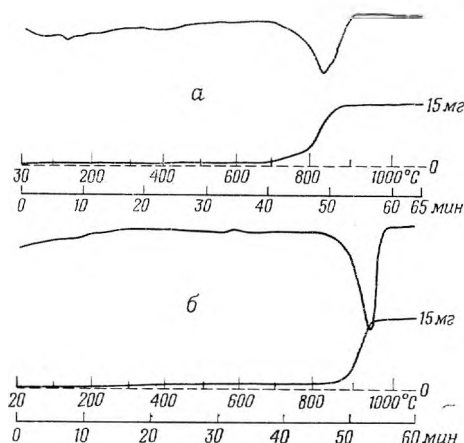
Компоненты	Вес. %					Атомные числа			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO ₂	12,74	14,17	9,35	8,50	12,68	0,2120	0,2358	0,1557	0,1415
TiO ₂	—	—	—	0,11	—	—	—	—	—
CO ₂	13,90	14,94	14,65	15,71	13,92	0,3158	0,3395	0,3329	0,3570
B ₂ O ₃	9,20	7,77	11,17	11,50	9,18	0,2642	0,2231	0,3208	0,3303
Al ₂ O ₃	2,51	2,84	2,59	3,20	2,69	0,0492	0,0557	0,0508	0,0628
Fe ₂ O ₃	} 0,87	0,85	0,13	1,00	—	} 0,0109	0,0106	0,0016	0,0125
FeO		0,46	0,77	0,84	—		0,0064	0,0107	0,0117
MnO	—	0,02	0,08	0,12	—	—	—	0,0011	0,0017
MgO	11,32	11,15	11,05	9,90	11,34	0,2808	0,2765	0,2740	0,2455
CaO	46,31	46,23	46,92	45,10	47,32	0,8258	0,8244	0,8367	0,8042
Na ₂ O	—	—	0,17	0,20	—	—	—	0,0055	0,0064
K ₂ O	—	—	0,07	0,06	—	—	—	0,0015	0,0013
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,11	0,15	0,45	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,92	0,81	1,01	2,14	1,90	0,2131	0,0899	0,1121	0,2376
Cl	1,26	1,36	2,12	2,12	1,25	0,0355	0,0384	0,0598	0,0598
Нераств. остаток	—	—	0,72	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,13	100,71	100,95	100,95	100,28				
Cl ₂ = O	0,27	0,31	0,48	0,48	0,28				
Сумма	99,86	100,40	100,47	100,47	100,00				
N	1,653	1,653	1,652	1,660					
Уд. вес	2,94	2,96	2,93	—	2,94				
a_0 , Å	29,53	29,53	29,46	—					

1, 2 — харкерит из района Бродфорд (Островская и др., 1936) из ассоциации с диопсидом, кальцитом, магнетитом, сфалеритом, халькозином; 3 — харкерит из Восточной Сибири, участок 2, из ассоциации с монтичеллитом и шпинелью, анализ И. Б. Никитина; 4 — харкерит из Восточной Сибири, участок 3, из ассоциации с диопсидом и кальцитом, материал частично затронут процессами изменения, присутствует небольшая примесь кальцита, анализ И. Б. Никитина; 5 — теоретический состав $Ca_{12}Mg_{16}Al_3(BO_3)_{12}(CO_3)_{12}(SiO_4)_{12}Cl_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$.

рактарная для скарнов. В условиях образования харкерита кальцит с монтичеллитом, очевидно, становятся перавновесными, замещаясь харкеритом; во-вторых, появление харкерита не влияет на присутствующий в первоначальной скарновой породе или кальцифоре глиноземистый минерал, от наиболее основного — шпинели через флогопит и клинтонит до наиболее кислых — везувiana и граната. Харкерит остается равновесным со всеми из них.

Рис. 4. Кривые ДТА и потери веса

а — сахайта (навеска 97,0 мг; потеря 14,7 мг ≈ 15,15%); б — харкерита (навеска 95,0 мг; потеря 14,9 мг ≈ 15,68%). Наблюдающееся ранее раздвоение эндотермического пика на термограмме сахайта (Островская и др., 1966), возможно, связано с загрязнением материала небольшим количеством кальцита



Кроме опубликованных уже анализов харкерита из Шотландии, в табл. 3 приведены анализы минерала из сахайтовых участков 2 и 3. Отборку материала и ход анализа проводили аналогичным способом. В материале у анализа харкерита с участка 3 нам не удалось освободиться от небольшой примеси кальцита и других продуктов изменения. Однако даже простое сравнение этого анализа с анализом минерала с участка 2, где анализировался харкерит из монтичеллитовой ассоциации, показывает их удивительную близость, что свидетельствует о небольшой роли примесей в материале участка 3. При сравнении анализов харкерита из Шотландии с харкеритом из Восточной Сибири бросается в глаза меньшее содержание кремнезема и большее бора в последнем, а также меньшее воды и большее хлора. Очевидно, харкериту свойственны определенные колебания в составе в отношении этих компонентов. Об этом же, вероятно, свидетельствует часто встречающееся зональное строение харкерита и селективная замещаемость отдельных его зон внутри кристаллов кальцитом. Предложенная И. В. Островской для Шотландского материала теоретическая формула: $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{16}\text{Al}_3(\text{BO}_3)_{15}(\text{CO}_3)_{18}(\text{SiO}_4)_{12}\text{Cl}_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ трансформируется для материала анализа 3: $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{16}\text{Al}_3(\text{BO}_3)_{18}(\text{CO}_3)_{19} \times (\text{SiO}_4)_9\text{Cl}_3(\text{OH})_6$.

Из материала, отобранного для химического анализа харкерита (участок 2), выполнен также термический анализ минерала (ИГЕМ АН СССР). В отличие от термограммы сахайта на термограмме харкерита (рис. 4) эндотермический пик сдвинут в сторону более высоких температур, от 850 до 960°. Эффекту соответствует потеря в весе порядка 15,7% (летит CO_2).

Детальное сравнение порошкограмм сахайта и харкерита приведено в работе И. В. Островской и др. (1966). Здесь укажем лишь, что порошкограмма харкерита из материала анализа 3 (табл. 3) аналогична порошкограмме оригинального харкерита (Tilley, 1951) и на первый взгляд очень близка порошкограмме сахайта. Однако внимательное сравнение с порошкограммой сахайта показывает, что, во-первых, все линии харкерита смещены в одну сторону, во-вторых, в харкерите появляются слабые добавочные линии и, в-третьих, многие линии харкерита оказываются широкими или раздвоенными (табл. II, 5).

ПРОДУКТЫ ИЗМЕНЕНИЯ САХАИТА

Сахаит почти никогда не встречается совершенно свежим и обычно замещен в той или иной степени более низкотемпературными гидротермальными или поверхностными продуктами. Гидротермальные продукты проявлены системами ветвящихся тончайших микропрожилков или пленок, обволакивающих зерна сахаита. Там, где прожилки несколько большей мощности (см. табл. II, 4) и сложены более крупным материалом, удалось частично или более полно изучить их. Так, установлено, что часть прожилков и мелких гнезд сложена смесью боркарита $\text{Ca}_3\text{MgH}_6[\text{BO}_3]_4[\text{CO}_3]_2$, являющегося резко преобладающим минералом с подчиненным бруситом и кальцитом.

Боркарит определен по следующим данным: $Nm = 1,650 \pm 0,003$; Ng — $Np = 0,070 \pm 0,005$; $(-) 2 V = 32^\circ \pm 2$. Минерал «вскипает» в соляной кислоте и дает цветную реакцию на бор. Порошкограмма его, выполненная из зерна, извлеченного из шлифа, близка к порошкограмме оригинального боркарита, но обнаруживает отличия в интенсивностях ряда линий. Это, вероятно, связано с ориентировкой удлиненных частичек порошка минерала при закатке его в резиновый шарик (Перцев и др., 1965). Боркарит найден в продукте изменения сахаита на 2—5 участках.

Установлены и другие минералы, не получившие названий из-за недостаточной изученности. В сахаитовой породе участков 1 и 4 встречены тонкие прожилки минерала А (табл. II, 6), характеризующегося следующими свойствами: $Ng = 1,607$; $Np = 1,587 (\pm 0,002)$; $(-) 2 V = 33^\circ \pm 2$. Жилки этого минерала выходят за пределы сахаитовой породы, продолжаясь в кальците. Порошкограмма минерала из зерна, извлеченного из шлифа, приведена в табл. 4. Минерал дает цветную реакцию на бор и «вскипает» в соляной кислоте.

В сахаитовой породе участка 3 встречен минерал В, развивающийся с замещением сахаита (см. табл. II, 7). Минерал характеризуется следующими оптическими свойствами. Средний показатель преломления $\approx 1,640$,

Таблица 4

Порошкограммы минералов А и С, развивающихся с замещением сахаита *

Минерал А				Минерал С			
I	d	I	d	I	d	I	d
5	6,95	3	1,917	5	7,61	3	1,958
5	4,69	6	1,872	5	6,78	3	1,917
3	4,14	3	1,800	3	4,50	3	1,872
6	3,76	2	1,673	5	3,35	1	1,820
6	3,40	3	1,607	8	3,05	3	1,800
10	3,05	3	1,574	10	2,81	1	1,707
2	2,76	3	1,527	4	2,57	2	1,690
3	2,60	5	1,437	2	2,48	2	1,530
5	2,53	3	1,156	3	2,37	3	1,279
3	2,38	3	1,145	3	2,25	2	1,236
3	2,29	2	1,080	2	2,21	3	1,098
3	2,23	5	1,046	1	2,15	2	1,060
3	2,09	5	1,011	1	2,09	2	1,047
3	2,03	—	—	4	2,02	2	1,008

* Порошкограммы сняты А. С. Анисимовой; $2R = 57,3$ мм, $d = 0,3$ мм, Fe-излучение. Наблюдается большое сходство большей части межплоскостных расстояний, хотя и несомненно различия.

двупреломление низкое, примерно 0,011, угол оптических осей большой, отрицательный $\approx 80^\circ$.

На участках 2 и 3 в сахайте встречены прожилки мощностью до 2 мм. сложенные минералом *C* (см. табл. II, 8). Этот минерал представлен попеременно волокнистыми прожилками или образует в плоскости прожилков радиальнолучистые агрегаты. Он характеризуется следующими данными: $n_p = 1,570$; $n_g = 1,557 (+0,002)$; $(-)\ 2V = 30^\circ \pm 2$; $r > v$. Уд. вес 2,26. Минерал «вскипает» в соляной кислоте. Химический анализ показал 0,14% SiO_2 , 0,32% Al_2O_3 , 0,51% Fe_2O_3 (общ.), 3,85% MgO , 35,21% CaO , 0,80% H_2O^- , 30,60% H_2O^+ , 25,58% B_2O_3 , CO_2 (по термограмме) 3,60% и нерастворимый остаток 0,20%; сумма 100,81%.

Дифференциальный термический анализ и кривая потери веса, кроме того, показывают резкий эндотермический пик (от 130 до 360°) с потерей в весе 25,70% (H_2O), слабый эндотермический пик (от 360 до 490°) с потерей в весе 4,50% (потеря H_2O), эндотермический эффект при 720—830°, сопровождающийся потерей в весе 3,60% (потеря CO_2). Кроме того, обнаруживаются два экзотермических пика при 640 и 700°. Порошкограмма минерала приведена в табл. 4.

В поверхностных условиях сахайт, как уже указывалось, разлагается, замещаясь коркой продуктов выветривания (см. табл. II, 9), в которой значительное место занимают водные бораты кальция и магния (оптически определены инионт и нидерит, отмечаемые также в данном районе в виде патечных корок на глыбах лудвигита) (Перцев, 1968). Водные бораты образуют кристаллические корочки и натеки в пористой массе продуктов выветривания сахайта (табл. III, 1).

ПРОДУКТЫ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРКЕРИТА

Существенным образом отличаются от продуктов изменения сахайта продукты изменения харкерита. Так, в материале из Шотландии по харкериту развит кальцит. Преимущественное развитие кальцит имеет и в наблюдавшихся продуктах частичного изменения октаэдрических кристаллов харкерита с участка 3.

Интересно, что в обоих случаях материал изменения харкерита в общем не выходит за рамки контуров первоначальных кристаллов, образуя псевдоморфозы. В них присутствуют также гидроокислы железа и хлоритоподобные тонкодисперсные минералы. В районе сахайтовых участков 1 и 2 в непосредственной близости от харкеритовых тел, в кальцифирах, перемежающихся со скарнированными роговиками, встречены жилообразные или гнездообразные тела, сложенные гигантокристаллическим кальцитом с крупными ромбододекаэдрическими кристаллами магнетита (от 1 до 10 см), крупными кристаллами андрадита (до 20 см) и крупными октаэдрическими псевдоморфозами (от 0,5 до 10 см) светло-бурой мелкозернистой пористой массы. Эти псевдоморфозы прекрасно сохраняют форму первоначальных кристаллов и выпадают из своих гнезд при разбивании породы (см. табл. III, 2).

Андрадит развивался одновременно с первоначальным неизвестным минералом либо несколько позже его. Об этом свидетельствуют обволакивания андрадитом минерала, по которому образованы псевдоморфозы, и ступенчатые формы роста граната на границе между кальцитом и этим минералом (см. табл. III, 3). При раскальвании псевдоморфоз в них иногда наблюдается зональное строение. Реликтов первоначального минерала найдено не было, но, исходя из аналогий с участка 3 (см. табл. III, 4), из формы кристаллов и их зональности, позиции в скарном процессе и из минеральных ассоциаций, мы полагаем, что эти псевдоморфозы образованы по харкериту.

Под микроскопом видно, что псевдоморфозы сложены преимущественно мелкозернистым кальцитом, в меньшей степени бурыми тонкодисперс-

ными минералами. Здесь, очевидно, уместно вспомнить работу Клебера и Паскаля (Kleber, Pascal, 1960). В этой работе высказано предположение, что псевдоморфозы по загадочному минералу, известные под названием ахтарандит, образовались по харкериту. Такое объяснение нам показалось весьма заманчивым, тем более, что внешне материал наших псевдоморфоз очень похож на материал ахтарандита. Химический анализ псевдоморфоз по харкериту показал 20,60% SiO₂, 0,13% TiO₂, 3,88% Al₂O₃, 8,07% Fe₂O₃, 0,97% FeO, 0,90% MnO, 13,92% MgO, 25,10% CaO, 0,16% Na₂O, 0,05% K₂O, 2,03% H₂O⁻, 7,12% H₂O⁺, 17,18% CO₂, следы B₂O₃, 0,06% Cl; сумма 100,58%. Этот анализ значительно отличается от анализов ахтарандита главным образом более низким содержанием SiO₂ и более высоким CO₂ и CaO.

В минеральном составе псевдоморфоз по харкериту преобладает кальцит (табл. 5); ахтарандит же, как известно, состоит в основном из гроссуляра и серпентина (Ляхович, 1954). Для харкерита характерна простая октаэдрическая форма, сохраняющаяся в псевдоморфозах. В ахтарандитах, имеющих в основном форму тригонитетраэдров, не встречены грани октаэдра. Все эти данные свидетельствуют, по-видимому, о том, что харкерит вряд ли мог быть родоначальником ахтарандита. Однако этот загадочный минерал, вероятно, имел много близких черт к харкериту как в отношении парагенезисов, так и в некоторых особенностях состава.

На участке 3 в харкеритовой породе с кальцитом в местах, где харкерит подвергнут гистерогенному разложению, изредка встречаются тонкие

Таблица 5

Порошкограммы псевдоморфоз по харкериту и кальциту *

Псевдоморфозы		Кальцит (Михеев, 1957)		Псевдоморфозы		Кальцит	
I	d	I	d	I	d	I	d
2	7,94	—	—	1	1,686	—	—
3	7,22	—	—	2	1,629	2	1,626
2	4,65	—	—	3	1,610	6	1,601
2	3,84	2	3,849	1	1,592	—	—
3	3,72	—	—	1	1,568	—	—
1	3,47	—	—	2	1,530	6	1,520
4	3,35	—	—	1	1,510	—	—
2	3,13	—	—	1	1,480	3	1,473
10	3,03	10	3,029	2	1,442	5	1,440
1	2,83	—	—	2	1,423	4	1,418
1	2,77	—	—	1	1,360	1	1,357
1	2,70	—	—	1	1,344	2	1,338
4	2,51	5	2,490	1	1,318	—	—
1	2,42	—	—	2	1,301	3	1,295
5	2,29	6	2,277	1	1,289	—	—
1	2,16	—	—	1	1,277	—	—
5	2,09	7	2,088	1	1,250	—	—
1	2,07	—	—	2	1,239	3	1,233
1	2,03	—	—	2	1,182	—	—
5	1,917	8	1,912	1	1,175	4	1,179
5	1,877	9	1,869	3	1,156	6	1,152
1	1,800	—	—	2	1,145	3	1,141
1	1,776	—	—	1	1,128	—	—

* 2R = 57,3, мм, d = 0,4 мм, Fe - излучение.

прожилки минерала, по оптическим свойствам похожего на датолит (см. табл. III, 5): $N_g - N_p = 0,045$; $(-) 2V = 75^\circ$; $r > v$ слабая; $N_{\text{средн}} \approx 1,640$.

Свежий, неразложенный харкерит в непосредственном стыке с датолитовыми прожилками не встречен. Вероятно, образование датолита происходило при температуре ниже предела устойчивости харкерита.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ САХАИТА И ХАРКЕРИТА

Парагенезисы сахаита и харкерита, несмотря на их общую близость, все же четко отличаются друг от друга. Действительно, с сахаитом устойчивы первичные бораты: котоит, суанит, магниезиальный людвигит. В ассоциации с сахаитом встречены только магниезиальные силикаты: форстерит и гумитовые минералы. Глиноземистый минерал, ассоциирующий с сахаитом, — шпинель. В ассоциации с харкеритом из боратов встречен лишь вонсенит, образующийся в более кислой по сравнению с другими скарновыми боратами среде. Силикаты в парагенезисе с харкеритом уже кальциево-магниевого, или чисто кальциевого: монтчеллит, диопсид, куспидин. Наряду со шпинелью характерны его ассоциации с кальциевыми, кальциево-магниевыми и магниевыми алюмосиликатами, везувианом, андрадитом, клинтинитом, флогопитом.

Это обстоятельство также свидетельствует о возможности образования харкерита в более кислой силикатной среде по сравнению со средой, в которой развивается сахаит, что графически для шпинелевых парагенезисов изображается на рис. 5.

Неясными представляются возможности обнаружения ассоциаций харкерита с суанитом, харкерита с форстеритом, сахаита с монтчеллитом и сахаита с харкеритом. Судя по нахождению в одном теле (участок 2), харкерит и сахаит, должно быть, могут находиться в одном парагенезисе. Вероятно, также возможна по крайней мере одна из двух ассоциаций: харкерита с форстеритом и сахаита с монтчеллитом. Этот вопрос, однако, недостаточно изучен за отсутствием соответствующих данных.

Минеральные ассоциации сахаита и харкерита свидетельствуют о разлитии их в скарнах малых глубин, во всяком случае не глубже монтчеллитовой фации глубинности Д. С. Коржинского (1940).

Образование харкерита как высокотемпературного минерала (устойчив с монтчеллитом) вместо ассоциации монтчеллит + кальцит сопровождается выделением CO_2 . Это говорит о том, что скарны с харкеритом, по-видимому, менее глубинны, чем монтчеллитовая фация:

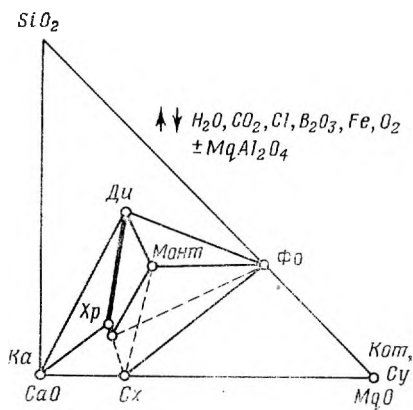
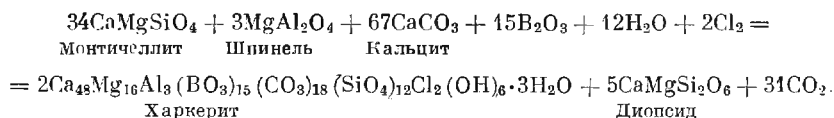


Рис. 5. Диаграмма состав — парагенезис для сахаита и харкерита и наиболее характерных из ассоциирующих с ними минералов с избыточной шпинелью

Пунктиром показаны вероятные, но строго не доказанные парагенезисы

Ди — диопсид; Монт — монтчеллит; Фо — форстерит; Хр — харкерит; Са — сахаит; Ка — кальцит; Кот — котоит; Су — суанит

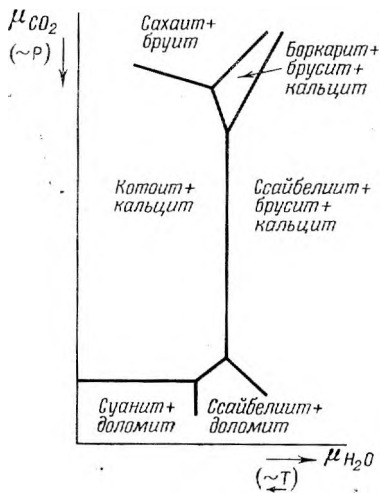


Рис. 6. Качественная диаграмма зависимости парагенезисов сахаита, котоита, суанита и продуктов их замещения от химических потенциалов углекислоты и воды; μ_{CO_2} находится в прямой зависимости с давлением и глубиной μ_{H_2O} — в обратной зависимости с температурой

На материале парагенезисов сахаита, котоита, суанита и продуктов их замещения благодаря реакциям карбонатизации — декарбонатизации также можно выделить фации глубинности (рис. 6), что соответствует наблюдениям над природным материалом. Так, суанит-доломитовая ассоциация характерна для условий гранулитовой и амфиболовой фаций (Шабынин, Перцев, 1963). Котоит-кальцитовый парагенезис соответствует условиям средних и малых глубин. Этот последний может смениться сахаитом в еще менее глубинных условиях. Очевидно, сахаитовые и харкеритовые парагенезисы соответствуют по глубинности более высокотемпературной ларнит-мервинитовой фации Д. С. Коржинского. Поскольку в природе неизвестно еще менее глубинных скарновых образований. (по реакциям декарбонатизации), сахаитовые и харкеритовые парагенезисы характеризуют условия наименьшей глубинности, при которой еще возможно скарнообразование.

Относительно температуры образования харкеритовых минералов можно сказать следующее. Верхний температурный

предел устойчивости харкерита несомненно выше нижнего предела устойчивости монтичеллита. Нижний температурный предел устойчивости харкерита ниже верхних температур образования флогопита и пеннипа. Температура образования сахаита находится в верхнем пределе выше суанит-ссайбеллитового перехода и, по-видимому, ниже периклаз-бруситового перехода, и в нижнем пределе выше температуры серпентинизации форстерита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сахаит и харкерит являются сложными соединениями со сложным изоморфизмом ряда компонентов. Анионы SiO_4^{4-} и BO_3^{3-} играют в структуре этой группы минералов одинаковую роль и поэтому, несмотря на существенные различия в составе минералов по этим компонентам, они имеют очень близкие физические свойства. Для сахаита характерна в общем лишь ничтожная примесь SiO_2 , в то время как в составе харкерита отношение SiO_4^{4-}/BO_3^{3-} может изменяться по крайней мере от 0,5 до 1,2 при одинаковой сумме этих компонентов.

2. Сахаит и харкерит не образуют непрерывного ряда. Между ними существует значительный разрыв в составах, обуславливающий различия в их свойствах (увеличении a_0 вдвое у харкерита, его оптические аномалии, различия в термических свойствах, инфракрасных спектрах поглощения, в удельном весе и показателях преломления). Наиболее четкие и быстрые приемы отличий сахаита от харкерита — по минеральным ассоциациям.

3. Сахаит и харкерит интересны как минералогические барометры для магnezияльных скарпов и характеризуют наименьшие глубины, при которых возможно скарнообразование.

4. Ни сахаит, ни харкерит не имеют прямого отношения к проблеме образования ахтарандита. Они не могли быть минералами, по которым образован ахтарандит. Не исключено, однако, что ахтарандит возник по

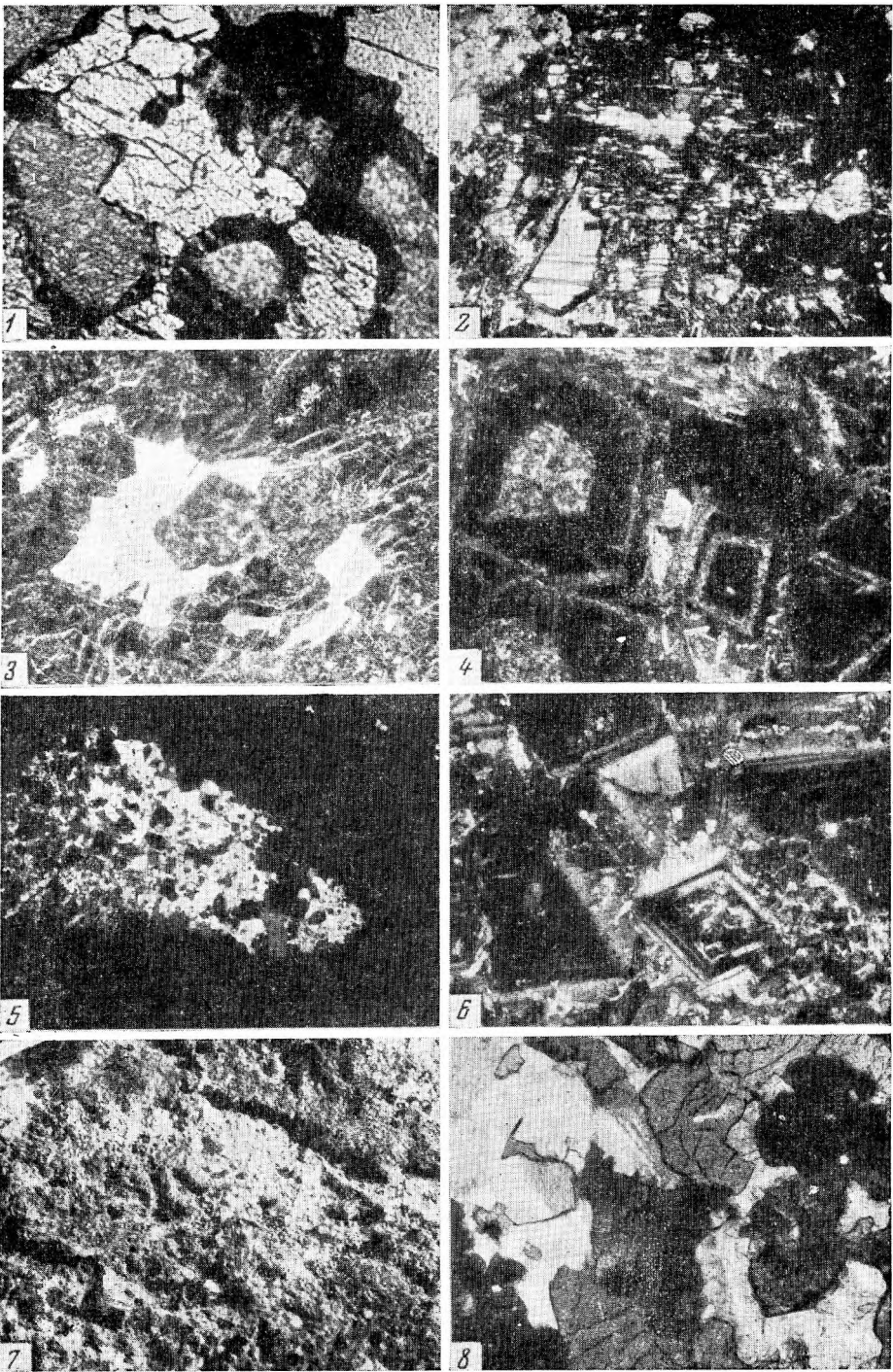


Таблица I

1 — сахайт (черное) развивается по стыкам зерен ортоита (белое) и кальцита (серое), участок 1 — николи +, увел. 30; 2 — реликты сдвойникового кристалла суанита в сахайте (черное), участок 1, николи+, увел. 30; 3 — октаэдрические кристаллы сахайта (черное) в микрогнездах кальцита (светлое), участок 2, ник.+ , увел. 10; 4 — харкерит (черное) селективно замещен кальцитом в центральных частях кристаллов или вдоль тонких зон, в интерстициях кристаллов харкерита развит призматический диопсид, Бродфорд, Шотландия, из коллекции проф. С. Э. Тилли, ник.+ , увел. 20; 5 — реликтовое гнездо монтичеллита в изотропном харкерите (черное) спещерно мелкими октаэдрическими кристаллами харкерита, участок 2, ник.+ , увел. 10; 6 — анизотропный сплошной харкерит обнаруживает зональное строение, отдельные зоны и части кристаллов остаются изотропными, участок 2, ник.+ , увел. 30; 7 — везувия и диопсид рельефо выступают на выветрелой, более светлой поверхности харкерита, участок 2, увел. 2; 8 — куспидин (светлые сдвойникованные выделения) развит в интерстициях зерен харкерита (черное) и монтичеллита (серое), участок 2, ник.+ , увел. 30

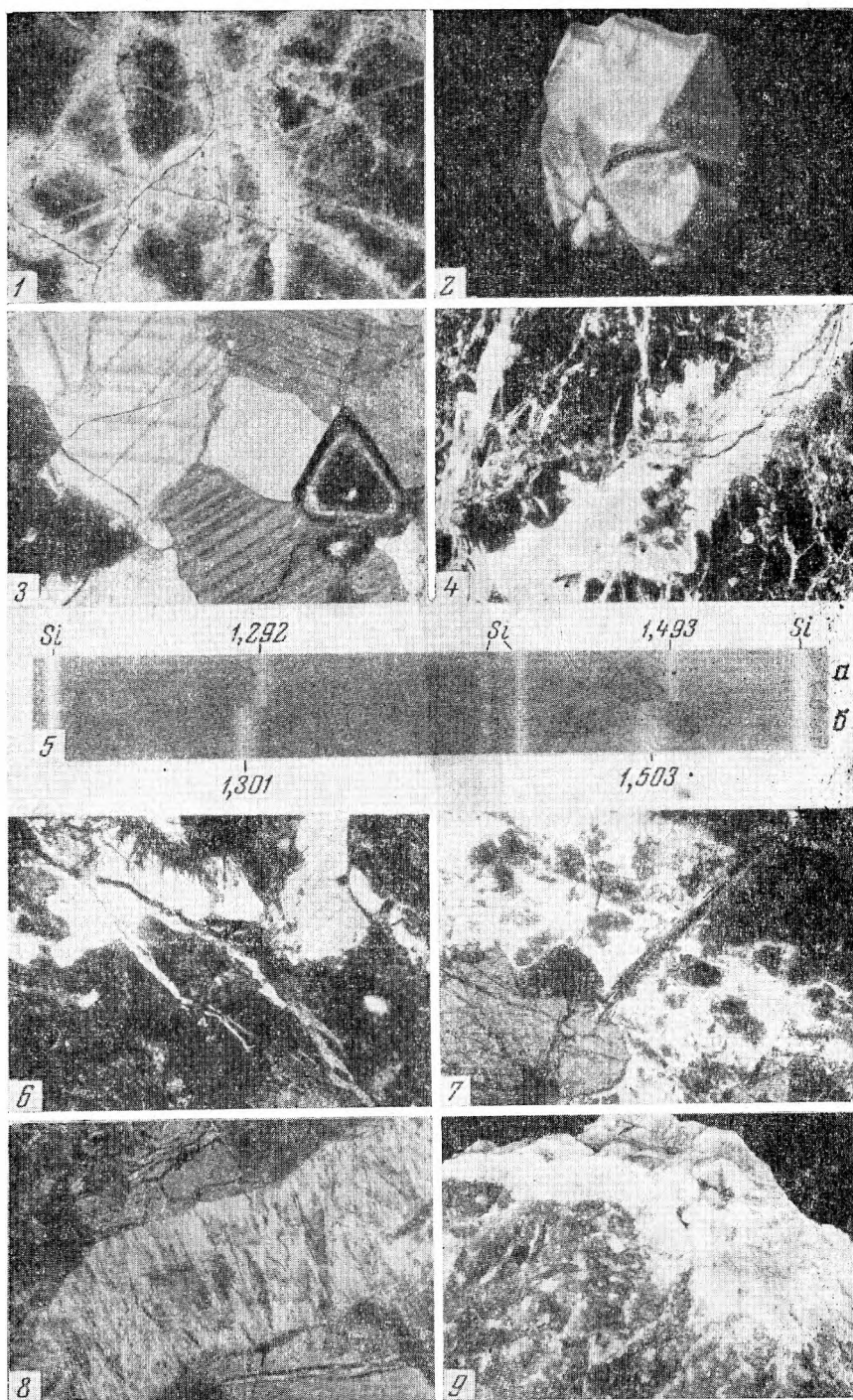


Таблица II

1 — кальцит с октаэдрами харкерита образует сеть прожилков в сплошном харкерите (темное), участок 3, полированный штаф, $\frac{3}{4}$ натур. вел.; 2 — сросшиеся октаэдрические кристаллы харкерита из кальцитового прожилка, участок 3, увел. 2,5; 3 — изотропные кристаллы харкерита (черное) обнаруживают зональное строение селективным замещением отдельных узких зон кальцитом (ср. с табл. I, 4), участок 3, ник. +, увел. 30; 4 — прожилок боркарита в сахайте (черное), участок 3, ник. +, увел. 30; 5 — увеличенный участок порошкограмм сахайта (a) и харкерита (b), снятых с внутренним эталоном Si, линии харкерита расплывчатые, значительно более широкие, $2R = 114,6$ мм, $d = 0,6$ мм, Fe-излучение, увел. $\approx 2,5$, материал химических анализов, участок 2; 6 — тонкие прожилки минерала A рассекают сахайт (черное) и кальцитовые гнезда, участок 4, ник. +, увел. 30; 7 — минерал B (светлое) развит с замещением сахайта (черное), лодвигит (черная призма в центре снимка и котоит (серое) замещению не подвергаются; 8 — прожилок минерала C рассекает и сахайт и зерно форстерита, участок 2, ник. +, увел. 70; 9 — гипергенная корка (белое) на сахайте (серое), участок 2, натур. вел.

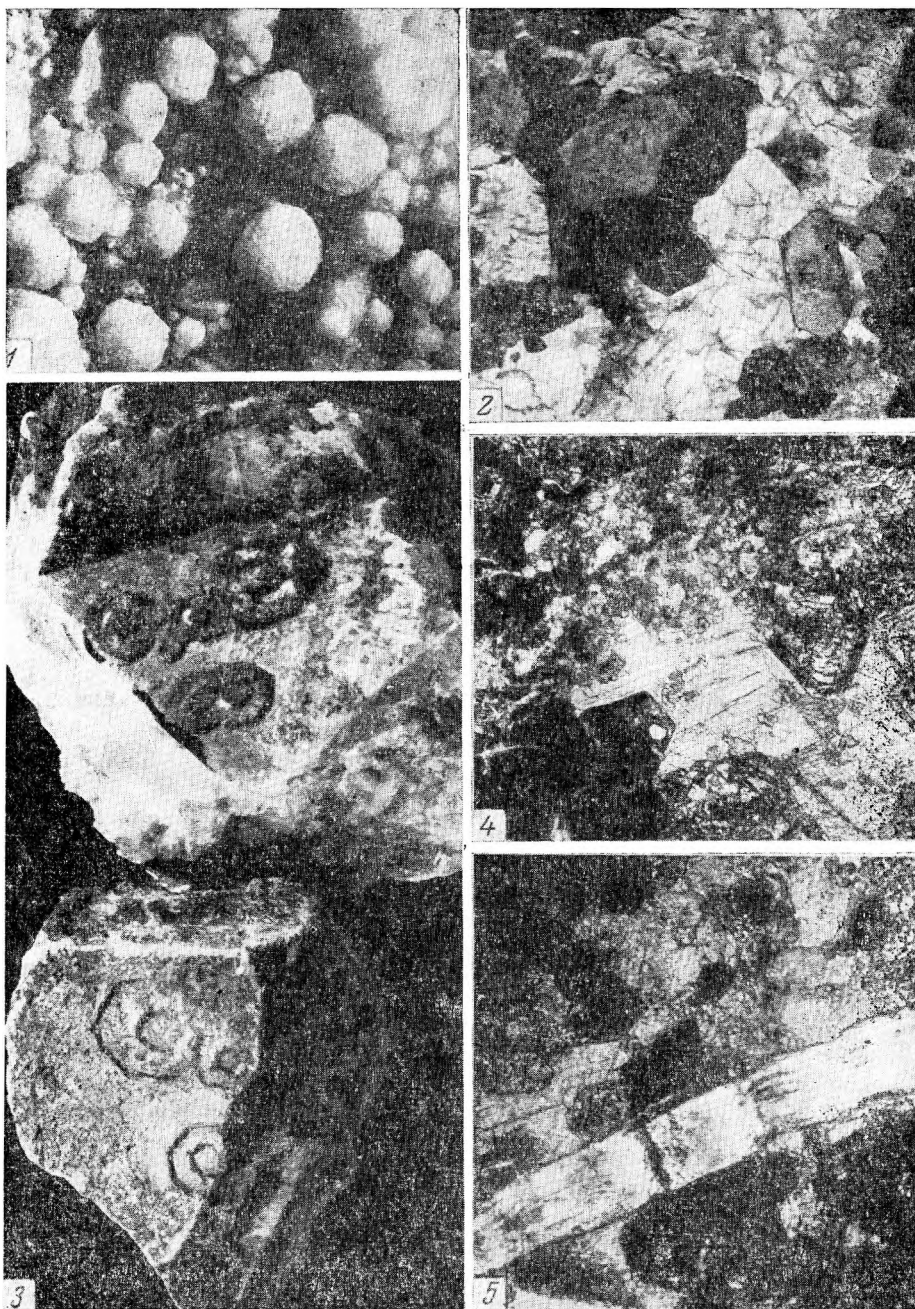


Таблица III

1 — водные бораты кальция и магния образуют в гипергенных корках по сахариту сферические натеки, участок 1, увел. 3; 2 — псевдоморфозы по харкериту (серое) в кальците (белое). Местами окаймлены андрацитом (черное), участок 1, $\frac{1}{2}$ натур. вел.; 3 — псевдоморфоза по кристаллу харкерита и ее гнездо в крупнокристаллическом кальците, на псевдоморфозе видны отпечатки кристаллов граната, а в гнезде — сами гранаты, давшие характерные ступенчатые грани на стыке с харкеритом, участок 1, натур. вел.; 4 — свежие прозрачные кристаллы харкерита сменяются ближе к обнаженной поверхности породы гистерогенно разложившим непрозрачным харкеритом (точнее псевдоморфозами); белое — кальцит, участок 3, без анализатора, увел. 10; 5 — харкерит (черное) и вмещающий его кальцит пересекаются прожилком датолита, участок 3, ник. +, увел. 70

минералу, похожему на харкерит, но имеющему большее содержание SiO_2 и отличающемуся от харкеритов кристаллографической формой.

5. Продукты гидротермального и гипергенного изменения харкерита и сахаита требуют тщательного специального изучения и несомненно обогатят минералогию новыми минеральными видами, особенно в классе боратов и карбонато-боратов.

Авторы выражают глубокую признательность геологу А. В. Дорофееву, благодаря помощи которого были успешно проведены полевые исследования и открыт ряд участков с сахаитовой и харкеритовой минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 12.
- Ляхович В. В. Новые данные по минералогии месторождения ахтарандитов.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1954, вып. 1.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Островская И. В., Перцев Н. Н., Никитина И. Б. Сахаит — новый карбонатоборат кальция и магния.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, вып. 2.
- Перцев Н. Н. Харкерит и котонит в скарнах Полярной Якутии.— Геол. и геофиз. 1961, № 7.
- Перцев Н. Н. Индерит и иниоит в зоне окисления скарнового месторождения.— Мин. сырье, 1968, вып. 18.
- Перцев Н. Н., Островская И. В., Никитина И. Б. Новый минерал — боркарнит.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, № 2.
- Шабьин Л. И., Перцев Н. Н. Некоторые новые данные о суаните и его парагенезисах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 2.
- Шабьин Л. И., Перцев Н. Н., Малинко С. В. Условия нахождения и диагностические признаки борных минералов скарновых месторождений. Изд-во «Недра», 1964.
- Kleber W. u. Pascal S. Uber das Achtaragdit Problem.— Neues Jahrb. Mineral., 1960, 94.
- Tilley C. E. The zoned contact-skarms of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites.— Min. Mag., 1951, 29, N 214.

Н. А. СОЛОДОВ, Е. А. ФАБРИКОВА, Ю. П. СОЛОДОВА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В МИНЕРАЛАХ

Несмотря на обширную литературу (Вернадский, 1909, 1961; Гольдшмидт, 1938; Ферсман, 1937; Гинзбург, 1955¹, 2, 1957; Дорфман, 1952; Беус, 1959; Аренс и др., 1952; Боровик-Романова, Соседко, 1957; Солодов, 1958, 1960, 1962; Таусон, 1961; Беус и др., 1962; Ставров, 1963; Семенов, 1959, 1960; Герасимовский, 1965, и др.) по распределению редких щелочных элементов в минералах, данный вопрос все еще недостаточно освещен, так как во всех предыдущих работах приводимые сведения относятся либо к одному минеральному виду, либо к минералам какого-нибудь одного типа пород или процесса. Кроме того, различные авторы пользовались в своих исследованиях разными методами анализа, поэтому их результаты зачастую трудно либо вообще невозможно сопоставить между собой.

В настоящей статье обобщаются результаты аналитического исследования, выполненного в лаборатории физико-химических методов ИМГРЭ на большом количестве образцов, собранных сотрудниками института за последние 10 лет. Всего было выполнено свыше 4000 анализов на щелочные металлы по 100 различным минералам из пегматитов, гранитов и других изверженных и осадочных пород.

Определение щелочных элементов производилось методом пламенной фотометрии по схеме, разработанной Е. А. Фабриковой (1961). Литий, рубидий и цезий определялись на пламенной установке с монохроматором УМ-2 и фотоумножителем ФЭУ-22. Измерения калия и натрия выполнялись на установке «Zeiss», работающей на светофильтрах с селеновым фотоумножителем. В обоих случаях пользовались воздушноацетиленовым пламенем. Максимальная чувствительность при определении лития была 0,0001% в сухом образце. При определении цезия и рубидия предельная чувствительность колебалась в разный период времени от 0,005 до 0,0005%, по-видимому, за счет изменения режима работы фотоумножителей, а также внешних условий горения пламени. Погрешность метода для малых концентраций элементов (0,000*n* — 0,0*n*%) 15—10%, для больших (0,*n* — *n*%) 7—5%.

Результаты анализов минералов приведены в табл. 1, в которой даны средние содержания элементов с указанием их крайних пределов.

ЛИТИЙ

Не считая собственно литиевых минералов, наивысшее количество лития установлено в берилле (до 0,474%), цветном турмалине (до 0,660%), флогоштите (до 0,406%), блотите (до 0,610%), мусковите (до

Содержание лития, рубидия и цезия в минералах (в %)

Минерал	Кол-ч. обр.	Li			К. %	Rb			Cs			Rb/Cs	K/Rb	K/Cs	Исследователь
		мин.	макс.	среднее		мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	среднее	среднее	среднее	
Флюорит из сульфидного месторождения	7	0,003	0,014	0,003	0,090	0,003	0,005	0,004	Необн.	Несбн.	Необн.	>4	23	>90	В. Ю. Волгин
Галит	2	Необн.	Необн.	Необн.	0,098	Необн.	Необн.	Необн.	<0,0006	<0,0018	<0,0012	<0,5	—	80	Т. Ф. Бойко
Сильвин	3	» »	0,00005	0,00002	44,42	0,002	0,004	0,003	0,0005	0,0005	0,0005	6	14800	100000	То же
Карналлит	12	0,00004	0,00005	0,00005	11,50	0,001	0,069	0,010	Несбн.	0,0012	0,0006	17	1150	20000	* »
Кварц	4	0,0002	0,011	0,0026	0,141	Необн.	0,008	0,002	» »	0,012	0,0035	0,6	70	12	Ю. П. Никитина
Криptomелан	1	—	—	0,192	4,06	—	—	0,018	—	—	—	—	226	—	В. И. Семенов
Кальцит	11	0,003	0,007	0,004	—	0,005	0,009	0,007	Необн.	Необн.	Несбн.	>7	—	—	В. Ю. Волгин
Барит	3	0,0002	0,0004	0,0003	0,05	Необн.	0,0003	0,0002	0,001	—	0,001	0,2	250	50	»
Целестин	1	—	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Е. К. Подпорина
Кизерит	5	Необн.	0,003	0,0018	Необн.	—	—	Необн.	—	—	0,0003	<1	—	—	Т. Ф. Бойко
Ангидрид	4	0,0005	0,002	0,001	0,12	Необн.	0,001	0,001	Необн.	—	—	—	120	—	»
Гипс	3	Необн.	0,0016	0,0008	0,005	» »	0,0005	0,0002	» »	Необн.	Необн.	>1	25	—	»
Полигалит	5	0,0004	0,002	0,001	10,1	0,0008	0,0010	0,0009	» »	» »	» »	>1	11000	—	»
Каинит	3	0,000034	0,000035	0,000035	14,20	0,0008	0,0130	0,006	» »	0,0003	0,0002	30	2370	71000	»
Лангбейлит	2	0,000058	0,000072	0,000065	17,24	—	—	0,002	—	—	0,005	0,4	8510	3450	»
Ярозит	1	—	—	0,0002	7,2	—	—	0,020	—	—	—	—	360	—	Л. И. Агапова
Сванберgit	1	—	—	0,001	0,14	—	—	0,002	—	—	0,002	1	70	70	В. Ю. Волгин,
Апатит из гранитного пегматита	2	Необн.	0,001	0,0005	0,034	Необн.	Необн.	Необн.	Необн.	Необн.	Необн.	—	—	—	Ю. П. Никитина
Амблигонит из гранитного пегматита	2	4,076	4,616	4,346	0,155	» »	0,001	0,0005	0,001	0,004	0,0025	0,2	310	62	Н. Г. Сретенская
Трифлин	1	—	—	2,912	0,08	—	—	Необн.	—	—	0,002	<0,5	—	40	В. А. Хвостова
Пурпурит	2	0,25	1,58	0,85	—	Необн.	0,001	0,0005	Необн.	Необн.	Необн.	<1	—	—	Ю. С. Слепнев
Оливин	5	0,0002	0,0003	0,0003	0,08	» »	Необн.	Необн.	0,002	0,003	0,0026	0,3	—	30	Е. К. Подпорина
Топаз	3	0,013	0,038	0,023	0,305	0,007	0,028	0,014	—	—	—	—	2	—	Н. Е. Залацкова
Пирон	5	Необн.	0,0006	0,0003	0,1	Необн.	Необн.	Необн.	—	—	—	—	—	—	Е. К. Подпорина

Гранат	4	0,023	0,032	0,027	0,18
Юкспорит	1	—	—	0,007	6,06
Нептунит	2	0,47	0,6	0,535	5,22
Сфен	1	—	—	0,0003	—
Эпидот	5	0,0005	0,007	0,0022	—
Берилл из редкометалльных литийсодержащих пегматитов	28	0,068	0,474	0,272	0,26
Берилл из редкометалльных безлитиевых пегматитов	11	0,046	0,090	0,035	0,22
То же	7	0,004	0,009	0,003	0,30
Берилл из десицированного пегматита	9	0,004	0,071	0,034	0,16
Эвдиалит	2	0,001	0,0013	0,001	0,5
Катаплексит	3	0,0002	0,0005	0,0003	0,7
Турмалин из гранитов	10	0,005	0,020	0,010	—
Шерл из пегматитов	9	0,0005	0,008	0,0023	0,23
Турмалин цветной из пегматитов	7	0,216	0,660	0,438	0,20
Турмалин из кварц-касситеритовых жил	20	0,0007	0,011	0,0057	—
Ашарит	4	Не об.	0,004	0,001	0,004
Улексит	2	0,0004	0,0003	0,0005	0,02
Бура	2	0,0014	0,0098	0,0056	—
Гидроборацит	2	0,0005	0,001	0,0007	0,08
Борацит	1	—	—	0,002	0,02
Пироксен	19	0,0005	0,009	0,0023	0,3
Энстатит	1	—	—	—	—
Сподумен	10	2,67	3,49	3,30	0,07

Не обн.	0,015	0,006	Не обн.	0,003	0,001	6	30	180	Ю. П. Никитина Н. А. Солодов
—	—	0,258	—	—	—	—	23	—	Б. И. Семенов
—	—	0,031	—	—	—	—	168	—	»
—	—	—	—	—	—	—	—	—	В. А. Хвостова
—	—	—	—	—	—	—	—	—	В. А. Погешни- кова
0,003	0,085	0,027	0,071	2,860	0,840	0,03	10	0,3	Ю. П. Никитина Н. А. Солодов Ю. И. Филиппова
0,006	0,010	0,008	0,020	0,080	0,030	0,27	28	7	Н. А. Солодов
0,005	0,009	0,007	0,014	0,045	0,025	0,28	40	12	Н. Г. Срегенская
0,002	0,021	0,0073	0,008	0,064	0,027	0,27	22	6	Б. И. Кугукова
0,004	0,005	0,0045	0,002	0,002	0,002	2,2	110	250	Ю. Л. Капустин
0,0005	0,005	0,003	0,003	0,004	0,0037	0,8	230	190	»
0,001	0,007	0,004	Не обн.	0,003	0,001	4	—	—	А. Д. Червинская
Не обн.	0,004	0,0007	» »	0,005	0,0011	0,6	330	210	Ю. П. Никитина, А. П. Калита, И. П. Земская
» »	0,042	0,015	» »	0,003	0,001	15	13	200	Н. А. Солодов, Н. Г. Срегенская, Ю. И. Филиппова
» »	0,009	0,003	» »	0,005	0,007	4	—	—	В. В. Иванов
—	—	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—	—	Т. Ф. Бойко
—	—	» »	—	—	» »	—	—	—	»
—	—	—	—	—	—	—	—	—	»
—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	520	»
—	—	» »	—	—	—	—	—	—	»
Не обн.	—	0,0043	0,0006	0,005	0,003	1,4	70	100	В. В. Гладких, Л. С. Воронин, Ю. Л. Капустин
—	0,016	Не обн.	—	—	0,002	0,5	—	—	Б. К. Подпорина
Не обн.	0,0059	0,001	0,0005	0,037	0,006	0,17	70	12	Н. А. Солодов, Н. С. Самсонова, Ю. П. Никитина

Минерал	Колич. обр.	Li		
		мин.	макс.	среднее
Тремолит	1	0,001	0,002	0,0015
Роговая обманка	9	0,0007	0,0038	0,0032
Mg-арфведсонит	1	—	—	0,233
Рибскит	1	—	—	0,320
Тальк	1	—	—	0,003
Флогопит из щелочного пегматита	1	—	—	0,004
Флогопит из десилицированного пегматита	5	0,076	0,403	0,243
Биотит из гралита	24	0,030	0,610	0,250
Биотит из щелочного пегматита	1	—	—	0,123
Биотит из слюдоносных пегматитов	29	0,045	0,034	0,059
Лепидомелан из щелочных пегматитов	1	—	—	0,121
Тайшполит из щелочных пегматитов	1	—	—	1,023
Полилитнионит из щелочных пегматитов	1	—	—	3,00
Селадонит из щелочных пегматитов	1	—	—	—
Цинивальдит	1	—	—	—
Криофиллит	8	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

К. %	Rb			Cs			Rb Cs	K Rb	K Cs	Исследователь
	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	среднее	среднее	среднее	
—	—	—	0,002	—	—	He сн.	—	—	—	Е. Г. Проценко
0,3	0,003	0,028	0,009	0,0004	0,0017	0,001	9	33	300	В. В. Лихвич, О. Д. Ставров (1961)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Е. П. Семенов
1,58	—	—	0,012	—	—	0,001	12	132	1580	Д. А. Минеев
—	—	—	0,001	—	—	0,0005	2	—	—	Э. П. Кузукова
7,08	—	—	0,040	—	—	—	—	176	—	Е. П. Семенов
7,00	0,107	0,418	0,227	0,019	0,082	0,036	6,3	32	195	Е. П. Кузукова
7,70	0,059	0,830	0,253	0,004	0,052	0,023	11	30	330	А. П. Лучицкий, А. Д. Червинская, В. В. Тихович
7,04	—	—	0,120	—	—	—	—	59	—	Е. П. Семенов
7,73	0,052	0,070	0,066	0,0019	0,0072	0,0058	11	118	1330	Б. М. Шмакин (1965)
6,41	—	—	0,285	—	—	—	—	23	—	Е. П. Семенов
9,45	—	—	0,178	—	—	—	—	53	—	»
9,93	—	—	0,045	—	—	—	—	220	—	»
6,80	—	—	0,032	—	—	—	—	213	—	»
7,10	—	—	0,800	—	—	0,205	4	9	35	А. А. Беус и др. (1962)
7,00	1,100	1,500	1,300	0,028	0,035	0,030	43	5,4	233	То же

Лепидолит	14	1,570	2,370	1,850
Лепидолит рубидиевый	1	—	—	2,630
Мусковит из гранитов	9	0,060	0,560	0,234
Мусковит из слюдоносных пегматитов	11	0,004	0,020	0,008
Мусковит из литиевых редкометалльных пегматитов	18	0,150	0,678	0,290
То же, из безлитиевых пегматитов	8	0,007	0,053	0,020
Жильбертит из редкометалльных пегматитов	2	0,026	0,147	0,085
Розовый мусковит	1	—	—	0,020
Мусковит из десилицированного пегматита	10	0,026	0,129	0,070
Мусковит из грейзеновых жил	8	0,005	0,220	0,103
Серицит из сурьмянортутной формации	9	0,0003	0,009	0,002
Литиевый маргарит	2	0,291	0,298	0,295
Хлорит из кварц-касситеритовых жил	2	—	—	0,041
Циматолит из пегматитов	2	0,019	0,030	0,025
Каолинит	1	—	—	0,004
Галлуазит	4	0,002	0,002	0,002
Ферригаллуазит	2	—	—	0,022
Олигоклаз из слюдоносных пегматитов	27	0,0005	0,0022	0,0012
То же, из десилицированных пегматитов	5	0,0005	0,003	0,0019
Альбит из редкометалльных пегматитов	26	0,0003	0,028	0,012

6,40	0,589	1,890	0,840	0,15	0,646	0,327	2,5	7,6	19	Ю. И. Филиппова, Н. Г. Срегенская, Ю. П. Никитина
6,73	—	—	4,49	—	—	0,95	4,7	1,5	7	Г. В. Меленъев
7,50	0,140	0,522	0,290	0,005	0,035	0,025	12	23	300	Н. Е. Залашкова, А. Н. Леонтьев, А. Д. Червицкая
7,5	0,039	0,130	0,057	0,001	0,014	0,0036	16	132	2080	Л. П. Рудовская
7,25	0,200	0,640	0,328	0,003	0,125	0,030	11	22	240	Н. А. Солодов, Н. Г. Срегенская
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Н. Г. Срегенская
4,04	0,540	0,640	0,590	0,179	0,213	0,193	3	7	20	Н. А. Солодов, Ю. П. Никитина
7,83	—	—	1,370	—	—	0,130	10	5,7	60	Г. В. Меленъев
7,5	0,061	0,285	0,134	0,002	0,015	0,008	17	53	940	Е. И. Кутукова
7,5	0,200	0,499	0,316	0,003	0,013	0,009	35	24	830	Н. Н. Попова
—	0,020	0,030	0,022	0,002	0,002	0,002	11	—	—	Б. Ф. Зленко
—	0,003	0,003	0,003	0,0005	0,0007	0,0003	10	—	—	Е. И. Кутукова
—	0,003	0,005	0,004	Не обн.	0,001	0,0003	5	—	—	В. В. Иванов
3,27	0,030	0,066	0,048	0,004	0,003	0,005	9,6	68	650	В. А. Хвостов
0,09	—	—	0,002	—	—	0,002	1	45	45	В. Ю. Волгин
3,74	0,003	0,010	0,009	Не обн.	0,003	0,0015	6	374	1500	Е. И. Семенов, В. Ю. Волгин
1,16	0,010	0,020	0,015	—	—	—	—	58	—	В. Ю. Волгин, Е. И. Семенов
0,52	Не обн.	0,005	0,0024	0,001	0,004	0,003	0,8	215	170	Г. А. Сафронова
—	0,001	0,003	0,0017	0,0033	0,002	0,001	1,7	—	—	К. А. Власов
0,28	0,001	0,013	0,0048	Не обн.	0,008	0,003	1,6	58	90	Н. А. Солодов, Ю. П. Никитина, В. А. Хвостов, Н. Г. Срегенская

Таблица 1 (окончание)

Минерал	Кол-во бр.	Li			K, %	Rb			Cs			Rb/Cs	K Rb	K/Cs	Исследователь
		мин.	макс.	среднее		мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	среднее	среднее	среднее	
Амазонит из гранитов	6	0,006	0,066	0,028	—	0,117	0,206	0,150	0,003	0,003	0,003	—	—	—	Н. В. Залашкова
Амазонит из редкометалльных пегматитов	1	—	—	0,0053	10,0	—	—	1,01	—	—	0,019	53	10	530	Н. С. Самсонова
Амазонит из щелочных пегматитов	2	—	—	0,0007	10,0	0,330	0,394	0,357	—	—	0,008	50	30	1250	Б. И. Семенов
Микроклин из слюдоносных пегматитов	11	Не обн.	0,0005	0,0002	10,8	0,020	0,048	0,027	0,002	0,003	0,0034	8	400	3180	Г. А. Сафронова
Микроклин I из редкометалльных пегматитов	31	0,0005	0,020	0,0074	10,02	0,116	0,720	0,319	0,003	0,125	0,025	13	32	408	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. П. Филлипова, Ю. П. Цикитина
Микроклин II из редкометалльных пегматитов	3	0,015	0,030	0,020	11,29	0,550	1,385	0,840	0,233	0,269	0,253	3,3	13	45	Н. А. Солодов, Н. Г. Сретенская, Ю. П. Филлипова
Микроклин из десилицированных пегматитов	10	0,0002	0,0006	0,0003	10	0,014	0,081	0,039	0,0005	0,005	0,0018	21	230	5500	К. А. Власов
Анальцим	1	—	—	Не обн.	—	—	—	0,004	—	—	0,003	1,3	—	—	Ю. Л. Капустин
Поллуцит	6	0,120	0,260	0,200	0,4	0,300	1,150	0,650	23,0	35,0	30,5	0,02	0,7	0,01	Н. А. Солодов, Г. В. Мелентьев
Нефелин	10	0,0002	0,008	0,003	4,5	0,008	0,057	0,016	0,002	0,003	0,0023	7	280	2000	Ю. Л. Капустин
Содалит	1	—	—	0,017	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»
Канкринит	2	0,0004	0,004	0,002	0,6	0,009	0,012	0,010	0,006	0,006	0,006	1,7	60	100	»
Натролит	1	—	—	Не обн.	0,15	—	—	0,002	—	—	0,002	1	75	75	»
Куллетскит из щелочных пегматитов	1	—	—	0,045	4,65	—	—	0,340	—	—	—	—	13	—	Б. И. Семенов
Лабунцовит из щелочных пегматитов	1	—	—	0,022	6,00	—	—	0,023	—	—	—	—	230	—	»

Примечание. Литий, рубидий и цезий не обнаружены в тенардите, глауберите, бишофите, троне, мирабилите, астраханите и гауссците.

Энергетическая эффективность различных схем гетеровалентного изоморфизма лития в минералах

Схема изоморфизма				Энергетическая эффективность, %	Исследователь	Минерал
замещающие элементы	сумма потенциа- лов понижения замещающих атомов, %	замещаемые элементы	сумма потенциа- лов понижения, замещаемых атомов, %			
<i>Изоморфизм доказан</i>						
LiAl _{VI}	33,70	2 Mg	29,94	+3,76	А. Б. Ферсман (1940)	Биотит-цинвальдит-лепидолит, амфиболы, пироксены
LiAl _{VI}	33,70	2 Fe ²⁺	32,48	+1,22	»	То же
LiSi	50,34	MgAl _{IV}	43,28	+6,06	А. И. Гинзбург (1957)	Биотит-тайниолит, турмалин
LiSi	50,34	Fe ²⁺ Al _{IV}	44,55	+5,79	»	То же
Li2Si	95,29	Al _{VI} 2Al _{IV}	84,93	+10,36	А. Н. Гинзбург и др. (1959)	Мусковит, литиевый маргарит
<i>Изоморфизм возможен</i>						
LiTi	50,05	MgFe	47,97	+2,08	В. Л. Барсуков (1957)	Биотит
LiMn ³⁺	37,39	2Mg	29,94	+7,45	—	Литиевый турмалин
LiMn ³⁺	37,39	2Fe ²⁺	32,48	+4,91	—	Турмалин
LiFe ³⁺	38,39	2Fe ²⁺	32,48	+5,91	—	Нептунит
LiFe ³⁺	38,39	2Mn ²⁺	31,4	+6,99	—	Куплетскит
LiFe ³⁺	38,39	2Mg	29,94	+8,45	—	Mg-арфедсонит, флогопит
LiTi	50,05	Fe ²⁺ Fe ³⁺	49,24	+0,81	—	—
LiSn	45,93	MgAl _{VI}	43,28	+2,68	—	—
LiTi	50,05	Mg ²⁺ Al _{VI}	43,28	+6,77	—	—
LiSn	45,96	Fe ²⁺ Al _{VI}	44,55	+1,41	—	—
LiTi	50,05	Fe ²⁺ Al _{VI}	44,55	+5,50	—	—
<i>Изоморфизм маловероятен</i>						
LiNb	54,69	2Al _{VI}	56,62	-1,93	М. В. Кузьменко (1961)	Мусковит
LiNb	54,69	Fe ²⁺ Ti	60,90	-6,21	»	Биотит
LiSn	45,96	MgFe ³⁺	47,97	-2,01	В. Л. Барсуков (1957)	»
LiSn	45,96	Fe ²⁺ Fe ³⁺	49,24	-3,28	—	—
LiNb	54,69	2Fe ³⁺	66,0	-11,31	—	—

0,678%), маргарите (до 0,298%). Больше 0,1% лития обнаружено во многих минералах щелочных пегматитов: сподиофиллите, Mg-арфведсоните, рибеките, лепидомелане, нептуните, криптомелане (Семенов, 1961). В большинстве остальных проанализированных минералов литий присутствует в количестве от десятитысячных до сотых долей процента.

Основная масса лития, как и всех других редких элементов, рассеянных в минералах, находится в изоморфной форме. Как известно, литий, обладающий небольшим ионным радиусом и 4 или 6-й координацией, сравнительно слабо либо совсем не изоморфен по изовалентной линии с другими щелочными металлами, имеющими крупные размеры ионных радиусов и координацию 8—12, но сравнительно легко замещает близкие по размеру ионы магния, закисного железа, алюминия, обладающих шестерной координацией.

В табл. 2 приведены разнообразные схемы гетеровалентного изоморфизма лития. Показательно, что в тех схемах, которые с несомненностью были доказаны в свое время на собственных литиевых минералах, замещение идет с энергетической выгодой. И наоборот, схемы маловероятные по геохимическим соображениям, оказываются невыгодны и в энергетическом отношении. Например, М. В. Кузьменко (1961) предполагает наличие в биотите и мусковите следующих схем изоморфизма: $\text{LiNb} \rightarrow \text{Fe}^{2+}\text{Ti}$ и $\text{LiNb} \rightarrow 2\text{Al}_{\text{VI}}$. Однако при совместном замещении литием и ниобием содержания этих элементов в слюдах должны были бы согласоваться между собой, т. е. в пересчете на атомные количества одному атому лития должен соответствовать один атом ниобия. Однако, если содержание лития в мусковите редкометалльных пегматитов и метасоматически измененных гранитов обычно равно 0,41—0,6% (см. табл. 1), то содержание в нем ниобия, как правило, не превышает нескольких сотых долей процента (Солодов, 1962; Беус и др., 1962). Таким образом, даже в весовых процентах расхождение между содержаниями этих элементов составляет целый порядок, а в атомных количествах оно будет отличаться почти на два порядка¹, поэтому данные схемы изоморфизма вряд ли возможны.

Высокое содержание лития характерно для бериллов из редкометалльных пегматитов. Согласно А. А. Беусу (1959), в бериллах литием замещается алюминий с шестеркой координации; при этом последний переходит в четверную координацию и занимает место бериллия, т. е. изоморфизм происходит по схеме: $2\text{R}^+\text{Al}_{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}_{\text{VI}}\text{Be}$, где R^+ — Li, Na, Cs, K, Rb. Однако Н. В. Белов (1959) полагает, что бериллий в этом минерале замещается литием, благодаря способности последнего выполнять «кислотную функцию». Компенсация второй валентности бериллия осуществляется щелочными металлами (особенно цезием и патрием), обладающими крупными размерами своих ионов и размещающимися в полых каналах берилла. При таком изоморфизме количество лития должно примерно соответствовать суммарному содержанию других щелочных металлов (в атомных процентах), что хорошо подтверждается имеющимися в нашем распоряжении анализами литиевых бериллов (табл. 3). Отношение лития к сумме других щелочных металлов близко к единице либо несколько отличается от нее в меньшую сторону, что скорее всего вызвано альбитизацией берилла, так как в этих случаях всегда отмечается преобладание натрия (табл. 3).

Следует, однако, заметить, что энергетически замещение бериллия на атом лития и атом щелочного металла весьма невыгодно (см. табл. 2).

¹ По всей вероятности, изоморфное вхождение ниобия в мусковит и лепидолит определяются по схеме: $\text{Nb}_2\text{Be} \rightarrow \text{Al}_{\text{VI}}2\text{Al}_{\text{IV}}$. В этом случае согласно анализам соотношение между атомными количествами Be и (Nb, Ta) в таких слюдах действительно точно равно 2 (Солодов, 1962), причем при замещении алюминия ниобием имеем, хотя и небольшой, энергетический выигрыш, а при замещении танталом — проигрыш, что, возможно, и является причиной обычно резкого преобладания ниобия над танталом в этих слюдах (особенно по сравнению с их валовыми содержаниями).

Таблица 3

Содержание редких щелочных металлов в бериллах* (в ат. %)

Li	Na	K	Cs	Na + K + Cs	Li
					Na + K + Cs
0,017	0,034	0,004	0,0005	0,038	0,4
0,029	0,051	0,007	0,0009	0,059	0,5
0,054	0,053	0,005	0,0052	0,063	0,8
0,056	0,041	0,008	0,022	0,071	0,8
0,043	0,047	0,003	0,009	0,059	0,7
0,063	0,045	0,007	0,004	0,056	1,1
0,041	0,027	0,007	0,008	0,042	1
0,049	0,033	0,008	0,009	0,050	1
0,049	0,042	0,008	0,013	0,063	0,7
0,031	0,032	0,006	0,003	0,041	0,7
0,036	0,035	0,008	0,0032	0,046	0,8
0,046	0,032	0,005	0,0015	0,047	1
0,016	0,020	0,0004	0,0010	0,021	0,8
0,051	0,045	0,004	0,0013	0,050	1
0,017	0,024	0,0001	0,001	0,025	0,7
0,052	0,033	0,007	0,010	0,050	1
0,046	0,031	0,008	0,011	0,049	0,9
0,041	0,025	0,007	0,005	0,037	1,1
0,064	0,044	0,001	0,021	0,066	1

* Наряду с образцами авторов использованы образцы Н. Г. Сретенской, Ю. И. Филипповой.

Однако в данном случае крупные щелочные катионы, по всей вероятности, используют какие-то дополнительные силы, возникающие в стенках полых каналов. Показательно, что содержание цезия в берилле всегда во много раз выше, чем в расплаве-растворе, т. е. данный минерал как капилляр смачивающую жидкость «всасывает» этот элемент. Содержание же рубидия и особенно калия в берилле во много раз ниже, чем в расплаве, растворе, т. е. эти элементы как бы отталкиваются им.

РУБИДИЙ

Самое высокое содержание рубидия (4,49%) установлено в рубидиевом лепидолите (Мелентьев, 1963). До настоящего времени нигде в мире больше неизвестно ни одного другого минерала, столь обогащенного рубидием. Лепидолит, криофиллит, циннвальдит, розовый мусковит и жильбертит, как правило, содержат 0,5—1,5% Rb и более. Некоторые другие минералы гранитов, а также редкометалльных гранитных и щелочных пегматитов: биотит, мусковит, амазонит, микроклин, флогопит, лепидомелан, тайниолит, куплетскит, юкспорит и другие часто также обнаруживают высокие содержания рубидия (от 0,1 до 1% и более). В большинстве остальных проанализированных минералов содержание рубидия не превышает 0,1% и составляет сотые, тысячные и даже десятитысячные доли процента.

Все перечисленные выше обогащенные рубидием минералы являются минералами калия. Следование за калием, как известно, представляет главную геохимическую закономерность распределения рубидия в земной коре. Однако наблюдаются и довольно существенные отклонения от нее. Показательно, что отношение K/Rb в минералах колеблется в очень широких пределах: от 1,5 до 24 100 (см. табл. 1). Даже в образцах одного и того же минерала, отобранных из различных пород, наименьшие

значения K/Rb отличаются от наибольших в десятки раз, поэтому рассеяние рубидия в минералах, без сомнения, определяется не только его геохимической близостью к калию, но и еще целым рядом факторов.

Постоянно высоким содержанием рубидия отличаются также поллуциты, поскольку рубидий и цезий близки в химическом и кристаллохимическом отношении. К тому же вхождение рубидия в решетку поллуцита энергетически выгодно, так как его потенциал ионизации больше, чем у цезия.

Из других элементов рубидий по размеру своего ионного радиуса близок к таллию, барию и свинцу. Однако таллий не образует своих собственных минералов в литофильном процессе. Замещение бария слишком невыгодно энергетически и требует электростатической компенсации. Свинец же, являющийся двухвалентным халькофилом, неудобен во всех этих отношениях, поэтому эти элементы не могут сколько-нибудь заметно способствовать рассеянию рубидия.

ЦЕЗИЙ

Если не считать собственно цезиевого минерала — поллуцита, наивысшее содержание цезия (2,68%) зафиксировано в берилле — воробьевите. Лепидолит и жильбертит содержат от 0,2 до 0,65% цезия, а в рубидиевом лепидолите его установлено даже 0,95%. В некоторых случаях более 0,1% цезия имеют поздние микроклины (0,233—0,269%) и розовый мусковит (0,137%) из поллуцитосодержащих зон редкометалльных пегматитов, а также циннвальдит из грейзенов (0,208%). Во всех других минералах обычно содержатся сотые, тысячные и десятитысячные доли процента цезия, а то и меньше.

За исключением берилла все перечисленные выше богатые цезием минералы являются минералами калия. Однако по сравнению с рубидием изоморфизм калия и цезия в значительной степени затруднен ввиду большой разницы в размере их ионных радиусов, превышающей 24%, поэтому в подавляющем большинстве случаев калиевые минералы содержат не более сотых, а то и тысячных долей процента цезия.

Из-за меньшей геохимической близости калия и цезия отношение K/Cs в различных минералах колеблется в еще больших пределах, чем отношение K/Rb , изменяясь от 0,1 до 100 000 и более. Даже в одном и том же минерале из разных пород наименьшие значения K/Cs от наибольших отличаются в десятки и сотни раз.

Из других элементов ионный радиус цезия близок лишь рубидию и таллию, однако последние не образуют в литофильном процессе своих минералов и поэтому не могут влиять на его рассеяние.

Несмотря на резкие различия в размере ионных радиусов со всеми другими элементами, цезий обнаруживает тяготение к магнию, литию, натрию и барию (табл. 4). Хотя высоких содержаний цезия в перечисленных минералах не бывает, тем не менее они очень часто обогащены цезием, особенно по сравнению с рубидием. Отношение в них Rb/Cs во много раз ниже среднего для изверженных пород земной коры, а зачастую даже меньше единицы.

Цезий также обнаруживает явное тяготение к железу, о чем достаточно убедительно свидетельствуют следующие косвенные факты (прямых свидетельств нет, так как на рубидий и цезий чисто железистые минералы не были проанализированы). Содержание цезия в железистом шерле из пегматитов больше, чем в марганцовистом цветном турмалине (см. табл. 1), хотя последний образуется из более богатого цезием расплава — раствора в центральных зонах жил. По содержанию цезия циннвальдит в апогранитах гораздо богаче криофиллита (см. табл. 1). По данным Б. М. Шмакина (1965), содержание цезия в биотитах из слюдо-

Таблица 4

Содержание Rb и Cs (в %), отношение Rb/Cs в минералах магния, лития, натрия, бария

Минералы	Rb	Cs	Rb/Cs	K Rb	K/Cs
<i>Минералы магния</i>					
Кизерит	Не обн.	0,0003	1	—	—
Оливин	» »	0,0026	0,3	—	30
Энстатит	» »	0,002	0,5	—	—
Тальк	0,001	0,0005	2	—	—
<i>Минералы лития</i>					
Трифилин	Не обн.	0,002	0,5	—	40
Амблигонит	» »	0,0025	0,2	310	62
Сподумен	0,001	0,006	0,17	70	12
<i>Минералы натрия</i>					
Галит	Не обн.	0,0012	0,5	—	80
Эвдиалит	0,0045	0,002	2,2	—	—
Катаплект	0,003	0,0037	0,8	—	—
Олигоклаз	0,0024	0,003	0,8	215	170
Альбит	0,0048	0,003	1,6	58	90
Анальцим	0,004	0,003	1,3	—	—
Канкринит	0,010	0,006	1,7	60	100
Натролит	0,002	0,002	1	75	75
<i>Минералы бария</i>					
Барит	0,0002	0,001	0,2	250	50

носных пегматитов уменьшается симбатно понижению в них железистости, тогда как количество рубидия остается примерно на одном и том же уровне.

В дополнение к этому можно перечислить еще несколько фактов, свидетельствующих о тяготении цезия к перечисленным элементам. В бериллах высокие количества цезия всегда ассоциируют с большим содержанием лития и натрия, в то время как рубидий для этого минерала совершенно нехарактерен. В поллудците постоянно отмечаются значительные количества натрия. Цезий всегда содержится в несколько раз больших количествах в слюдах, содержащих литий, магний и железо, нежели в мусковите (калиево-алюминиевая слюда), что до сих пор не находило удовлетворительного объяснения. Показательно, что известен цезиевый биотит (Hess, 1932), но неизвестно столь же богатых рубидием железомagneиных слюд, хотя кларк рубидия в 40 раз выше кларка цезия. С другой стороны, найден рубидиевый мусковит, но нет его цезиевой разновидности. Содержание цезия в олигоклазах и микроклинах (в десилицированных и слюдоносных пегматитах) практически одинаково, а отношение Rb/Cs в кальциево-натриевых полевых шпатах на целый порядок ниже, чем в калиевых (см. табл. 1). То же характерно для натриевых и богатых калием минералов щелочных пород.

Таким образом, эмпирически тяготение цезия к литию, натрию, магнию, железу и барию несомненно, хотя с позиций классической кристаллохимии пока еще невозможно дать сколько-нибудь удовлетворительное объяснение этому явлению (за исключением, пожалуй, бария, ионный радиус которого более или менее соизмерим с ионным радиусом цезия, однако замещение его цезием совершенно невыгодно энергетически).

Наряду с кристаллохимическими и энергетическими свойствами самих редких щелочных элементов на степень их рассеяния в породообразующих и прочих минералах влияет и целый ряд других факторов, рассматриваемых ниже.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Особенности кристаллических структур минералов оказывают весьма сильное влияние на степень рассеяния редких щелочных металлов, что можно продемонстрировать на целом ряде примеров. Как уже неоднократно отмечалось, литий с неизмеримо большей охотой замещает магний в биотите, чем в роговой обманке (Nockolds, 1948; Таусон, 1961). Наиболее ярким примером является постоянное наличие цезия в бериллах. Цезиевая разновидность берилла — воробьевит (морганит) — по содержанию цезия является самым богатым (после поллуцита) минералом.

Показательно, что в структурном аналоге берилла — кордиерите (из кордиеритового сланца вблизи с пегматитом) О. Д. Ставров (1963) установил повышенное содержание цезия (0,2%), причем как в берилле, так и в кордиерите отношение Rb/Cs значительно ниже единицы.

В эвдиалите и катапленте, также обладающих кольцевой структурой, отношение Rb/Cs всего 2,2 и 0,8 соответственно, т. е. эти минералы тоже явно обогащены цезием, несмотря на бедность данным элементом щелочных пород, в которых они образуются.

Для рубидия влияние кристаллических структур на степень его рассеяния отчетливо видно на примере лепидолита и поллуцита. Эти минералы постоянно в пегматитах ассоциируют вместе, образуются в близких условиях и примерно одновременно. Однако содержание рубидия в поллуците всегда в два, а то и в несколько раз меньше, чем в ассоциирующем с ним лепидолите, причем это тем более поразительно, что замещение цезия рубидием в поллуците энергетически выгодно, а калия рубидием в

Таблица 5

Содержание Rb и Cs (в %) и отношение K/Rb и K/Cs в микроклинах и ассоциирующих с ними слюдах из различных пегматитов

Минерал	Rb	Cs	Rb/Cs	K/Rb	K/Cs
<i>Слюдоносные пегматиты</i>					
Микроклин	0,027	0,0034	8	400	3180
Мусковит	0,057	0,0036	16	132	2080
Биотит	0,066	0,0058	11,4	118	1330
<i>Десилицированные пегматиты</i>					
Микроклин	0,039	0,0018	21	260	5500
Флогопит	0,227	0,036	6,3	32	195
<i>Редкометалльные пегматиты</i>					
Микроклин I	0,319	0,025	13	32	408
Мусковит	0,328	0,030	11	22	240
<i>Редкометалльные пегматиты (центральные зоны)</i>					
Микроклин II	0,840	0,255	3,3	13	45
Жильбертит	0,590	0,196	3	7	20
Лепидолит	0,840	0,327	2,5	7,6	19
Розовый мусковит	1,370	0,130	10	5,7	60

лепидолите — невыгодно. Следовательно, в данном случае даже энергетическая выгода при замещении отступает на задний план перед «гостеприимностью» кристаллической структуры.

Не менее отчетливо на степени рассеяния тяжелых щелочных металлов сказываются особенности кристаллических структур собственно калиевых минералов. Калиевые полевые шпаты всегда беднее рубидием и особенно цезием, чем ассоциирующие с ними слюды (табл. 5). Отношение K/Rb и K/Cs в калиевых полевых шпатах обычно в 1,5—3 раза, а иногда в 5—25 раз выше, чем в слюдах. Предпочтительное вхождение рубидия и цезия в слюды объясняется тем, что каллий здесь находится в координации 12, которая более удобна для таких крупных катионов, каковыми являются тяжелые щелочные металлы (Таусон, 1961). Надо сказать, что и сами слюды в различной степени «гостеприимны» к рубидию и цезию. Так, например, биотит и лепидолит по сравнению с мусковитом всегда обогащены цезием. По содержанию рубидия биотиты всегда богаче ассоциирующих с ними мусковитов, а розовый мусковит богаче лепидолита (табл. 5).

КОНЦЕНТРАЦИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ И ЦЕЗИЯ В РАСПЛАВЕ ИЛИ РАСТВОРЕ

Концентрация элемента в расплаве или растворе, из которого кристаллизуется минерал, является одним из главных факторов, определяющих степень их рассеяния. Это особенно отчетливо видно на примере блокового микроклина из гранитных пегматитов разных типов, в различной степени обогащенных рубидием и цезием (табл. 6).

Аналогичное влияние концентрации можно проследить на других минералах. Мусковит из литиевых пегматитов по содержанию лития богаче мусковита из безлитиевых редкометальных пегматитов в 10—20 раз, а из слюдоносных пегматитов — в 40 раз. Мусковиты из редкометальных гранитных пегматитов, обогащенных рубидием и цезием, по сравнению с мусковитами из слюдоносных пегматитов богаче рубидием в шесть раз, а цезием — в восемь раз. Берилл из литиевых пегматитов почти в 50 раз богаче литием, в 35 раз цезием и в четыре раза рубидием по сравнению с бериллом из редкометальных пегматитов, не содержащих литиевых и цезиевых минералов (см. табл. 1). Шерл из безлитиевых пегматитовых жил иногда в 100 раз и более беднее литием по сравнению с цветным турмалином из сподумен- и лепидолитсодержащих пегматитов.

Таблица 6

Содержание рубидия и цезия в микроклинах из различных типов пегматитов (в %)

Тип пегматита	Среднее содержание в пегматитах		Блоковый микроклин			
	Rb	Cs	Rb	Cs	K/Rb	K/Cs
Альбит-сподуменовый пегматит (без поллукцита и лепидолита)	0,19	0,004	0,37	0,018	21	600
Альбитовый пегматит (без поллукцита и лепидолита)	0,24	0,009	0,47	0,023	20	450
Микроклин-альбитовый пегматит (с поллукцитом и лепидолитом)	0,45	0,270	1,07	0,138	8	80

Таким образом, чем больше содержание элемента в породе, тем более богаты им слагающие ее минералы, что позволяет использовать данную зависимость при поисковых работах.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Общезвестно, что изоморфная емкость минералов возрастает с повышением температуры. Однако для рассматриваемых элементов данное явление зачастую затушевывается другими противоположно направленными факторами, в частности их концентрацией, которая с ходом процесса (т. е. понижением температуры) обычно возрастает. Тем не менее в ряде случаев влияние температуры кристаллизации на степень рассеяния редких щелочных элементов достаточно очевидно. Так, например, вряд ли случайно, что в последовательном ряду понижения температуры кристаллизации основных породообразующих минералов магматического процесса отношение Rb/Cs и даже K/Cs возрастает:

	Rb, %	Cs, %	Rb/Cs	K/Rb	K/Cs
Оливин	Не обн.	0,0026	<0,3	—	30
Пироксен	0,0043	0,003	1,4	70	100
Роговая обманка	0,009	0,001	9	33	300
Бiotит из гранита	0,253	0,023	11	30	330
Мусковит из гранита	0,290	0,025	12	26	300
Микроклин из редкометального пегматита	0,319	0,025	13	32	408

В сильно дифференцированных пегматитах содержание лития, цезия и таллия в микроклине из внешней высокотемпературной зоны графического пегматита заметно выше, чем в образцах этого минерала из соседней более низкотемпературной зоны мелкозернистого альбита (табл. 7). Однако в более внутренних зонах в связи с возрастанием концентрации этих элементов их содержание в микроклине снова резко увеличивается. Интересно отметить, что для рубидия в данном случае главное — понижение концентрации калия, а не падение температуры, поэтому его содержание в микроклине неизменно возрастает от краевой к внутренней зоне (табл. 7).

Таблица 7

Характер изменения содержания редких элементов в микроклине из разных зон микроклин-альбитового пегматита

Зоны в порядке расположения от зальбандов к центру жил	Расстояние от зальбанда, м	Li	Rb	Cs	Tl	Rb/Cs	K/Rb	K/Cs
Графическая кварц-микроклиновая	1,0	0,008	0,116	0,020	0,0018	5,8	76	440
Мелкозернистого альбита	4,5	0,003	0,153	0,006	0,0010	25,5	69	1762
Блокового микроклина I	30,0	0,006	0,300	0,020	0,0025	15,0	35	525
Кварц-клевеландит-сподуменовая зона с лепидолитом и поллуцитом . .	—	Микроклина не содержит						
Блокового микроклина II	70,0	0,016	0,550	0,258	0,0061	2,1	20	43

Аналогичные примеры можно найти и в литературе по другим редкометальным (Солодов, 1960, 1962), сплюдоносным (Шмакин, 1965) и камерным пегматитам (Калита, 1965). Наряду с рассмотренными факторами на степень изоморфного вхождения редких элементов в минералы влияют также величина давления в процессе минералообразования, скорость кристаллизации, вязкость расплава-раствора и др.

НЕИЗОМОРФНАЯ ПРИМЕСЬ

Хорошо известно, что в химии и промышленности получение сверхчистых металлов, содержащих примеси в количестве менее 0,0001%, представляет очень большие трудности. Тем более это затруднено в природных процессах. Поэтому для объяснения наличия микроколичеств элементов в том или ином минерале необязательно привлекать законы изоморфизма. Редкие щелочные металлы в таких случаях могут находиться в виде микроминералов, отдельных молекул и атомов, захваченных пороодообразующими минералами в момент их роста, особенно при быстрой кристаллизации из вязкого расплава.

Можно отметить и другие формы неизомерфной примеси. Это прежде всего материал разнообразных кристалло-газовых, кристалло-жидких и газовой-жидких включений. Только наличием таких включений в кварце и можно объяснить обычное содержание в нем редких щелочных металлов (см. табл. 1), которые, видимо, находятся здесь в форме сложных галоидов или рассолов (Ермаков, 1965). Подобные включения характерны и для многих других минералов.

Большой размер ионного радиуса у тяжелых щелочных металлов способствует их вхождению в некоторые минералы в адсорбированном виде. Это характерно для криptomелана, каолинита, галлуазита, сванбергита, талька, циматолита и др. Причем из-за большого размера ионного радиуса цезий более легко адсорбируется этими минералами, чем рубидий, поэтому отношение Rb/Cs в перечисленных минералах низкое, а иногда приближается к единице.

ВЫВОДЫ

1. Степень рассеяния лития, рубидия и цезия в пороодообразующих и прочих (несобственных) минералах зависит от многих факторов, имеющих неодинаковое значение для каждого из этих элементов. Для рубидия определяющим фактором является близость его кристаллохимических свойств с калием, тогда как на содержание цезия в минералах зачастую большее влияние оказывают особенности их кристаллических структур, а также повышенная способность его к неизомерфной форме рассеяния. На степень рассеяния лития почти одинаково влияют гетеровалентный изоморфизм его с магнием, железом, алюминием, бериллием и наличие благоприятных кристаллических структур.

2. Предполагаемые некоторыми исследователями схемы гетеровалентного изоморфизма: $\text{LiSn} \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}\text{Fe}^{3+}$; $\text{LiNb} \rightarrow \text{Fe}^{2+}\text{Ti}$; $\text{LiNb} \rightarrow 2(\text{Al}, \text{Fe})$ вряд ли имеют место в минералах, так как энергетически невыгодны, поскольку сумма потенциалов ионизации замещаемых атомов больше суммы потенциалов ионизации замещающих атомов.

3. Содержание в бериллах лития (в ат. %) примерно равно суммарному содержанию других щелочных элементов, что свидетельствует о различном способе вхождения их в кристаллическую структуру данного минерала.

4. Наряду с изоморфным замещением калия цезием намечается определенное тяготение последнего к литию, натрию, магнию, железу и барию. Несмотря на большую распространенность рубидия, его содержание в минералах перечисленных элементов примерно равно, а то и меньше содержания цезия.

5. При прочих равных условиях «гостеприимность» минералов к литию уменьшается в следующем порядке: биотит, мусковит, турмалин, берилл, роговая обманка, пироксен, оливин, поллуцит, плагиоклаз, альбит, калиевый полевой шпат. Для рубидия намечается следующий ряд: лепидолит, биотит, мусковит, микроклин, роговая обманка, пироксен, кордиерит, берилл, альбит; для цезия: кордиерит, берилл, астрофилит, биотит, лепидолит, оливин, пироксен, роговая обманка, микроклин, мусковит, альбит.

6. Содержание лития, рубидия и цезия в минералах из пород, богатых этими элементами, всегда больше, чем в тех же минералах из бедных пород, что позволяет использовать данную зависимость при геохимических поисках редкометалльных месторождений.

7. Отношение K/Rb и особенно K/Cs в некалиевых минералах всегда гораздо ниже, чем в ассоциирующихся с ними калиевых минералах. Это свидетельствует о том, что редкие щелочные металлы могут находиться среди минералов и как неизоморфная примесь (в адсорбированном виде, газожидкие и трехфазовые включения, включения микроминералов и т. д.).

8. Наивысшее отношение K/Rb и K/Cs наблюдается в калиевых минералах хемогенного процесса, так как в связи с повышенными адсорбционными свойствами рубидий и цезий сильно адсорбируются глинами и илами, что обедняет их содержание в рассолах и кристаллизующихся из них солях. Отношение K/Rb и K/Cs в калиевых минералах щелочных пород в два-пять раз выше, чем в аналогичных минералах гранитоидов. Самые низкие отношения K/Rb и K/Cs наблюдаются в калиевых минералах гранитоидов и особенно в связанных с ними редкометалльных пегматитах из-за накопления рубидия и цезия к концу процесса магматической дифференциации.

9. В главных породообразующих минералах ультраосновных и основных пород (оливин, пироксены, амфиболы) отмечается значительное содержание цезия (0,001—0,003%), поэтому есть основание полагать, что кларк цезия для основных пород будет почти на порядок выше, а для ультраосновных даже на полтора-два порядка выше по сравнению с приводимыми Турекяном и Ведеполем (Turekian, Wedepohl, 1964). По этой же причине для ультраосновных пород, видимо, придется значительно повысить и кларк рубидия (примерно на порядок).

10. В ряду последовательного возникновения главных минералов магматического процесса, несущих основную массу рубидия и цезия, отношения Rb/Cs и K/Cs постепенно и закономерно возрастают от оливина к пироксенам, амфиболам, биотиту и микроклину, поэтому и в самих породах от ультраосновных к кислым отношения Rb/Cs и K/Cs должны возрастать, а не уменьшаться, как это следовало бы ожидать, исходя из соотношения между энергетическими показателями данных элементов, поскольку к концу процесса обычно скапливается элемент с более низкими энергетическими показателями.

11. Отношение Rb/Cs в некалиевых минералах нередко ниже единицы и, как правило, меньше, чем в ассоциирующихся с ними калиевых минералах, поэтому следует признать необоснованным пессимизм тех исследователей, которые не анализируют на цезий минералы, весьма бедные рубидием.

12. Из нескольких тысяч минеральных видов, известных в земной коре, к настоящему времени точными методами проанализировано на литий, рубидий и цезий всего только около 4%, так как обычно анализу подвергаются лишь те минералы, в которых согласно классическим законам изоморфизма можно ожидать обнаружение искоемых элементов. Однако в настоящее время этот узко направленный подбор образцов для анализа на редкие щелочные металлы ограничивает возможности обнаружения повышенных содержаний их в условиях, не предусмотренных классическими правилами изоморфизма.

По сути дела сейчас перед исследователями встает задача проанализировать минералы литофильного процесса на все характерные для него редкие элементы (аналогично и в других процессах). Результаты такого анализа могут быть самыми неожиданными, в справедливости чего нас убеждает недавнее обнаружение О. Д. Ставровым и А. М. Портновым (1965) исключительно высокого содержания цезия (до 1,32%) в астрофиллите, который может предоставить интерес даже для промышленного получения данного элемента.

ЛИТЕРАТУРА

- Арепс Л. X., Либенберг У. Р. Геохимическое исследование редких элементов южноафриканских минералов и пород.— В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд-во АН СССР, 1952.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Белов Н. В. По поводу работы А. А. Беуса «О положении щелочных металлов в структуре берилла».— Геохимия, 1959, № 3.
- Беус А. А. О положении щелочных металлов в структуре берилла.— Геохимия, 1959, № 3.
- Беус А. А., Сиггин А. А., Северов Э. А., Субботин К. Д. Альбитизированные граниты. (Апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф. Содержание редких щелочей в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по спектральным анализам.— Геохимия, 1957, № 5.
- Вернадский В. И. О цезии и полевых шпатах.— Изв. Росс. Акад. наук, 1909, № 3.
- Вернадский В. И. О рубидиевом и цезиевом полевом шпате.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, 5, № 7.
- Герасимовский В. И. Характерные особенности минералогии пегматитов агпаитовых нефелиновых спенитов.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». Межд. геол. конгресс, сессия XXII, Докл. советских геологов. Проблема 6. Изд-во «Недра», 1965.
- Гинзбург А. И. 1. К вопросу о химическом составе берилла.— Труды Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
- Гинзбург А. И. 2. Минералого-геохимическая характеристика литневых пегматитов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
- Гинзбург А. И. К вопросу о составе цинкового рокбриджита.— Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Гинзбург А. И., Берхли С. И. О составе и химической конституции литневых слюд.— Труды Мин. музея АН СССР, 1953, вып. 5.
- Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов, ОНТИ, 1938.
- Дорфман М. Д. К вопросу определения генезиса берилла.— Докл. АН СССР, 1952, 32, № 4.
- Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». Межд. геол. конгресс, сессия XXII. Докл. советских геологов. Проблема 6. Изд-во «Недра», 1965.
- Калита Е. Д., Чернышкова Л. П. Распределение редких щелочных металлов в топазо-морионовых пегматитах как критерии их продуктивности.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». Межд. геол. конгресс, сессия XXII. Доклады советских геологов. Проблема 6. Изд-во «Недра», 1965.
- Кузьменко М. В. О роли слюд в процессе концентрации тантала.— Докл. АН СССР, 1961, 140, № 6.
- Мелентьев Г. Б. Рубидиевый лепидолит из гранитного пегматита Саян.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 3.
- Семенов Е. И. Литневые и другие слюды и гидрослюды в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 41.
- Семенов Е. И. О содержании лития и рубидия в минералах из щелочных пегматитов Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
- Солодов Н. А. О распределении редких элементов в минералах гранитных пегматитов.— Геохимия, 1958, № 8.
- Солодов Н. А. Распределение щелочных элементов и бериллия в минералах одного из зональных пегматитов Монгольского Алтая.— Геохимия, 1960, № 8.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Ставров О. Д., Портнов А. Н. К геохимии цезия в щелочных породах.— Геохимия, 1965, № 3.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Фабрикова Е. А. Пламеннофотометрическое определение щелочных металлов в силикатных породах и минералах.— Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 6.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. III. Изд-во АН СССР, 1937.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
- Шмакин Б. М. Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского района.— В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». Межд. геол. конгресс, сессия XXII. Доклады советских геологов. Проблема 6. Изд-во «Недра», 1965.
- Hess F. L. a. Fahey J. J. Gasium biotite from Custer Country, South Dakota.— Amer. Min., 1932, 17.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, N 2.

М. Б. ЧИСТЯКОВА

**БЕРИЛЛ И БАЦЦИТ
ИЗ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПОЛОСТЕЙ
ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАЗАХСТАНА**

Берилл не совсем обычного состава и редко встречающийся скандиевый аналог берилла — баццит были встречены при изучении минералов хрусталеносных полостей пегматитов, залегающих в лейкократовых субщелочных гранитах пермского возраста в Казахстане. На изучаемом месторождении известно несколько генетических типов тел — пегматиты, грейзены и гидротермальные жилы, являющиеся продуктом деятельности остывающего гранитного очага.

Гидротермальные образования представлены кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами, в которых, кроме кварца и флюорита, иногда встречается лишь незначительное количество мелкочешуйчатой слюдки. Гидротермальные жилы расположены в тектонически нарушенных зонах северо-восточного простирания.

Грейзены наблюдаются в виде тел неправильной формы и узких полос довольно значительной протяженности вдоль зон трещиноватости северо-западного направления. По составу различаются грейзены кварцевые, кварц-гематитовые, слюдисто-кварцевые, флюорит-кварцевые и слюдисто-флюоритовые. Помимо породообразующих минералов, в них встречается значительное число аксессуарных минералов, среди которых обнаружены сульфиды железа, свинца, цинка, меди, висмута, тапталло-ниобаты, соединения бериллия, редких земель и скандия.

Хрусталеносные пегматиты представлены двумя группами тел. Первая группа объединяет небольшое число тел, приближающихся к так называемым камерным пегматитам (Ермаков, 1955), и некоторыми исследователями относится именно к этому типу пегматитов (Мельников, 1965). Пегматиты этой группы расположены в участках гранитного массива, где слабо проявлены тектонические нарушения. Пегматиты представлены более или менее изометричными зональными телами и характеризуются простым минеральным составом. Главным минералом хрусталеносных полостей в них является кварц; микрсклин и альбит находятся в резко подчиненном количестве. Аксессуарные минералы представлены ничтожным количеством флюорита, хлорита, магнетита, ильменита, циркона, галенита и в редких случаях астрофиллита.

Пегматиты второй группы расположены в узлах пересечения тектонических зон северо-восточного и северо-западного направлений или вблизи этих узлов. В телах сильно проявлены процессы замещения, благодаря чему первичное строение их нередко бывает в значительной степени изменено. Некоторые тела сильно раздроблены. Пегматиты этой группы характеризуются очень разнообразной минерализацией, приуроченной поч-

ти исключительно к хрусталеносным полостям. Главными минералами последних являются кварц и флюорит. Полевые шпаты, как правило, не сохраняются. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, поздними слюдами, хлоритом, сульфидами свинца, цинка, висмута, меди, а также соединениями титана, ниобия, бериллия, редких земель и скандия.

Между этими крайними группами пегматитов существует немногочисленная группа тел, расположенных в зонах трещиноватости северо-восточного направления. По типу минерализации эти тела принадлежат к пегматитам первой группы, но отличаются от последних появлением в конечную стадию заполнения полостей значительного количества флюорита и молочно-белого непрозрачного кварца.

Процесс выполнения хрусталеносных полостей пегматитов изучаемого месторождения делится на два этапа. В первый, более высокотемпературный этап образуется кварц серого, дымчатого или фиолетового цвета, слагающий ядра зональных кристаллов. Отличительной чертой его является характерная для высокотемпературных кварцев сотовидная трещиноватость.

Второй этап включает три стадии: высоко-, средне- и низкотемпературную. В высокотемпературную стадию в пегматитах обеих групп образуется кварц того же цвета, что и в первый этап кристаллизации в полостях, однако лишенный характерной трещиноватости. Он образует следующую за сотовидной прозрачную зону кварца II. В пегматитах второй группы, пространственно связанных с зонами трещиноватости северо-западного направления и с узлами пересечения зон трещиноватости северо-восточного и северо-западного направлений, в эту стадию появляется флюорит зеленого цвета (I) и акцессорная редкоземельная минерализация, отсутствующая в пегматитах первой группы (табл. 1). Встречена жила, сложенная темно-дымчатым кварцем (II) с включениями ильменита и монацита и более поздним изумрудно-зеленым флюоритом (II), пересекающая вмещающий гранит и подходящая к хрусталеносной полости одного из пегматитовых тел второй группы. Гранит в зальбандах жилы грейзенизирован и содержит мелкие кристаллы монацита. Возможно, трещина, заполненная затем указанными минералами, была одним из подводящих путей грейзенизирующих растворов. В пегматитовых телах второй группы на границе между зоной кварца, образующейся в первую стадию второго этапа, и следующей за ней зоной иногда наблюдаются обломки микроклина (см. схему), свидетельствующие о тектонических нарушениях, происшедших в это время.

Во вторую, среднетемпературную стадию в пегматитах первой группы кристаллизуется кварц дымчатой окраски различной интенсивности (III). В пегматитовых телах второй группы в это время образуется светло-дымчатый и бесцветный кварц (III) (изредка цитрин), большое количество изумрудно-зеленого и голубого флюорита (II), а также акцессорные бериллиевые и редкоземельные минералы, неизвестные в пегматитах первой группы (см. табл. 1).

В пегматитах обеих групп нередко встречаются раздробленные кристаллы кварца, а в пегматитах второй группы также и флюорита, трещины в которых залечены материалом, кристаллизующимся в следующую (третью) стадию второго этапа минералообразования в полостях. В некоторых телах наблюдается своеобразная брекчия, состоящая из остроугольных кристаллов кварца (I—III), сцементированных поздними генерациями кварца (IV) и флюорита (III). Дробление друзовых полостей месторождения в это время связано с нарушениями в тектонических зонах северо-восточного простирания, в которых в этот период формируются кварцевые и кварц-флюоритовые гидротермальные жилы. В некоторых случаях наблюдалось пересечение краевых зон пегматитов кварц-флюоритовыми жилами.

Распределение минералов хрусталеносных полостей по этапам кристаллизации в различных группах пегматитов и содержание их в грейзенах

Минерал	Пегматиты				Пегматиты с наложенной минерализацией				Грейзены *
	первый этап	второй этап			первый этап	второй этап			
		1 стадия	2 стадия	3 стадия		1 стадия	2 стадия	3 стадия	
	I сотовый	II дымчатый, фиолетовый	III дымчатый, светло-дымчатый	IV белый	I сотовый	II серый, дымчатый	III дымчатый, бесцветный	IV белый	
Кварц									+
Микроклин									
Альбит		—				—			
Биотит		—				—			
Астрофиллит		— ?				—			
Ильменит		— I				— II			+
Магнетит		—				—			+
Циркон		—				— ?			+
Колумбит		— ?				—			+
Апатит						—			
Моноцит						—			
Ксенотим						— ?			+
Флюоцерит						I			+
Висмутин				Зеленый		Зеленый	II Изумруд- голубой, по-зеле- бесцветный вый	III Фиоле- Зеленый товый	+
Флюорит							I	II	+
Фенацит									+
Берилл									+
Ортит									+
Мусковит									+
Кальцит									+
Галенит			—						+
Хлорит			—						+
Бацит			—						+
Рутил									+
Берtrandит									+
Адуляр									+
Слюда									+
Гентгельвин									+
Гематит									+
Сфалерит									+
Брукит									+
Анагас									+
									Тортвейтит

* По данным О. Ф. Кроля (КАЗНМС, Алма-Ата) и частично по нашим наблюдениям

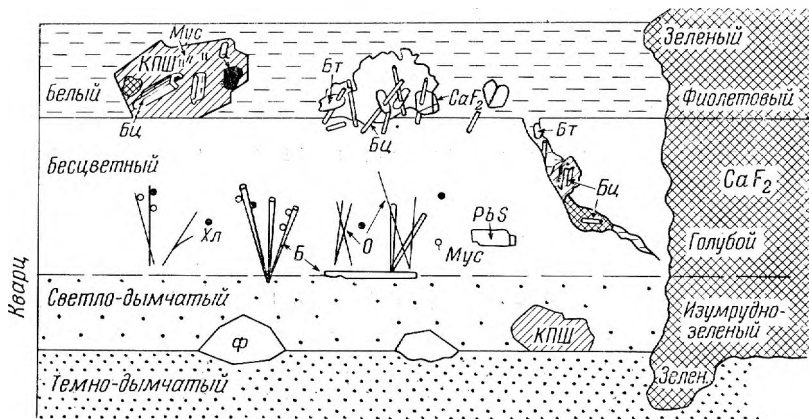


Схема распределения минералов в зонах роста кварца
(составлена на основании взаимоотношений минералов в различных кристаллах кварца одного из пегматитовых тел)

Ф — фенакит; Б — берилл; О — ортит; Хл — хлорит; Бц — бацитит;
Бт — бертрандит; Мус — мусковит; КЩШ — калиевый полевой шпат

В третью, низкотемпературную стадию второго этапа кристаллизации в хрусталеносных полостях большинства пегматитовых тел месторождения (в том числе и в основной массе тел первой группы) образуется белый мутный кварц, слагающий периферическую зону кристаллов, и значительное количество мелкозернистого флюорита фиолетового, а затем зеленого цвета. В телах второй группы продолжается кристаллизация бериллиевых минералов, отсутствующих в пегматитах первой группы.

Локализация пегматитов второй группы вблизи тектонически нарушенных зон северо-западного направления, являвшихся путями продвижения растворов, давших начало грейзеновым образованиям района, а также в узлах пересечения этих зон с зонами северо-восточного направления, в которых расположены кварц-флюоритовые гидротермальные жилы, наличие в пегматитах второй группы большого количества флюорита, а также аксессуарной редкоземельной и бериллиевой минерализации, характерной для грейзенов изучаемого района и неизвестной в пегматитах первой группы, дают возможность предполагать, что пегматитовые тела второй группы подверглись воздействию минерализованных растворов, деятельность которых в соседних участках привела к образованию грейзенов и гидротермальных жил.

В наложенной аксессуарной минерализации пегматитов второй группы значительную роль играют соединения бериллия. Здесь встречены фенакит, бертрандит, берилл, бацитит, гентгельвин (Чистякова и др., 1966), миларит (Чистякова и др., 1964). Среди прочих бериллиевых минералов особый интерес представляют берилл и его скандиевый аналог — бацитит, обнаруженные в виде включений в зональных кристаллах кварца и флюорита — породообразующих минералов друзовых полостей месторождения.

Образование бериллиевых минералов начинается в период дробления хрусталеносных полостей между первым и вторым этапами их заполнения, в конце роста зоны темно-дымчатого прозрачного кварца. Как видно на приведенной схеме, в это время образуются чечевицеобразные и короткопризматические белые и бесцветные кристаллы фенакита. Размер кристаллов до 0,5 см. Основания их врастают в периферическую часть темно-дымчатой зоны кварца. Индукционная поверхность раздела свидетельствует об одновременной кристаллизации темно-дымчатого кварца и фенакита. Внешняя сторона кристаллов фенакита заключена в следующую зону светло-дымчатого кварца, относящуюся ко второму этапу выполнения полостей

тей. Идиоморфные очертания внешней части кристаллов фенакита свидетельствуют о более позднем нарастании кварца, что можно объяснить либо перерывом в отложении кварца между его зонами темно- и светло-дымчатого цвета, либо различной скоростью роста кварца и фенакита. Последнее предположение кажется нам более вероятным для описываемого случая. Свидетельством происшедшего в это время тектонического нарушения являются обломки микроклина, наблюдающиеся иногда во внутренней части зоны светло-дымчатого кварца, содержащего фенакит.

С зонами светло-дымчатого и следующего за ним бесцветного кварца и с голубым флюоритом связано образование берилла и ассоциирующих с ним ортита, мусковита, кальцита, хлорита и галенита, а с концом кристаллизации зон бесцветного кварца и голубого флюорита — баццита.

Берилл начинает кристаллизоваться в периферической части светло-дымчатой зоны кварца. Обычно кристаллы его образуют радиальнолучистые агрегаты, растущие основаниями в зону светло-дымчатого кварца. Реже берилл вырастает в светло-дымчатый кварц в «лежащем» положении. Основная масса его заключена в зону бесцветного кварца, с внутренней частью которой берилл имеет индукционную поверхность раздела. Интересно, что кристаллы берилла часто конической формы, расширяющейся к центру зоны бесцветного кварца. Такая форма свидетельствует об одновременном росте кварца и берилла, причем верхняя часть берилла во время роста оставалась свободной. Самая верхняя часть кристаллов берилла идиоморфна по отношению к содержащему ее бесцветному кварцу и была захвачена им, по-видимому, после окончания формирования кристаллов берилла.

Несколько позже начала образования берилла в пределах зон бесцветного кварца и голубого флюорита начинается образование ортита, который в дальнейшем кристаллизуется совместно с бериллом. Ортит наблюдается в виде темно-коричневых кристаллов игольчатого габитуса, образующих радиальнолучистые и сноповидные сростки. Длина кристаллов не превышает 1 см, поперечное сечение 0,01—0,03 см. Основания кристаллов ортита, расположенных длинной стороной в основном перпендикулярно к зонам роста кварца, с бесцветным кварцем имеют индукционный характер поверхности. «Верхняя» часть кристаллов, так же как и у берилла, идиоморфна по отношению к вмещающему кварцу.

После выпадения берилла и ортита кристаллизуются мусковит, галенит и хлорит. Мусковит в виде мелкочешуйчатых сферолитов нарастает на свободные в это время части кристаллов берилла и ортита, а также проникает в бесцветный кварц, заключающий эти кристаллы. Размер сферолитов обычно менее 0,1 см. Галенит кристаллизуется после образования мусковита. Наблюдается в виде кубических кристаллов, вершины которых притуплены слабо развитыми гранями октаэдра. Размер кристаллов достигает 2 см. После кристаллизации галенита образуется хлорит в виде мелких (до 0,1 см) сферолитов.

Следует заметить, что если зона бесцветного кварца значительной мощности (более 3 см), то хорошо видно, что все указанные выше минералы обычно образуются в пределах внутренней части этой зоны. Центральная и периферическая части зоны бесцветного кварца не содержат включений других минералов. В самый конечный момент формирования ее начинается образование баццита.

Кристаллы кварца, одновременно содержащие берилл и баццит, нами обнаружены не были. Однако постоянная приуроченность берилла к внутренней части зоны бесцветного кварца, а баццита — к внешней и к следующей за бесцветной белой мутной зоне кварца позволяет предполагать наличие перерыва во времени между отложением берилла и баццита.

Начало кристаллизации баццита происходит в спокойной обстановке конца второй стадии второго этапа выполнения полостей. В это время образуются мелкие кристаллы баццита, частично или полностью растущие

щие в периферию зон бесцветного кварца и голубого флюорита. Далее происходит новое тектоническое нарушение, отделяющее вторую стадию второго этапа минералообразования в полостях от третьей. Во время подвижки бацитит еще продолжает некоторое время кристаллизоваться в пределах непрозрачной зоны кварца, где ассоциирует с фиолетовым флюоритом, появляющимся в это время и кристаллизующимся одновременно с периферической зоной кристаллов бацитита. О кристаллизации бацитита в период тектонического нарушения свидетельствует также проникновение его совместно с белым мутным кварцем и фиолетовым флюоритом третьей стадии второго этапа по трещинам в ранние зоны кварца и флюорита.

На границе зон бесцветного и белого мутного кварца встречаются обломки микроклина с метасоматически развивающимся по нему бацититом (вне кристаллов кварца и флюорита в некоторых телах наблюдались постепенные переходы от неизменного микроклина к бацитит-слюдисто-кварц-флюоритовому агрегату, замещающему его). Заканчивается кристаллизация бацитита в самом начале образования зон белого мутного кварца и фиолетового флюорита. Совместно с последними, помимо бацитита, в дальнейшем образуются берtrandит, фенакит (II) и гентгельвин.

Как уже упоминалось выше, периферическая зона кварца имеет сложное полосчатое строение и складывается из многократно чередующихся прослоев бесцветного и белого кварца. В ранний период формирования этой зоны после кристаллизации бацитита в ассоциации с незначительным количеством позднего микроклина образуются радиальнолучистый фенакит (вторая генерация) и берtrandит. Взаимоотношения между фенакитом и берtrandитом недостаточно выяснены, так как образуются они, как правило, в разных телах или в различных частях одного и того же тела в ассоциации с кварцем и фиолетовым флюоритом. Лишь в одном образце наблюдалось нарастание мелких кристаллов берtrandита на растворенные длиннопризматические кристаллы фенакита из радиальнолучистого сростка, что дает основания говорить о более раннем образовании фенакита.

Фенакит II расположен на границе зон бесцветного и белого кварца или в самой внутренней части зоны белого кварца. Обычно он нарастает на бесцветный кварц без следов совместного роста, с зоной же белого кварца имеет индукционную поверхность раздела. Так же как и бацитит, фенакит II совместно с кварцем и флюоритом проникает по трещинам во внутренние зоны дробленных кристаллов кварца и флюорита. В случае нарастания фенакита на бацитит границы между минералами резкие.

Берtrandит кристаллизуется совместно с одним из ранних прослоев кварца периферической зоны, с которым со стороны нарастания всегда разделен индукционной поверхностью. Образует призматические и пластинчатые кристаллы, бесцветные или белые. В пустотах наблюдались кристаллы берtrandита, нарастающие на бацитит и даже на берилл. В обоих случаях граница нарастания резкая, без следов замещения.

Описываемые в настоящей работе берилл и бацитит внешне очень сходны и отличаются в основном степенью прозрачности. Макроскопически они могут быть определены только по положению в зональных кристаллах кварца и по взаимоотношениям с другими минералами.

БЕРИЛЛ

Берилл образует кристаллы длиннопризматического и игольчатого габитуса. Размер их колеблется от 0,4—0,5 до 1,5 см в длину при поперечном сечении у длиннопризматических кристаллов 0,1—0,15 см, у игольчатых — доли миллиметра. Строение кристаллов берилла зональное, причем зональность прослеживается как перпендикулярно, так и вдоль удлинения кристалла. Вначале образуются тонкие, часто волосовидные кристаллы бес-

цветного берилла, затем на них (исключая основания кристаллов, вросшие в кварц) нарастает периферическая зона голубого берилла. Реже наблюдаются кристаллы, в которых смена окраски происходит только вдоль длинной оси. Это можно объяснить тем, что к моменту появления голубого берилла вся или почти вся бесцветная часть кристалла была захвачена растущей зоной кварца и нарастание голубого берилла происходило по (0001) минерала.

Результаты исследования бесцветного и голубого бериллов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Результаты исследования бесцветного и голубого бериллов

Берилл	№ *	№ *	Плеохроизм	Удельный вес **	α_0^{3*} , Å	ϵ_0 , Å	Микротвердость на призме 4^* , кг/мм ²	Электромагнитность
Бесцветный	1,579	1,572	—	2,71	9,221± 0,007	9,173± 0,007	1250	Неэлектромагнитен
Голубой	1,588	1,580	№—бесцветный №—голубой	2,74	9,267± 0,005	9,202± 0,005	1096	Электромагнитен

* Показатели преломления ¹ определялись в иммерсионном препарате с одновременной проверкой жидкостей на рефрактометре.

** Уд. вес определен микрометодом С. И. Лебедевой (ИМГРЭ). Точность определения ±0,05.

*** Параметры вычислены методом индифференциальной дебаеграммы Э. П. Размановой (Ин-т кристаллографии АН СССР).

**** Определена С. И. Лебедевой (ИМГРЭ АН СССР) на приборе ПМТ-3.

В табл. 3 приведены спектральные анализы бесцветного и голубого берилла. Как видно из табл. 3, голубой берилл содержит больше примесей Sc, Nb, Na, Mg, что приводит к увеличению показателей преломления, плотности и параметра ϵ_0 (см. табл. 2).

Таблица 3

Данные спектрального анализа бесцветного и голубого бериллов и бацитита *

Элементы	Берилл бесцветный			Элементы	Берилл голубой			Элементы	Бацитит		
	Берилл бесцветный	Берилл голубой	Бацитит		Берилл бесцветный	Берилл голубой	Бацитит		Берилл бесцветный	Берилл голубой	Бацитит
Sc	—	3·10 ⁻³	n ⁻	V	n ⁻ ·10 ⁻³	n ⁺ ·10 ⁻³	3·10 ⁻³	Al	n ⁺	n ⁺	0, n ⁺
P	5·10 ⁻²	5·10 ⁻²	—	Li	0,1	n·10 ⁻²	—	Fe	0, n	0, n	0, n ⁺
Mn	n ⁻ ·10 ⁻²	n·10 ⁻²	1	Cu	3·10 ⁻³	1·10 ⁻³	—	Cr	—	1·10 ⁻³	—
Pb	5·10 ⁻³	5·10 ⁻³	3·10 ⁻²	Ag	3·10 ⁻⁴	—	—	Ca	0, n ⁻	0, n ⁻	0,1
Sn	—	—	n·10 ⁻²	Zn	3·10 ⁻²	1·10 ⁻²	—	Sr	—	—	1·10 ⁻²
Nb	—	2·10 ⁻³	3·10 ⁻³	Ti	5·10 ⁻²	6·10 ⁻²	1·10 ⁻²	Ba	n ⁻ ·10 ⁻²	n ⁻ ·10 ⁻²	—
Ga	2·10 ⁻⁴	1·10 ⁻³	n·10 ⁻⁴	Ni	—	—	1·10 ⁻³	Y	n·10 ⁻²	—	n·10 ⁻²
Mo	—	—	n ⁻ ·10 ⁻⁴	Zr	3·10 ⁻³	5·10 ⁻³	0, n	La	—	—	n·10 ⁻²
								Ce	—	—	0,1

* Спектральные анализы выполнены А. С. Дудыкиной (ИГЕМ АН СССР). n⁻ = 1—3; n = 4—6; n⁺ = 7—9 в любом знаке (целые, десятые, сотые и т. д.).

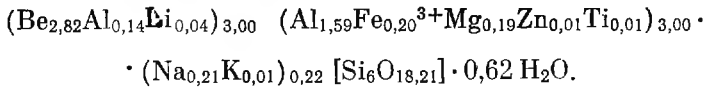
В связи с незначительным распространением и малыми размерами кристаллов берилла разделить его по зонам на химический анализ не удалось. Приведенный в табл. 4 анализ сделан из смешанного материала. Для

Результаты анализа бериллов из хрусталеносных полостей

Окислы	Бериллы из Казахстана *	Бериллы из хрусталеносных полостей Сибири (Корнетова, 1966)	Бериллы из хрусталеносных полостей СССР (Ивантшин и др., 1957)	
			зеленоватый	зеленовато-желтый
SiO ₂	64,00	65,71	65,89	66,04
TiO ₂	0,12	—	Сл.	—
Al ₂ O ₃	15,64	17,88	17,04	17,97
Fe ₂ O ₃	2,84	0,19	1,48	1,28
FeO	Не опр.	0,79	—	—
MnO	» »	—	—	—
MgO	1,34	0,64	0,17	0,24
CaO	Не обп.	0,85	0,34	0,24
ZnO	0,20	—	—	—
BeO	12,52	12,29	14,10	13,50
Li ₂ O	0,1146	0,02	—	—
Na ₂ O	1,17	0,27	—	} 0,04
K ₂ O	0,056	0,77	—	
Rb ₂ O	Не обн.	—	—	—
Cs ₂ O	0,0391	0,07	—	—
H ₂ O ⁺	2,00	0,82	0,82	0,26
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	—	—
Сумма	100,02	100,30	99,84	100,07

* Аналитик В. А. Молева (ИГЕМ СССР).

сравнения в табл. 4 приведены химические анализы бериллов из хрусталеносных полостей в пегматитах других месторождений. Пересчет анализа берилла (табл. 5) приводит к эмпирической формуле:



Как видно из приведенного анализа и формулы минерала, состав изучаемого берилла весьма своеобразный. По количеству и составу щелочей он попадает в группу щелочных натриевых бериллов, высокое же содержание MgO (1,34%) позволяет отнести его к щелочноземельным разновидностям. Интересной особенностью описываемого берилла является также необычно высокое содержание в нем железа (2,84% Fe₂O₃). До настоящего времени было известно несколько образцов берилла, содержащих большее количество MgO — 1,5—3,37% (Власов; Cubelin, 1960; Jakob, 1938) и один образец с более высоким содержанием железа (FeO + Fe₂O₃) — 4,32% (Schaller a. oth., 1962). Большинство из этих бериллов образовалось в пегматитах «линии скрещения», залегающих в различного рода сланцах (Власов; Cubelin, 1960; Jakob, 1938) и гибридных породах (Schaller, 1962), чем и объясняется большое количество и сложный состав их примесей. Известен также один неполный химический анализ берилла из кварцевых жил с высоким содержанием железа и магния (3,4% — Fe₂O₃, 1,5% — MgO (Watter, 1963). Имеющиеся же в литературе очень редкие анализы берилла из хрусталеносных полостей пегматитов свидетельствуют о невысоком содержании в нем щелочей и других примесей (см. табл. 4). Несколько

повышенное содержание железа характерно для берилла из грейзенов (Фекличев, 1964), однако такой высокий процент железа отмечается для них впервые.

Интересно, что габитус и цвет кристаллов изучаемого берилла не соответствуют имеющимся представлениям о связи состава с внешним обликом берилла. По данным В. Г. Фекличева, щелочные бериллы, связанные с пегматитами, как правило, призматического или даже короткопризматического габитусов, непрозрачны и окрашены в белый или бледные тона зеленого или розового цвета. Длиннопризматические голубые прозрачные бериллы образуются в незамещенных пегматитах и в грейзенах. Они или лишены щелочей, или содержат незначительные количества их. В нашем случае наблюдается сочетание повышенного количества щелочей с длиннопризматическим и даже игольчатым и волосовидным габитусом берилла, а также высокое для бериллов из хрусталеносных полостей содержание железа и магния.

В поздние этапы формирования месторождения берилл подвергается растворению, а иногда и замещению желто-зеленым глинистым материалом. Интересно, что более поздние бериллиевые минералы по бериллу не развиваются.

БАЦЦИТ

Баццит, как уже говорилось, является следующим за бериллом бериллиевым минералом. В случае свободного роста в пустотах баццит образует кристаллы, внешне неотличимые от берилла. Кристаллы имеют длиннопризматический и игольчатый габитус. Размер их не превышает 1,5 см в длину, поперечное сечение менее 0,1 мм. Гораздо чаще встречаются скелетные кристаллы и неправильные выделения баццита, метасоматически развивающегося совместно с кварцем, слюдой и флюоритом по микроклину. В таких баццит-слюдисто-кварц-флюоритовых агрегатах наблюдались кристаллы баццита в виде полых шестигранников, иногда незамкнутых, выполненных более поздним минеральным комплексом (кварцем, фиолетовым флюоритом и бертрандитом), замещающим оставшийся внутри скелетных кристаллов микроклин. Скелетные кристаллы баццита достигают крупных для этого минерала размеров. В одном случае был обнаружен разрушенный длиннопризматический полый кристалл баццита длиной около 2 см, с поперечным сечением 0,3 см.

Чистый баццит прозрачен и в большинстве случаев окрашен в интенсивный голубой цвет. Изредка встречаются кристаллы баццита с зеленоватым оттенком. Большая часть кристаллов зональна. Внутренняя зона сложена прозрачным или полупрозрачным голубым баццитом, внешняя сильно замутнена, благодаря чему приобретает светло- или серо-голубой цвет. Возможно, это связано с условиями кристаллизации, так как внутренняя зона образовалась в спокойной обстановке конца второй стадии второго этапа заполнения полостей, внешняя — в период тектонических подвижек на границе двух стадий. В пустотах были обнаружены игольчатые кристаллы баццита с выщелоченной внутренней зоной. В нескольких случаях наблюдалось нарастание на кристаллы голубого баццита мельчайших (менее 1 мм в длину) игольчатых кристаллов бесцветного баццита. В отличие от более крупных голубых кристаллов они хорошо образованы, чисты, прозрачны. Среди них часто наблюдаются кристаллы, уплощенные по (1000). В одном из образцов такие кристаллы нарастали на внутреннюю поверхность скелетного кристалла голубого баццита. Наблюдалось также появление бесцветных зон на концах голубых кристаллов; при этом ясно видно, что бесцветная часть состоит из параллельного сростка мельчайших бесцветных кристалликов. Возможно, образование более позднего бесцветного баццита связано с переотложением вещества при растворении внутренних зон минерала.

Таблица 5

Пересчет химического анализа берилла

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Ат. колич.	Отнош. ат. колич.
SiO ₂	64,00	1,03560	1,0656	6
TiO ₂	0,12	0,00150	0,0015	0,008
Al ₂ O ₃	15,64	0,15342	0,3038	1,727
Fe ₂ O ₃	2,84	0,01778	0,0356	0,200
BeO	12,52	0,50034	0,5003	2,817
MgO	1,34	0,03323	0,0332	0,186
ZnO	0,20	0,00245	0,0024	0,013
Li ₂ O	0,1146	0,00383	0,0076	0,042
Na ₂ O	1,17	0,01888	0,0378	0,212
K ₂ O	0,056	0,00058	0,0012	0,006
CaO	0,0391	0,00013	0,0002	0,001
H ₂ O ⁺	2,00	0,11111	0,1111	0,625
С у м м а	100,02	Общий делитель: 1,0656 : 6 = 0,1776		
Уд. вес *	2,73 ± 0,01			

* Определен методом гидростатического взвешивания Е. П. Погодиной (ИГЕМ АН СССР).

Блеск бациты стеклянный. Микротвердость¹ колеблется в пределах 851—897 кг/мм². Уд. вес² 2,77. Электромагнитен. При силе тока 0,7 а ярко-голубой бацит попадает в электромагнитную фракцию, светло-голубой — в неэлектромагнитную.

Таблица 6

Химический состав бациты из Валь Стрема (Швейцария),
определенный методом электронного микрозондирования
(в вес. %)

Элементы	Содержание	Окислы	Содержание
Si	30,3 ± 1,2	SiO ₂	64,8 ± 2,9
Sc	9,8 ± 0,3	Sc ₂ O ₃	15,1 ± 0,4
Fe	5,8 ± 0,2	Fe ₂ O ₃	8,3 ± 0,3
Al	0,3 ± 0,1	Al ₂ O ₃	0,5 ± 0,02
Be	4,5 ± 0,2	BeO (вычисл.)	13,8 ± 0,05
		С у м м а	102,5 ± 4,3

Микроскопически бациты отличается от голубого берилла только более высокими показателями преломления. Последние колеблются в широких пределах: $N_o = 1,622—1,636$; $N_e = 1,602—1,618$. Показатели преломления бесцветного бациты те же, что и голубого, на который он нарастает. Зональные кристаллы имеют одинаковые показатели преломления для обеих зон. Микроскопически зоны отличаются только различной степенью

¹ Определена С. И. Лебедевой (ИМГРЭ) на приборе ПМТ-3.

² Определен методом гидростатического взвешивания Е. П. Погодиной (ИГЕМ АН СССР).

прозрачности. Окрашенные разности плеохроируют от бесцветного до темно-голубого, $N_o < N_e$. Все изученные образцы одноосны, отрицательны. Зависимость оптических констант и других свойств минерала от состава изучить не удалось из-за микроскопических размеров большинства выделений баццита.

Благодаря большой редкости баццита и небольшим концентрациям долгое время не удавалось изучить его химический состав. Недавно приближенный состав баццита был выяснен методом электронного микрозондирования Новацким и Фэном (Nowacki, Phan, 1964; табл. 6).

Таблица 7

Результаты химического анализа баццита и пересчет на формулу

Оксиды	Вес. %	Молек. колич.	Ат. колич.	Расчет на 6 Si (I)		Расчет на 18 O (II)	
				отношение ат. колич.	группировка	отношение ат. колич.	группировка
SiO ₂	58,80	0,9790	0,9790	6,000	6,00	5,928	5,93
Al ₂ O ₃	0,25	0,0024	0,0048	0,029	2,05	0,029	2,02
Sc ₂ O ₃	14,44	0,1045	0,2090	1,281		1,265	
Fe ₂ O ₃	2,21	0,0138	0,0276	0,169		0,167	
FeO	3,68	0,0512	0,0512	0,313		0,310	
MgO	0,82	0,0203	0,0203	0,124		0,122	
MnO	1,58	0,0223	0,0223	0,136	0,135	3,13	
BeO	12,90	0,5156	0,5156	3,160	3,16		3,128
Li ₂ O	Не обн.	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2,82	0,0455	0,0910	0,557	0,60	0,551	0,59
K ₂ O	0,22	0,0023	0,0046	0,028		0,027	
CaO	0,31	0,0041	0,0022	0,013		0,013	
Rb ₂ O	0,037	0,0002	0,0004	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,60	0,1443	0,1443	0,885	0,88	0,873	0,87
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	—	—	—	—	—

Сумма

100,667

I. Общий делитель $0,9790,6 = 0,16316$
 II. Общий делитель $2,9726 : 18 = 0,16514$

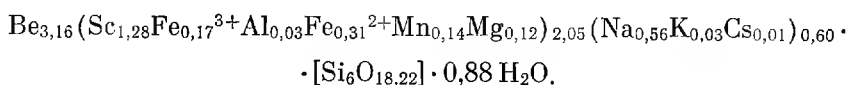
$$N_o = 1,627; N_e = 1,607; N_o - N_e = 0,020;$$

$$\text{Уд. вес } 2,77; a_0 = 9,521 \pm 0,005 \text{ \AA}; c_0 = 9,165 \pm 0,005 \text{ \AA}^*$$

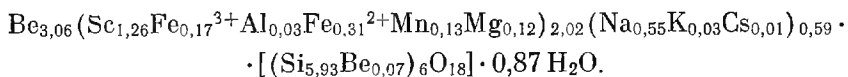
* Рентгенметрическое изучение баццита производилось З. П. Размановой (Ин-т кристаллографии АН СССР). Параметры вычислены методом индиферирования дебаеграммы.

На изучаемом месторождении баццит по сравнению с другими местами его находок встречается в значительных количествах, что позволило отобрать его на химический анализ. Минерал был отобран из баццит-кварц-флюоритового агрегата в количестве 0,67 г. Полный химический анализ произведен В. А. Молевой (ИГЕМ АН СССР). Результат анализа баццита и расчет его на формулу берилла приведены в табл. 7.

Расчет на 6 атомов кремния дает эмпирическую формулу:



Расчет на 18 атомов кислорода и группировка элементов способом, предложенным В. В. Бакакиным и Н. В. Беловым (1962), приводит к формуле:



Как показывает расчет, химический состав баццита хорошо укладывается в формулу берилла. Из приведенных формул видно, что по сравнению с бериллом в бацците наблюдается острый дефицит алюминия, который практически полностью замещен комплексом трех- и двухвалентных элементов. Главная роль среди последних принадлежит скандию. Химический состав баццита хорошо сочетается с данными кристаллохимических расчетов, по которым $\frac{2}{3}$ алюминия в бацците могут замещаться скандием. Интересно, что оставшееся количество алюминия полностью замещается двухвалентными элементами, что, как и в берилле, влечет за собой появление соответствующего количества щелочей. Таким образом, баццит является изотипным с бериллом силикатом бериллия, скандия и железа, практически не содержащим алюминия.

При сравнении составов изучаемых берилла и баццита видно очень высокое содержание марганца в бацците, обычно не достигающее в бериллах более 0,3%.

Интересно изменение состава щелочей. Как известно, с течением процесса мигералообразования в пегматитах обычно наблюдается увеличение количества щелочей в берилле с одновременным усилением роли редких щелочных металлов (Гинзбург, 1955). По данным И. Г. Павловой и Д. В. Рундквитса (1961), в гидротермальных месторождениях, напротив, в течение процесса наблюдается закономерное уменьшение лития и рубидия и возрастание содержания цезия в бериллах. В нашем случае при переходе от более раннего берилла к бацциту наряду с повышенным содержанием каждого из щелочных металлов и появлением значительного для берилла количества рубидия полностью исчезает литий. Таким образом, общий ход изменения состава и роли щелочей от берилла к бацциту является промежуточным. Поведение рубидия и цезия характерно для пегматитового процесса, лития — для гидротермального. Исчезновение лития в бацците, может быть, можно объяснить высоким содержанием в нем бериллия. Новые исследования по уточнению структуры берилла свидетельствуют о том, что литий в нем может занимать только позиции бериллия (устное сообщение В. В. Бакакина).

Интересно также различие в составе элементов-примесей в берилле и бацците. Наряду с вариациями в содержании обычных примесей в связи с вхождением в структуру баццита скандия в нем резко усиливается роль редких земель (см. табл. 3). Как известно, баццит из Бавено содержит 1,6% редких земель.

Интересно поведение скандия, количество которого резко возрастает от голубого берилла к бацциту. Как известно из литературы (Борисенко, 1964), скандий может переноситься в кислых и частично в нейтральных и щелочных растворах. Предполагается, что в кислой среде он может переноситься в виде комплексных фторидов типа MScF_4 , M_2ScF_5 или M_3ScF_6 . В щелочных растворах могут образоваться комплексные соединения скандия типа NaScF_4 , которые до определенного значения pH могут находиться в растворе. Известно также, что кварц (который в нашем случае является наряду с флюоритом главным породообразующим минералом) кристаллизуется при значениях $\text{pH} \approx 6-8$, т. е. близких к нейтральным (Зарянов, 1965). На изучаемом месторождении наличие большого количества кварца и флюорита свидетельствует о сложном составе рудообразующих растворов, а повторяющиеся тектонические нарушения, сопровождающиеся поступлением фторсодержащих растворов в хрусталеносные полости — о колебаниях значений pH среды.

Интересно, что все минералы, образующиеся на месторождении до баццита, в которых может фиксироваться скандий, содержат последний в по-

Содержание скандия в минералах из хрусталоносных полостей (по данным полуколичественного спектрального анализа) *

Минерал	Содержание Sc ₂ O ₃ (%)	Наивысшее содержание Sc ₂ O ₃ (по Борисенко, 1964)	Минерал	Содержание Sc ₂ O ₃ (%)	Наивысшее содержание Sc ₂ O ₃ (%) (по Борисенко, 1964)
минералы, кристаллизующиеся до баццита			минералы, кристаллизующиеся после баццита		
О к с л ы					
Ильменит	0,015	0,15	Рутил	0,03	0,005
			Брукит	0,03	—
			Анализ	0,03	—
			Ильменит — рутил	0,008	0,3
К а р б о н а т ы					
Кальцит	0,0014	—			
Ф о с ф а т ы					
Монацит	Нет	0,02			
Ксенотим	0,002	1,5			
С и л и к а т ы					
Циркон	0,08	0,08	Гентгельвин	0,005	0,1
Ортит	0,3	0,80	Мусковит	0,03	0,6
Берилл	0,005	0,20			
Эпидот	0,003	0,01			

* Спектральные анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР А. С. Дудыкиной. Данные анализы пересчитаны на Sc₂O₃.

вышенном количестве, но в большинстве из них он не достигает максимального значения для данного соединения (табл. 8). Объяснить появление баццита на границе высоко- и низкотемпературных стадий второго этапа минералообразования в полостях привнесом вновь поступившими в это время растворами невозможно, так как баццит начинает кристаллизоваться до тектонического нарушения, происшедшего между этими стадиями. Кроме того, как показало изучение кварц-флюоритовых жил, образовавшихся из поступивших в это время растворов, последние или не содержали повышенных количеств скандия, или он не выпадал из них. Источником скандия были, вероятно, частично собственно пегматитовые растворы, а также гидротермальные растворы, наложенные на пегматитовые тела в ранние стадии заполнения друзовых полостей, до начала кристаллизации бериллиевых минералов. С течением времени, несмотря на некоторое рассеяние его в ранних минералах, скандий накапливается в растворе в повышенных количествах. Выпадение большого количества флюорита в течение второй стадии второго этапа минералообразования в полостях привело, очевидно, к постепенному повышению значений pH среды, что, в свою очередь, сказалось на поведении скандия. Если в бесцветном берилле скандия еще нет, то в последующий момент он начинает фиксироваться в голубом берилле и в ортите, не достигая, однако, максимальных содержаний, известных для этих минералов (табл. 8). Продолжающаяся кристаллизация флюорита и связанное с этим дальнейшее повышение щелочности среды вызвало образование собственно скандиевого минерала — баццита. Следующая затем тектоническая подвижка в на-

чале третьей стадии второго этапа заполнения полостей и связанное с ней поступление в пегматитовые тела насыщенных фтором растворов вновь вызывают рассеяние скандия в различных минералах.

Изложенный в статье материал можно кратко сформулировать в следующих положениях:

1. Описываемые в статье берилл и бацитит, хотя и были найдены в друзовых полостях хрусталеносных пегматитов, являются, вероятно, гидротермальными минералами, генетически связанными с наложенными на пегматиты минерализованными растворами.

2. Образование бацитита на месторождении связано с возрастанием значения рН минерализующей среды при повышенной концентрации скандия в растворе.

3. Химический состав и формула бацитита подтверждают сделанный рядом авторов вывод о том, что минерал является скандиевым аналогом берилла; при этом $2/3$ алюминия в нем замещается скандием, а остальная часть — двух- и трехвалентным железом и в меньшей степени марганцем, магнием и др. Алюминий в бацитите практически отсутствует.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. И. К вопросу о химическом составе берилла.— Труды Мин. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
- Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллохимия берилла.— Геохимия, 1962, № 5.
- Борисенко Л. Ф. Скандий.— В сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Изд-во «Наука», 1964.
- Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа.— Докл. Юбил. научной сессии МГУ, 1955.
- Зарянов К. Б. О петрографических особенностях некоторых гранитных интрузий Казахстана.— Геохимия, 1965, № 5.
- Ивантшин М. И., Клочков В. Т. и др. Пьезокварцевые пегматиты Волыни. Изд-во АН УССР, Киев, 1957.
- Корнетова В. А., Осолодкина Г. А. Аквамарин из хрусталеносных полостей пегматитов и монацит, отложившийся в пустотах его выщелачивания.— Труды Мин. музея АН СССР, 1966, вып. 17.
- Мельников Ф. П. О строении и генезисе пегматитовых тел Центрального Казахстана.— Вестник МГУ, серия геол., 1965, № 3.
- Павлова И. Г., Рундквист Д. В. О распределении лития, рубидия, цезия в бериллах и мусковитах пневматолито-гидротермальных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 5.
- Фекличев В. Г. Берилл. Изд-во «Наука», 1964.
- Чистякова М. Б., Молева В. А. Гентгельвин из хрусталеносных полостей Кентского гранитного массива (Центральный Казахстан).— Труды Мин. музея АН СССР (Минералы СССР), 1966, вып. 17.
- Чистякова М. Б., Осолодкина Г. А., Разманова З. П. Миларит из Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1964, 159, № 6.
- Bergerhoff G., Nowacki W. Über die Kristallstruktur des Bazzit und ihre Beziehungen zu der des Beryll.— Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1955, 35, H. 2.
- Bertolani M. Rend. Soc. Min. Ital., 1948, 5.
- Gubelin E. Y. Notes on Sandawana emeralds.— Geomologist, 1960, 29, N 342.
- Jakob T. Drei Analisen von Beryll.— Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1938, 18, H. 2.
- Nowacki W., Phan K. D. Composition quantitative de la bazzite de Val Strem (Suisse) determinee par la microsonde electronique de Castaing.— Bull. Soc. franc. Miner. Crist., 1964, 87.
- Schaller W. T., Stevens R. E., Jahns R. H. An unusual beryl from Arisona.— Amer. Min., 1962, 47, N 5-6.
- Watters W. A. Loned blue beril from the Canaan area, Pikikiruna kanga, Nelson.— N. Z. J. Geol. Geophys., 1963, 6, N 5.

Л. К. ЯХОНТОВА

**МАГНИЙ-КАЛЬЦИЕВЫЕ И КАЛЬЦИЕВЫЕ АРСЕНАТЫ
ИЗ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ
АРСЕНИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Несмотря на то что совсем недавно появилась сводка по арсенатам кальция и магния (Pierrot, 1964), минералы этой группы изучены недостаточно. Для многих из них известны лишь единичные химические анализы, отсутствуют термограммы и другие результаты физико-химических исследований, в других случаях вызывает спор содержание и характер воды или написание формулы; наконец, очень мало данных по условиям образования этих минералов. Поэтому все новые, дополнительные и даже дублирующие сведения об арсенатах кальция и магния представляют несомненный интерес.

Рассматриваемая зона окисления сформирована по карбонатным жилам, содержащим арсенидную кобальт-никелевую минерализацию. В ней заметную роль играют такие кальциевые и магний-кальциевые водные арсенаты, как арсенат-беловит, пикрофармаколит, фармаколит и владимирит, перечисленные здесь в порядке убывания распространенности. Эти арсенаты по мере возможности были детально изучены. Результаты исследований приводятся ниже.

АРСЕНАТЫ

Арсенат-беловит является одним из наиболее распространенных не только в данной группе магний-кальциевых арсенатов, но и среди прочих гипергенных минералов месторождения. Будучи арсенатом кальция и магния, он как бы наследует состав первичных магний-кальциевых карбонатов и арсенидов в условиях развития зоны окисления.

В связи с тем, что вопросы химического состава, форм вхождения воды, оптических и других свойств арсенат-беловита из данного месторождения уже рассмотрены в литературе специально (Яхонтова, Сидоренко, 1956; Pierrot, 1964; Яхонтова, Портилья-Кеведа, 1967), в настоящей работе основное внимание уделено морфолого-генетической характеристике минерала, которая до сих пор оставалась не совсем ясной.

Следует лишь отметить, что состав арсенат-беловита из данного месторождения по результатам имеющихся двенадцати химических анализов укладывается в общую формулу $2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и, несмотря на очень тесную связь этого арсената с минералами, концентрирующими в своем составе кобальт, никель и железо, примеси указанных элементов в нем во всех случаях незначительны и колеблются в пределах 0—0,5%. Какие-либо промежуточные члены между известным на месторождении

розелитом ($2\text{CaO} \cdot \text{CoO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и арсенат-беловитом не обнаружены. Повторные определения фтора, прежде установленного в виде небольшой примеси в нескольких образцах арсенат-беловита (Яхонтова, Сидоренко, 1956), на старом и новом материале дали отрицательные результаты.

В ходе формирования зоны гипергенеза арсенат-беловит постоянно осуществляет химическую связь между арсенидными минералами (шмальтином, саффоритом и др.) и вмещающими их карбонатами (кальцитом, доломитом и анкеритом), образуясь в условиях их совместного разложения.

В начальный период окисления арсенидов описываемый минерал обычно занимает положение в контактных участках зерен арсенидов, окруженных карбонатами, которые он интенсивно замещает. В дальнейшем, когда по арсенидам образуется начальный продукт окисления — ховахсит, арсенат-беловитовый агрегат продолжает перемещаться в сторону вмещающих карбонатных минералов с частичным или полным их замещением. На поздних этапах, в условиях разложения ховахсита на более определенные по составу продукты окисления (эритрин, аннабергит, феррисимплезит, розелит и др.) арсенат-беловит отлагается не только в рудной массе, но и в виде прожилков во вмещающих породах в удалении от рудных тел (5—10 м). Таким образом, образование арсенат-беловита протекает длительно, на протяжении начальных, средних и, очевидно, конечных этапов развития зоны окисления месторождения. В числе главных причин его широкой распространенности следует назвать высокую концентрацию мышьяка и щелочноземельных элементов (кальция и магния) в первичном составе рудных тел. Минерал устойчив и в условиях очень глубоко и далеко зашедших гипергенных процессов.

Как и следовало ожидать, характер и формы нахождения арсенат-беловита в исследованной зоне окисления очень разнообразны. Среди них наиболее обычны следующие:

1. Агрегаты с ящичными и ячеистыми текстурами замещения карбонатных минералов с заполнением пустот и полостей ячеек эритрином, аннабергитом, феррисимплезитом и гетерогенитом, придающим арсенат-беловиту розовую, зеленоватую, бурую или почти черную окраску. На рис. 1 представлен наиболее характерный агрегат арсенат-беловита такого типа.

Как показало оптическое исследование, замещение карбонатов арсенат-беловитом в первую очередь происходит по направлениям их спайности с образованием характерной сетки из жгутоподобных скоплений арсената (рис. 2) и завершается полным замещением, когда обычно возникает картина, показанная на рис. 3. В связи с этим процессом замещения на месторождении широко распространены псевдоморфозы арсенат-беловита по отдельным ромбоэдрическим зернам и кристаллам карбонатных минералов.

2. Мелкокристаллические оторочки и зоны вокруг окисляющихся арсенидов на контакте последних с вмещающими их карбонатами. Мощность таких оторочек чаще 1—4 мм.

3. Тончайшие прожилки арсенат-беловита среди ховахситовых продуктов окисления, в которых этот минерал ассоциирует с эритрином, аннабергитом или феррисимплезитом.

4. Наконец, очень характерны для арсенат-беловита весьма разнообразные по форме и мощности опаловидные прожилки, развивающиеся в трещинах вмещающих пород. Мощность их 6—7 мм. Местами они переходят в ватечнопузырчатые агрегаты (рис. 4) с радиальнолучистым строением в сечении. При этом близ рудных тел арсенат-беловит в прожилках чаще окрашен в розовый или зеленоватый цвет, связанный с примесями кобальта или никеля, а с удалением во вмещающие породы он становится совершенно однородным и бесцветным.

Взаимоотношения арсенат-беловита с другими гипергенными минералами месторождения очень сложны и разнообразны, что объясняется дли-

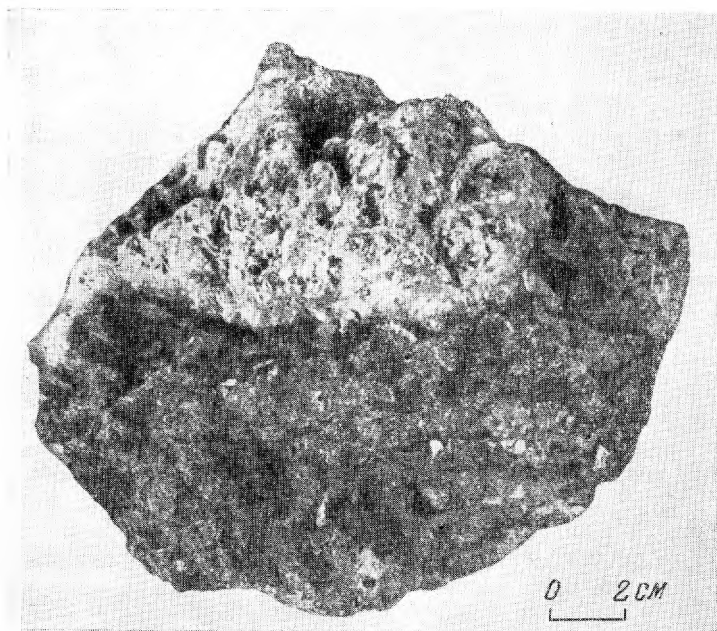


Рис. 1. Арсенат-беловит ящичной структуры замещения карбонатов. Темно-серое—арсенидный агрегат на контакте (темная полбса) — ховахсит

тельностью и многоступенчатостью его образования. Из этих не простых по своему характеру отношений можно сделать вывод о том, что в условиях данной зоны окисления наиболее стабильно и длительно существует связь между мышьяком, кальцием и магнием в форме арсенат-беловита.

Обычными спутниками арсенат-беловита на месторождении являются кобальт-никелевые арсенаты (эритрин и аннабергит) и кальциевые карбонаты (преимущественно арагонит). Эти минералы интенсивно пронизывают арсенат, образуясь, видимо, как одновременно с ним, так и позднее. Реже на поверхности арсенат-беловитового агрегата наблюдался пикрофармаколит, находящийся в тесном прорастании с арагонитом.

Пикрофармаколит на месторождении — второй по распространению среди магний-кальциевых арсенатов; в количественном отношении резко уступает арсенат-беловиту. Он принадлежит к числу сравнительно редких и малоизученных минералов, отличающихся противоречивыми и не всегда надежными данными. Достаточно указать на то, что в литературе известны химические анализы (четыре анализа) пикрофармаколита только из трех рудных зарубежных районов (Саксония, Гессен и Эльзас) и, хотя разрозненные сведения о нем и обобщены в специальной статье (Pierrot, 1961), вопросы состава и генетическая характеристика минерала остаются во многом неясными.

Пикрофармаколит, в общем напоминающий гипс, в данном случае характеризуется физическими свойствами, известными для него в литературе: форма агрегатов — розетковидные сростки; кристаллы плоскопризматические, полупрозрачные, длиной до 3—5 мм; цвет белый; блеск шелковистый; твердость 1,5—2,0; удельный вес колеблется от 2,60 до 2,68; оптический знак положительный; $cNg = 3-5^\circ$; $Ng = 1,577-1,579$; $Nm = 1,566-1,568$; $Np = 1,557-1,560$.

Ниже приведены дополнительные сведения для пикрофармаколита в виде двух химических анализов (табл. 1), порошкограммы (табл. 2), дифференциальной кривой нагревания (рис. 5) и кривой дегидратации (рис. 6).

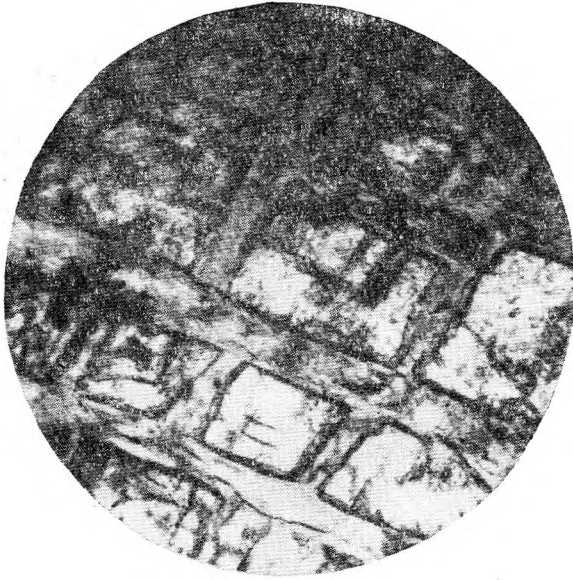


Рис. 2. Замещение карбоната по сланности арсенат-беловитом
Ник.+ , увел. 50

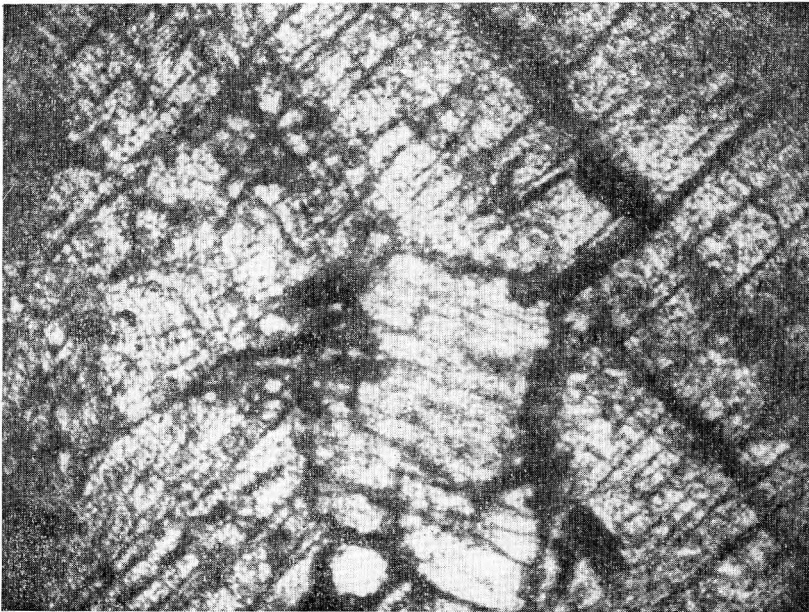


Рис. 3. Арсенат-беловит, полностью заместивший карбонат
Ник.+ , увел. 50

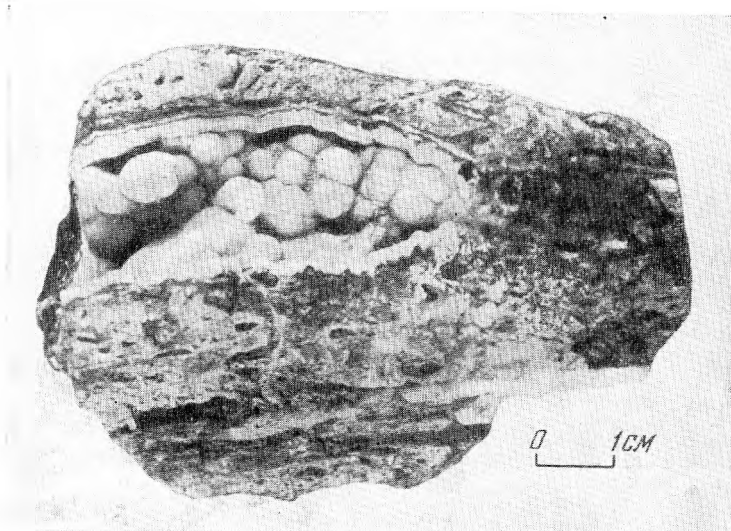


Рис. 4. Арсенат-беловит в виде прожилка во вмещающей породе

В табл. 1 для сопоставления использованы старые химические анализы пикрофармаколита из рудников близ Рихельсдорфа (Гессен) и Фрайберга (Саксония), где этот минерал был впервые обнаружен, и один анализ, который характеризует сравнительно недавнюю находку арсената в месторождении Санта-Мария в Эльзасе. Два ранних анализа, очень близкие друг к другу, рассчитываются на общую формулу $4\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{As}_2\text{O}_5 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$, в то время как новый анализ Пьерро (Pierrot, 1964) показал следующий состав минерала: $5\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{As}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. При таком расхождении формул пикрофармаколита несомненный интерес представлял состав арсената из рассматриваемой зоны окисления. Как видно, он оказался более близким к составу образцов из первых находок и выразился общей эмпирической формулой $4\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{As}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Поэтому трудно согласиться с Пьерро в том, что на данном этапе исследований наиболее

Таблица 1

Результаты химических анализов пикрофармаколита (в вес. %)

Окислы	Новые анализы *		Литературные данные		
	1	2	Дэна (1954)		Pierrot (1961)
			Рихельсдорф	Фрайберг	
CaO	24,49	24,63	24,65	25,77	27,90
MgO	4,43	3,17	3,22	3,73	4,45
As ₂ O ₅	48,19	49,15	46,97	46,93	45,50
H ₂ O	22,42	23,65	23,98	24,01	21,36
Прочие	0,75 ^{2*}	Нет	1,00 ^{3*}	Нет	0,48 ^{4*}
Сумма	100,28	100,60	99,82	100,44	99,69

* Эти и прочие химические анализы выполнены на кафедре минералогии МГУ аналитиками А. Н. Буквиной и И. А. Пономаревой. ^{2*} Fe₂O₃. ^{3*} CoO. ^{4*} Нерастворимый остаток.

надежна и правильна формула эльзасского образца, представленная в виде $(Ca, Mg)_3(AsO_4)_2 \cdot 6H_2O$.

Только структурные исследования или по крайней мере изучение форм вхождения воды в микрофармаколит помогут окончательно решить вопрос о формуле этого арсената, так как уже небольшие расхождения анализов

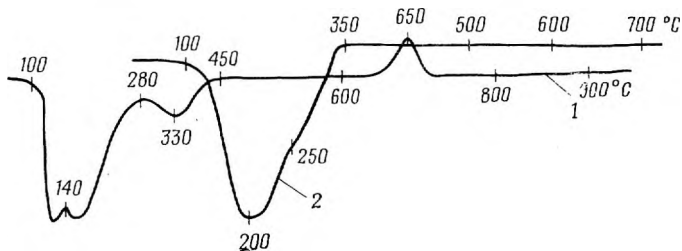


Рис. 5. Дифференциальные кривые нагревания микрофармаколита (1) и фармаколита (2)

по содержанию в них тех или иных компонентов влекут за собой ощутимые изменения ее вида. Предлагаемая выше формула в виде нормального арсената к тому же еще с изоморфным замещением Ca на Mg вызывает большие сомнения, тем более, что большинству имеющихся теперь химических анализов в большей мере отвечает кислая соль $Ca_4MgH_2 \cdot (AsO_4)_4 \cdot 12H_2O$ или ее другой вариант $Ca_4Mg(HAsO_4)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$.

До сих пор была известна одна дебаеграмма микрофармаколита (Pierrot, 1961), поэтому в настоящей работе приведены межплоскостные расстояния, полученные для исследованных образцов (табл. 2). Эти данные, показавшие более четкую и более интенсивную картину, полностью снимают возможный вопрос о различных минералах, описанных нами и Пьерро, так как в данном случае, как видно, действительно рассмотрены структурно идентичные образцы.

Следует остановиться на результатах термического изучения микрофармаколита. В указанной сводной работе Пьерро (1964) дифференциальная кривая нагревания минерала отсутствует, но в ней содержится кривая дегидратации, согласно которой микрофармаколит теряет воду в два приема: 1) в интервале $80-160^\circ$ около 8,5% и 2) в интервале $200-500^\circ$ около 11%. На рис. 5 приведена дифференциальная кривая нагревания микрофармаколита из рассматриваемой зоны окисления. Как видно, характер ее довольно сложный: она содержит два главных эндотермических эффекта (140 и 330°), из которых первый отчетливо раздвоен, и один экзотермический пик при 650° . Эндотермические перегибы на кривой, видимо, отвечают двухступенчатой дегидратации арсената, отчетливо показанной кривой обезвоживания образцов (см. рис. 6), ступени на которой по температурному их положению соответствуют дифференциальным эндотермическим пикам и в целом приближаются к данным Пьерро.

Раздвоение первого эндоэффекта, очевидно, связано со структурными перестройками микрофармаколита при низкой температуре, на возмож-

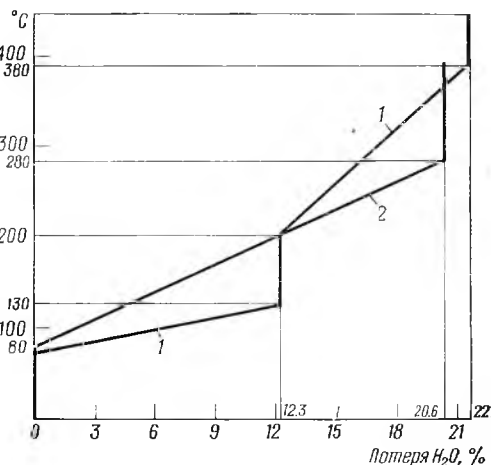


Рис. 6. Кривые дегидратации микрофармаколита (1) и фармаколита (2)

Межплоскостные расстояния пикрофармаколита

Новый анализ *		Данные Пьерро (1961)		Новый анализ *		Данные Пьерро (1961)	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
13,30	10	13,7	О. сл.	1,894	6	1,907	О. сл.
9,18	7	9,28	Ср. сл.	1,835	6	1,843	Сл.
6,18	1	6,39	О. сл.	1,785	5	1,787	О. сл.
5,31	2	5,37	Сл.	1,761	1	1,760	О. сл.
4,85	2	4,87	Сл.	1,738	1	1,744	О. сл.
4,40	3	4,44	Сл.	1,703	1	1,718	О. сл.
4,17	8	4,20	Сл.	1,673	1	1,665	Сл.
3,761	9	3,79	Ср. сл.	1,618	3	1,619	О. сл.
3,508	5	3,47	Сл.	1,581	3	1,586	О. сл.
3,346	2	3,35	О. сл.	1,547	5	1,545	О. сл.
3,181	10	3,19	Ср. сл.	1,527	3	1,529	О. сл.
3,064	4	3,07	Сл.	1,440	2	—	—
2,926	5	2,93	Ср. сл.	1,410	2	—	—
2,855	4	2,87	Сл.	1,387	1	—	—
2,787	4	2,82	Сл.	1,365	2	—	—
2,723	5	2,74	Сл.	1,342	3	—	—
2,593	5	2,61	О. сл.	1,318	1	—	—
2,506	6	2,52	О. сл.	1,185	1	—	—
2,445	3	2,45	О. сл.	1,179	1	—	—
2,396	3	—	—	1,154	1	—	—
2,332	2	—	—	1,122	1	—	—
2,182	5	2,18	О. сл.	1,106	1	—	—
2,115	2	2,12	О. сл.	—	—	—	—
1,982	5	1,994	О. сл.	—	—	—	—

* Анализ выполнен в Рентгеновской лаборатории ВИМС. Камера РКУ-114, Fe-нефильтрованное излучение.

пость которых в свое время указал Пьерро (1961), а экзотермический пик, как и в случае арсенат-беловита, отвечает полному нарушению связей в кристаллической решетке.

Остается отметить генетические особенности пикрофармаколита, вытекающие из наблюдений в исследованной зоне окисления. Прежде всего, этот арсенат никогда не замещает карбонаты, а лишь отлагается на них, на вмещающих породах или на полуокисленных арсенидах в виде веерообразных пучков или розеток диаметром 2—5 мм. Наиболее редкими случаями являются: 1) маломощные прожилки в удалении от рудных тел без видимой связи с карбонатным веществом; 2) тонкокристаллические припылки на других арсенатах — на арсенат беловите и реже на владимирите. С пикрофармаколитом почти постоянно ассоциирует арагонит или кальцит.

Складывается представление о том, что пикрофармаколит больше зависит от условий среды и что процесс его образования включает обязательное перемещение мышьяка, кальция и магния без заимствования их на месте. Кристаллизация арсената, очевидно, протекает в условиях разбавленных вод, содержащих углекислоту, о чем свидетельствует находящийся здесь же карбонатный минерал.

Фармаколит, хотя и считается более определенным по составу и условиям образования кислым двухводным арсенатом кальция, но сведения о нем в литературе весьма скудные. В музейных коллекциях этот арсенат определяется то как пикрофармаколит, то как гайдингерит, то как сайн-

филидита и т. д. И, наоборот, указанные минералы иногда называют фармаколитом.

В описываемой зоне окисления фармаколит распространен сравнительно нешироко и больших концентраций не образует. Все его находки приурочены к условиям начального изменения арсенидов в сравнительно глубоких горизонтах зоны окисления. Минерал почти всегда отлагается вне всякой связи с другими кальциевыми арсенатами на тонких корочках кальцита или эритрина, покрывающих арсениды. Какие-либо характерные для фармаколита переходы в гайденгирит или вейлит, т. е. различные по содержанию воды кислые арсенаты кальция, не наблюдались.

На месторождении фармаколит выделяется в виде розеткообразных агрегатов диаметром до 5 мм с различной длиной отдельных кристаллов в розетках. Минерал бесцветный, хрупкий, полупрозрачный. Кристаллы его остроугольчатые, уплощенные с твердостью 2—2,5. Удельный вес, как и твердость, выше, чем у пикроформаколита, и колеблется от 2,69 до 2,72. Оптические свойства фармаколита полностью соответствуют известным в литературе (Дэна, 1954; Pierrot, 1964); $cNp = 22-28^\circ$; оптический знак отрицательный; $Ng = 1,590 \pm 0,003$; Nm близко к Np ; $Np = 1,580 \pm 0,003$.

Имеющиеся у нас результаты двух химических анализов описываемого минерала почти не отличаются друг от друга и показывают состав фармаколита (52—53% As_2O_5 ; 25—26% CaO ; 21—22% H_2O), отвечающий теоретической формуле $CaHAsO_4 \cdot 2H_2O$ ($2CaO \cdot As_2O_5 \cdot 5H_2O$).

В табл. 3 приведены межплоскостные расстояния фармаколита, которые, как видно, оказались близкими по величине и интенсивностям к та-

Таблица 3

Межплоскостные расстояния фармаколита

Новый анализ *		Данные Пьерро (1964)		Новый анализ *		Данные Пьерро (1964)	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
7,71	10	7,7	Сил.	—	—	1,960	Оч. сл.
—	—	5,3	Сл.	—	—	1,920	Ср. сл.
5,06	3	5,1	Ср. сил.	1,91	6	1,908	Сл.
4,30	10	4,30	Оч. сил.	1,865	5	1,857	Ср. сил.
3,79	5	3,84	Ср. сл.	1,823	3	1,829	Ср. сл.
—	—	3,70	Оч. сл.	—	—	1,812	Ср. сл.
3,40	5	—	—	1,760	4	1,752	Ср. сл.
3,08	10	3,08	Сил.	1,672	1	1,668	Сл.
—	—	3,05	Сл.	—	—	1,658	Оч. сл.
—	—	3,02	Ср. сил.	—	—	1,640	Оч. сл.
2,94	1	2,92	Сл.	1,618	1	1,614	Оч. сл.
2,85	1	2,84	Сл.	1,600	1	1,605	Оч. сл.
2,71	8	2,70	Сил.	—	—	1,588	Оч. сл.
2,68	2	2,66	Ср. сил.	1,569	4	1,564	Ср. сл.
2,57	2	2,56	Сл.	1,541	3	1,538	Сл.
2,49	4	2,48	Ср. сл.	—	—	1,521	Сл.
2,44	3	2,43	Ср. сл.	—	—	1,506	Оч. сл.
2,30	2	2,30	Сл.	1,473	6	—	—
2,21	2	2,21	Сл.	1,433	1	1,432	Оч. сл.
—	—	2,18	Оч. сл.	1,396	5	—	—
2,11	2	2,13	Оч. сл.	1,355	1	—	—
2,01	3	2,00	Сл.	1,334	4	—	—

* Анализ выполнен в рентгеновской лаборатории ВИМС. Диаметр камеры 90 мм; Fe-нефилтрованное излучение.

ковым для этого минерала из месторождения Санта-Мария в Эльзасе (Pierrot, 1964).

Если приведенные рентгеновские сведения не являются новыми и лишь дополняют известные в литературе две другие дебаграммы фармаколита, то дифференциальная кривая нагревания (см. рис. 5, 2) до сих пор не была известна для этого арсената. Она содержит один большой эндотермический эффект с максимумом при 200°, в целом отвечающий дегидратации минерала и переходу его непосредственно в безводную разновидность кислого арсената — вейлит CaHAsO_4 без промежуточной одноводной гайдингертовой фазы ($\text{CaHAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Таблица 4

Межплоскостные расстояния владмирита

Новый анализ		Данные Пьерро (1964)		Новый анализ		Данные Пьерро (1964)	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	9,3	Ср. сл.	2,77	8	2,79	Оч. сл.
—	—	7,6	Ср. сл.	2,70	3	2,73	Ср. сл.
—	—	6,08	Оч. сл.	—	—	2,67	Оч. сл.
—	—	5,43	Оч. сл.	—	—	2,62	Оч. сл.
5,08	3	5,09	Ср. сил.	2,58	7	2,59	Сил.
—	—	5,03	Оч. сл.	—	—	2,52	Сл.
—	—	4,91	Оч. сл.	—	—	2,50	Сл.
—	—	4,80	Ср. сил.	—	—	2,48	Оч. сл.
—	—	4,64	Оч. сл.	—	—	2,45	Оч. сл.
—	—	4,33	Ср. сл.	—	—	2,43	Оч. сл.
4,11	10	4,15	Сил.	—	—	2,39	Оч. сл.
3,97	5	4,00	Сил.	—	—	2,35	Оч. сл.
—	—	3,81	Ср. сил.	—	—	2,32	Оч. сл.
3,73	2	3,78	Ср. сил.	—	—	2,30	Оч. сл.
—	—	3,56	Сл.	2,29	4	2,29	Ср. сл.
—	—	3,52	Ср. сл.	2,23	3	2,25	Сл.
—	—	3,36	Сл.	2,18	3	2,18	Ср. сл.
3,27	5	3,28	Сил.	—	—	2,15	Сл.
—	—	3,25	Сл.	2,10	3	2,11	Ср. сл.
3,19	3	3,20	Ср. сил.	2,01	3	2,02	Сл.
3,00	7	3,04	Сил.	—	—	1,99	Оч. сл.
—	—	2,92	Оч. сл.	—	—	1,93	Оч. сл.
—	—	2,87	Ср. сл.	—	—	1,902	Оч. сл.
2,83	3	2,84	Сл.	1,89	1	1,875	Сл.
—	—	2,80	Сл.	1,82	1	1,839	Оч. сл.

* Камера 180 мм; Си-излучение.

Последнее обстоятельство, дополнительно подтвержденное одноступенчатым характером кривой дегидратации (см. рис. 6, 2), которая оказалась очень близкой к дифференциальной кривой и результатам химического анализа по температурному положению и количеству выделившейся воды, показало достоверность дегидратационных переходов фармаколита в вейлит, наблюдаемых в природе (Pierrot, 1964).

Владмирит относится к числу наиболее редких и малоизученных арсенатов кальция. Более детально он был исследован на материалах рудопроявлений Бу-Аззера в Марокко (Pierrot, 1964). Неясным остается его состав. Имеющиеся два химических анализа рассчитываются на две различные формулы: $6\text{CaO} \cdot 2\text{As}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и $5\text{CaO} \cdot 2\text{As}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, певуязки

и расхождения в которых приходится в основном на содержание As_2O_5 (48 или 53%) и H_2O (12 или 18%). Следует заметить, что оптические и рентгеновские исследования всех проанализированных образцов дали совершенно одинаковые результаты, так что речь идет об одном и том же арсенате кальция.

Еще менее отчетлива генетическая характеристика владимирита. Из наиболее обстоятельной работы Пьерро (1964) видно, что этот минерал в марокканской зоне окисления по своей устойчивости приближается к арсенат-беловиту и встречается в различных по возрасту гипергенных продуктах. Отношения его с другими арсенатами кальция остаются неясными.

Изучение владимирита из рассматриваемой зоны окисления подтвердило надежность известных для него оптических и физических свойств: оптический знак отрицательный; $cNg = 37^\circ$; $n_g = 1,661$; $n_m = 1,656$ и $n_p = 1,650$; удельный вес колеблется от 3,12 до 3,15.

Приведенная в табл. 4 дебаеграмма владимирита, снятая в камере диаметром 90 мм на Fe-нефильтрованном излучении, как видно, имеет большое сходство с данными Пьерро (1964), особенно в отношении наиболее интенсивных межплоскостных расстояний.

В связи с ограниченным количеством материала полный химический анализ описываемого арсената выполнить не удалось. Было определено только содержание воды в одном образце, которое оказалось очень близким (11,6%) к данным Пьерро для образца состава $5CaO \cdot 2As_2O_5 \cdot 6H_2O$ из Бу-Аззера. Отсюда появилась уверенность в том, что именно эта формула наиболее правильно отражает состав владимирита. Нужно заметить, что Пьерро также остановился на этом варианте формулы, проделав соответствующий расчет на состав (34% CaO; 53% As_2O_5 ; 12% H_2O) с учетом удельного веса арсената (3,14).

В рассматриваемой зоне окисления владимириту свойственны тончайшие прожилки с поперечно расположенными кристаллами-волоконцами, обычно наблюдающиеся в зонах тектонических нарушений близ рудной массы или в некотором удалении. Известны также шаровидные сростки диаметром 0,5—1,0 мм, расположенные изолированно друг от друга на кальцитовых корочках, покрывающих стенки трещин. Сростки владимирита очень компактны по своему строению. Поверхность их шероховатая, сечение радиальнолучистое. При ударе такой сросток распадается не на отдельные кристаллы, а на кусочки — сегменты. Цвет минерала всегда беловато-серый. Твердость близка к твердости фармаколита (2,5—3).

На месторождении владимирит обычно не ассоциирует с другими арсенатами кальция. Лишь иногда на его поверхности наблюдается отложение пикрофармаколита, но без каких-либо признаков замещения. Наиболее обычный спутник владимирита — арагонит, который прорастает его агрегаты с поверхности.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПИСАННЫХ АРСЕНАТОВ

Образование арсенатов в рассматриваемой зоне окисления находится в тесной связи с арсенидным составом руд и присутствием жильных кальций-магниевых карбонатов. При окислении арсенидов происходило высвобождение мышьяковых кислот, принадлежащих, как известно, к слабым кислотам (Paskal, 1958). Участие в этих реакциях карбонатов еще в большей степени способствовало течению их в нейтральных и скорее в слабощелочных условиях.

Одним из главных процессов, происходивших в зоне окисления месторождения, является процесс беловитизации, выразившийся в растворении карбонатов и отложении метасоматическим путем арсената кальция и магния — беловита. Начало разложения карбонатов приходится на на-

чальный «кислотный» этап гипергенного изменения арсенидов, когда в раствор поступали мышьяковая или мышьяковистая (в зависимости от *Eh* среды) кислоты. Они способствовали интенсивному разрушению карбонатных минералов, повышению концентрации углекислоты в растворах и миграции щелочноземельных элементов, а также выносу их за пределы рудных тел в основном в бикарбонатной форме.

Но несмотря на более высокую растворимость магниевого карбоната по сравнению с кальциевым (Здановский и др., 1954), большую энергию гидратации Mg^{2+} (450 ккал на *g/ион*), чем Ca^{2+} (373 ккал на *g/ион*) (Васильев и др., 1960) и, следовательно, высокую миграционную способность магния, значительное количество его фиксируется на месте в форме арсената — в составе арсенат-беловита. Кальций при этом входит частично в указанный арсенат, а частично — в карбонат (кальцит или арагонит). Вместо кальций-магниевого карбоната возникает ассоциация кальций-магниевого арсената и карбоната кальция. Очевидно, часть указанных элементов выносятся, что обеспечивает возможность образования арсенатов данной группы вне контура рудных тел.

Оценивая общую обстановку процесса беловитизации, можно полагать, что одной из главных причин устойчивости арсената кальция и магния в данных условиях является повышенное парциальное давление углекислоты в участках метасоматического замещения карбонатов. В другом случае, очевидно, должны возникнуть скорее арсенаты кальция, а магний как сильно растворимый в бикарбонатных водах должен быть в большей степени вынесен из сферы рассмотренных реакций замещения.

Описанное явление концентрации магния и кальция в арсенате, а кальция еще и в карбонате напоминает подобные примеры из области эндогенного минералообразования, в частности контактового метасоматоза и метаморфизма, когда при очень высоком p_{CO_2} магний входит в состав силикатов, кальций — в кальцит, а в условиях снижающегося давления появляются силикаты кальция и магния в ассоциации с кальцитом, которые в дальнейшем сменяются чисто кальциевыми силикатами (Жариков, 1966).

Очевидно, в обоих случаях регулятором устойчивости тех или иных минералов является величина давления углекислоты в системе и изменение ее в сторону повышения или понижения должно привести к появлению соответственно магниевых или кальциевых арсенатов, т. е. к разделению щелочноземельных элементов друг от друга.

С этих позиций были рассмотрены те природные ассоциации, для которых, по имеющимся литературным сведениям (Дэна, 1954), характерны прежде всего чисто магниевые арсенаты. Оказалось, что эти арсенаты почти во всех случаях были обнаружены или в условиях очень кислой среды (росслерит $MgHAsO_4 \cdot 7H_2O$), когда общая обстановка была совершенно иной и несравнимой, или в виде прожилков с кальцитом в доломитах [герпезит $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$ и хлорофёницит $Mg_5(AsO_4)(OH)_7$]. Вторым примером подтверждает наше предположение, так как показывает преимущественное закрепление магния в арсенате, а кальция в карбонате в условиях разложения и замещения доломита. Для кальциевых арсенатов интересным примером в этом отношении является описание владимирита, отложившегося на арсенат-беловите, заместившем доломит, что оказалось характерным для месторождений Бу-Аззера (Pierrot, 1964).

Судить о точных условиях образования арсенат-беловита трудно тем более, что система $CaO - MgO - As_2O_5 - H_2O$ не изучена. Но то, что этот минерал образуется при разложении карбонатов, позволяет считать верхний предел pH среды близким к 8, а нижний, видимо, не ниже 5—6, так как в кислых средах арсенаты мало устойчивы.

Ориентировочный расчет стандартной свободной энергии главной реакции образования арсенат-беловита [с использованием данных для $Mg_3(AsO_4)_2$]

$$MgCa(CO_3)_2 + CaCO_3 + 2H_3AsO_4 \rightarrow Ca_2Mg(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O +$$

+3CO₂ + H₂O показал, что такая реакция относится к категории «пдущих» в зоне окисления (ΔF^0 реакция близка к -500 ккал).

Второй магний-кальциевый арсенат — пикрофармаколит, как уже было показано, почти всегда образуется в связи с перемещением растворов, содержащих кальций, магний и мышьяк. По всей вероятности, эти растворы были разбавленными, а по щелочности-кислотности близкими к нейтральным. Можно также полагать, что они содержали углекислоту, так как пикрофармаколит часто сопровождается арагонитом.

Большая часть пикрофармаколита на месторождении отлагается из растворов и не связана с процессами замещения карбонатных минералов, но этот арсенат также образуется и в условиях, близких к условиям образования арсенат-беловита. Например, ассоциации его с арагонитом и арсенат-беловитом, в которых он отлагается на двух других минералах, свидетельствуют о том, что образование менее магниезального пикрофармаколита также контролировалось режимом углекислоты и протекало в условиях более низкой по сравнению с арсенат-беловитом ее концентрации.

Трудно судить о точном механизме отложения пикрофармаколита в трещинах вмещающих пород из растворов, которые сюда попадали. Скорее всего определяющее значение здесь имели их концентрация и pH среды, но не исключена возможность участия в этом процессе углекислоты, давление которой в трещинных растворах могло повышаться или понижаться. Во всяком случае, оцугимая редкость пикрофармаколита в зоне окисления месторождения, видимо, объясняется меньшими возможностями появления необходимых условий для образования этого арсената при истечении разбавленных вод.

Понятно, что целый ряд различных факторов влияет на образование рассмотренных магний-кальциевых арсенатов. Учесть их все пока невозможно тем более, что сами арсенаты этой группы, как было показано, изучены крайне слабо. Нет также экспериментальных данных по системе карбонат — арсенат — вода, не говоря уже об опытах с участием CO₂. Поэтому изложенную здесь мысль о регулирующей роли концентрации углекислоты в реакциях образования арсенатов, не претендующую на универсальность и законченность решения вопроса, следует рассматривать как рабочую гипотезу, развитие которой должно опираться на новые факты и экспериментально-теоретические построения.

Среди кальциевых арсенатов месторождения наиболее определенную генетическую характеристику имеет фармаколит. Для этого минерала, как видно из литературы (Guérin, 1941; Pierrot, 1964), благоприятны слабокислые условия, в которых устойчив анион HAsO₄²⁻ и постоянная степень обводненности руд и пород. Именно такие условия свойственны глубокому горизонту зоны окисления месторождения — местам находок фармаколита. Дополнительно это положение подтверждается тем, что ни в одном образце не был обнаружен переход фармаколита в вейлит — его безводный аналог, появляющийся, если указанные условия нарушаются, особенно в сторону повышения кислотности среды (H. Guérin, 1941).

Главной генетической особенностью фармаколита является приуроченность этого арсената к начальному этапу окисления арсенидов, на поверхности которых он обычно и отлагается, т. е. кристаллизация близ участков метасоматического образования арсенат-беловита. Растворы в этих условиях были достаточно концентрированными и заметно подкисленными.

Генезис фармаколита в отмеченной обстановке вполне объясним и с точки зрения предполагаемой гипотезы о направляющей роли концентрации CO₂ при кристаллизации арсенатов, так как уже в небольшом удалении от участка с реакциями замещения карбонатов и повышенным давлением углекислоты, естественно, возникают условия, где это давление снижается, а среда становится кислее (на окисляющихся арсенидах). Поэтому подобно тому, как с течением времени и уменьшением концент-

рации CO_2 на арсенат-беловите могли отлагаться пикрофармаколит или владимирит (менее магниевый и кальциевый арсенат), на окружающей арсенидной массе мог образоваться фармаколит.

Наконец, второй арсенат кальция — владимирит, относящийся к довольно редким продуктам зоны окисления, в основном связан с мигрирующими разбавленными растворами, так как постоянно обнаруживается в виде выполюнений трещин в рудах и в породах. Но при кристаллизации этого арсената определяющую роль, по-видимому, тоже играли углекислота и ее концентрация, так как в ассоциации с ним всегда присутствует арагонит. А те более редкие случаи, когда владимирит покрывается пылью из пикрофармаколита и арагонита, могут быть также достаточно яркими примерами, которые показывают значение и роль концентрации CO_2 в процессе образования описанных арсенатов.

Таблица 5

Морфологическая и генетическая характеристики арсенатов

Арсенат	Эмпирическая формула	Морфология наиболее типичных агрегатов и условия нахождения	Общая характеристика растворов и среды
Арсенат-беловит	$2\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Псевдоморфозы и другие формы замещения гипогенных карбонатов кальция и магния; ассоциирует с кальцитом и арагонитом	Близ нейтральные (pH 6—8) достаточно концентрированные растворы с высоким содержанием углекислоты
Пикрофармаколит	$2\text{CaO} \cdot 0,5\text{MgO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Розетковидные сростки на полуокисленных рудах, во вмещающих породах и реже на арсенат-беловитовом агрегате; ассоциируется с арагонитом	Близ нейтральные разбавленные воды с пониженным содержанием углекислоты
Владимирит	$2,5\text{CaO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Прожилки и сферические агрегаты в трещинах вмещающих пород; ассоциирует с арагонитом	Близ нейтральные разбавленные воды с еще более низким содержанием углекислоты
Фармаколит	$2\text{CaO} \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Звездчатые сростки кристаллов на слабо окисленных арсенидах глубоких горизонтов зоны окисления	Умеренно кислые (pH 5—7), достаточно концентрированные растворы с низким содержанием углекислоты

Если обратиться к экспериментально изученной диаграмме $\text{CaO} - \text{As}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ (Guégin, 1941), то для владимирита она, к сожалению, не дает генетического материала из-за отсутствия среди твердых фаз диаграммы подобного арсената. В заключение приведена табл. 5, в которой обобщен весь рассмотренный материал.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены результаты минералогических исследований редких и мало изученных водных арсенатов кальция и магния — беловита, пикрофармаколита, фармаколита и владимирита, распространенных в зоне окисления арсенидного месторождения. Арсенат-беловит охарактеризован подробнее в морфологическом и генетическом отношении, для прочих минералов приведены новые данные не только генетического характера, но также оптические, химические, рентгеновские и термические характеристики. Многие из них являются новыми для этих арсенатов.

Результаты детального минералогического исследования арсенатов кальция и магния показали необходимость прежде всего структурного их изучения, без чего затруднено в настоящее время понимание природы этих соединений, определения их формул и решение классификационных вопросов.

В генетическом разделе работы предполагается рабочая гипотеза, согласно которой регулирующую и подчас определяющую роль при образо-

вании изученных арсенатов в условиях данной зоны окисления играла концентрация углекислоты в минералообразующих растворах. Эта гипотеза, возникшая на основе имеющегося фактического материала, по вполне понятным причинам не может полностью объяснить все генетические вопросы, касающиеся почти неизученных в этом отношении арсенатов кальция и магния. Она должна быть оценена с привлечением нового фактического материала и результатов теоретических построений и экспериментальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев В. И. и др. Наиболее вероятные значения энергий гидратации ионов.— ЖФХ, 1960, 34, вып. 8.
- Дэна Д. и др. Система минералогии, т. 2, п/т. 2, 1954.
- Жариков В. А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. дисс., М., 1966.
- Здановский А. Б. и др. Справочник экспериментальных данных по растворимости солевых систем, т. 2. Госхимиздат, 1954.
- Яхонтова Л. К., Портилья-Кеведа В. И. О форме вхождения воды в арсенат-беловите.— Геохимия, 1967, вып. 2.
- Яхонтова Л. К., Сидоренко Г. А. О новом минерале арсенат-беловите. Записки Всес. мин. об-ва, 1956, № 3.
- Guérin H. Sur les arsénates alcalino-terreux.— Annal. Chimie, 1941, 16.
- Paskal P. Nouveau traité de chimie minérale, t. 11. Paris, 1958.
- Pierrot R. Nouvelles données sur la microphramacolite.— Bull. Soc. fr. Minéral, 1964, 84, N 4.
- Pierrot R. Contribution à la minéralogie des arsénates calciques et calcomagnésiens naturels.— Bull. Soc. fr. Minéral. 1964, 87, N 2.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

В. Н. АПОЛЛОНОВ

ЭВКЛАЗ ИЗ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Несмотря на то что эвклаз известен очень давно, он долгое время считался весьма редким минералом (Беус, 1960). В последнее время этот минерал был обнаружен во многих точках земного шара. В Советском Союзе эвклаз в коренном месторождении был впервые отмечен И. Н. Говоровым (1958) и впоследствии описан М. И. Новиковой (1964).

Нами эвклаз в аксессуарных количествах был обнаружен в жилах известного Саргардонского месторождения в 1963 г. Саргардонское месторождение генетически связано с небольшим дайкообразным интрузивом порфировидных гранитов нижнепермского возраста. Кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками, залегающие в материнских гранитах, при выходе во вмещающие карбонатные отложения нижнего карбона переходят в слюдясто-флюоритовые полосчатые апокарбонатные метасоматиты. В этих своеобразных грейзенах и был найден эвклаз. Эвклаз встречается в виде рассеянной вкрашенности мелких (0,1—2 мм) зерен; чаще образует скопления и корки кристаллов в трещинах и крупнозернистых карбонатных (кальцитовых, доломитовых и сидеритовых) выделениях слюдясто-флюоритовых грейзенов и расположен по контакту слюдясто-флюоритовой и карбонатной частей жилы. Кристаллы эвклаза имеют короткопризматический габитус с почти квадратным поперечным сечением и совершенную спайность по (010) и несовершенную по (001). Кристаллы всегда отли-

Таблица 1

Результаты измерения кристаллов эвклаза

Символ	hkl	Goldschmidt (1897)		Результаты измерения	
		ρ	φ	ρ	φ
a	100	90°00'	90°00'	90°00'	90°00'
b	010	0 00	90 00	0 00	90 00
c	001	90 00	10 16	90 08	9 40
m	110	72 20	90 00	71 50	90 00
S	120	57 30	90 00	56 40	90 00
L	130	45 54	90 00	45 50	90 00
n	011	28 32	20 46	28 56	20 10
P	101	90 00	40 51	89 42	41 04
o	021	15 12	34 38	15 30	33 46
—	456	—	—	70 28	41 21

чаются прекрасной всесторонней огранкой, наиболее крупные из них имеют штриховку вдоль оси *c*. Измерение кристаллов (табл. 1) показало почти постоянное присутствие форм [символы приводятся по Дэна (Dana, 1892)].

a (100), *b* (010), *c* (001), *L* (130), *m* (110), *S* (120), *n* (011), *o* (021), *P* (101). Кроме того, обычна грань (456), ранее не известная (рис. 1,

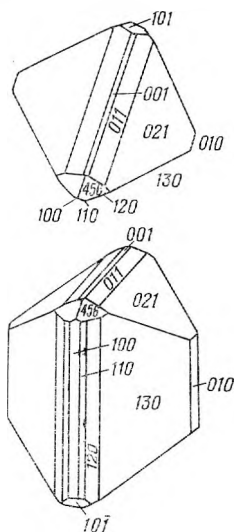


Рис. 1. Кристалл саргардонского эвклаза

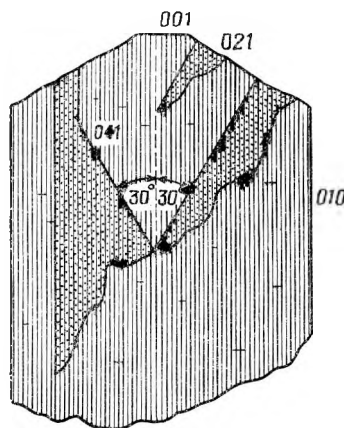


Рис. 2. Двойниковое строение зерна эвклаза.

Рисунок шлифа. Ник. +, увел. 15

табл. 1). Средний размер кристаллов 1—10 мм. Минерал обычно бесцветен и прозрачен. Только в случаях, когда эвклаз прорастает тонкоигольчатым, похожим на сероватую стеклянную вату, турмалином, он становится непрозрачным и приобретает грязно-зеленый оттенок. Под микроскопом обнаруживается, что эвклаз идиоморфен ко всем окружающим минералам, но в то же время наблюдается коррозия его флюоритом и мусковитом.

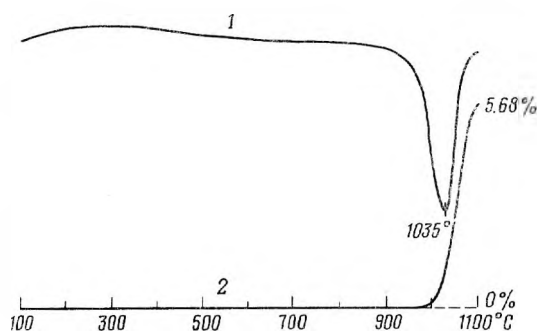


Рис. 3. Кривая нагревания (1) и потери веса (2) эвклаза

Минерал оптически двуосный, положительный, $n_g = 1,672$; $n_m = 1,655$; $n_p = 1,652$; $cN_g = 44-45^\circ$; $2V = 49-50^\circ$.

В разрезах, нормальных к (010), изредка наблюдается двойниковое строение кристаллов (рис. 2). Плоскостями двойникового строения являются, по видимому, плоскости (010) и (041). Угол, образуемый плоскостью двойникового (041) со спайностью (010), равен 30° . Удельный вес 3,131.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния эвклаза из Саргардона

<i>l</i>	<i>d/n</i>		<i>d,n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
10	7,17	4	2,359	2	1,585	3	1,271
3	4,874	7	2,263	2	1,520	2	1,226
3	4,283	2	2,190	6	1,507	2	1,212
6	3,875	1	2,123	7	1,498	3	1,194
7	3,607	4	2,073	3	1,477	9	1,156
1	3,355	1	2,046	5	1,440	3	1,140
1	3,279	6	1,995	2	1,402	4	1,117
8	3,243	2	1,952	7	1,380	2	1,110
2	3,104	7	1,889	8	1,366	1	1,104
8	2,814	6	1,785	5	1,355	2	1,073
8	2,774	1	1,747	5	1,380	4	1,043
2	2,689	6	1,669	2	1,321	4	1,001
8	2,548	1	1,649	8	1,313		
9	2,445	4	1,625	3	1,284		

Таблица 3

Результаты химического анализа эвклаза

Компоненты	Вес. %	Ат. колич.			
		всего	примеси	эвклаз	пересчит. на Si = 1
SiO ₂	40,80	679	051	627	1,00
FeO+Fe ₂ O ₃	0,25	001	001	—	—
TiO ₂	0,00	—	—	—	—
MnO	0,00	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	34,16	670	051	619	0,99
BeO	16,60	664	—	664	1,05
CaO	1,27	022	022	—	—
MgO	0,40	010	010	—	—
K ₂ O	0,14	003	003	—	—
Na ₂ O	0,13	004	004	—	—
Li ₂ O	0,001	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,14	002	002	—	—
H ₂ O	5,70	638	034	604	0,96
F	0,80	042	042	—	—
Сумма	100,39	—	—	—	—
—F=O	—0,67	—	—	—	—
Сумма	99,72	—	—	—	—

Межплоскостные расстояния (Fe-излучение, $2R = 57,3$ мм; аналитик Л. А. Соколова) приведены в табл. 2.

Химический анализ (табл. 3; аналитик Е. П. Стрельникова) после внесения поправок на примесь флюорита и слюды почти точно укладывается в стандартную формулу эвклаза $BeAl[SiO_4](OH)$.

Кроме того, спектральный полуколичественный анализ обнаруживает в минерале примеси ванадия и олова 0,001%; титана, германия и сурьмы 0,003%; цинка 0,03%. Термический анализ (аналитик Д. А. Жданова, ЦХЛ МГУзССР) показал, что вся вода эвклаза носит высокотемпературный характер (рис. 3).

Не останавливаясь подробно на генетических вопросах, считаем нужным отметить, что нахождение эвклаза в самых разных парагенетических ассоциациях свидетельствует о широком диапазоне его выделения во всем ходе процесса грейзенизации карбонатных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1.
- Новикова М. И. Эвклаз из пневматолитово-гидротермальных месторождений Дальнего Востока.— Труды Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15.
- Goldschmidt V. Krystallographische Winkeltabellen. Berlin, 1897.
- Dana E. S. The system of mineralogy, 6 ed. N. Y., 1892.

И. БОНЕВ, М. Д. ДОРФМАН

ЭПИТАКСИЧЕСКОЕ СРАСТАНИЕ МАРКАЗИТА И ПИРИТА
С ФЛЮОРИТОМ

В Минералогическом музее Академии наук СССР сохраняется образец флюорита, на котором наблюдались и были изучены интересные эпитаксические взаимоотношения между марказитом и флюоритом. Это образец из известного английского месторождения флюорита Дербишайр. До сих пор в литературе нет данных о подобном типе срастаний между этими минералами. На том же самом образце были установлены и отдельные кристаллики пирита, эпитаксически нарастающие на флюорит.

Изученный флюорит образует бесцветные или бледно-фиолетовые кубические кристаллы значительного размера, от 1 до 6—7 см. Грани кристаллов покрыты множеством субиндивидов, выступающие над основной поверхностью до 1 мм. У кристаллов флюорита мозаичное строение, отдельные субиндивиды легко разориентированы. Единственная форма флюорита $a\{100\}$ определяет как макро-, так и микроморфологию кристаллов.

На флюорит нарастают многочисленные мелкие марказитовые кристаллики. Они образуют скопления около ребер кристаллов — подложки, тогда как на больших гранях встречаются только отдельные индивиды.

У марказита латуно-желтый цвет и остропирамидальный облик. Его кристаллы огранены формами $e\{101\}$ и $g\{290\}$ (рис. 1) и своим видом приближаются к часто встречаемым табличатым по (010) кристаллам марказита. Грани (101) гладки и блестящи, в то время как вертикальная призма покрыта густой комбинационной штриховкой по [001], вследствие чего у нее несколько изогнутая поверхность. Очень часто марказит образует простые или полисинтетические двойники по (101). Штриховка двух соседних индивидов в таком случае образует угол около 75° . Размеры кристаллов 0,05—1 мм.

При внимательном наблюдении видно, что значительная часть кристаллов марказита закономерно ориентирована по отношению к граням флюорита. Наблюдаются несколько разных ориентировок, связанных и с известными морфологическими различиями нарастающих кристаллов. Однако все они оказываются проявлением одного и того же закона ориентированного срастания: марказит (101)[010] || флюорит (001)[100].

Возможны следующие ориентировки:

1. Грань-основа (101) марказита параллельна грани подложки (001), а направление [010] параллельно одному из двух равноценных направлений [010] — [100] во флюорите (рис. 1, I). У кристаллов несколько измененная морфология по отношению к свободно растущим кристаллам, которая выражается меньшим развитием в направлении перпендикулярно подложки.

2. Грань-основа (101) марказита параллельна грани (010) или (100) — последние проявляются как боковые поверхности некоторых из многочисленных субиндивидов на кубических гранях (001) кристаллов флюорита. Возможны два положения.

А. Направление [010] марказита параллельно флюоритовой грани-подложке (001), т. е. [100] или [010]. В этом случае направление [101] марказита перпендикулярно подложке (т. е. \parallel [001] флюорита) (рис. 1, 2^а). При этой ориентировке нарастающие кристаллы оказываются ограниченными

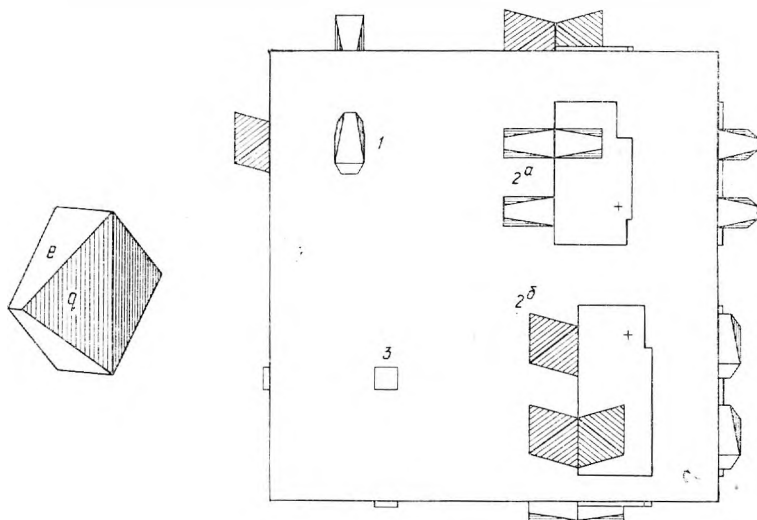


Рис. 1. Слева — морфология свободно растущего кристалла марказита

Кристаллические формы: e {101}, q {290}. Штриховка \parallel [001].

Справа — схема разных ориентировок кристаллов марказита и пирита, эпитаксически нарастающих на (001) флюорита — ортогональная проекция:

1 — марказит (100) [010] \parallel флюорит (001) [010]; 2^а — марказит (100) [010] \parallel флюорит (010) [100]; 2^б — марказит (101) [101] \parallel флюорит (010) [100]; 3 — пирит (001) [100] \parallel флюорит (001) [100]. Кристаллы боковых граней соответствуют боковым проециям основных кристаллов. Крестиками отмечены субиндивиды на поверхности кубической (001) грани монокристалла флюорита

иррациональной марказитовой гранью. В сущности это поверхность соприкосновения двух кристаллов. Она определяется положением флюоритовой грани (001), которая ограничивает свободный рост ориентированных таким образом кристаллов марказита. Очень часто нарастающие кристаллы этого типа образуют двойники, плоскость срастания (101) у которых перпендикулярна подложке и одной из боковых граней куба. Такие ориентированные сростки имеют форму «ласточьиного хвоста».

Б. Направление [010] марказита перпендикулярно грани-подложке (001) флюорита, т. е. \parallel [001], а [101] параллельно соответственно [100] или [010] (рис. 1, 2^б). В этом случае плоскость соприкосновения двух кристаллов соответствует боковому пинакоиду (010) марказита, который получил значительное развитие. Образование двойников и при этой ориентировке — частное явление.

В кристаллохимическом отношении ориентированное нарастание марказита на флюорит представляет собой интересный случай эпитаксии минералов с сильно различающимся характером химических связей — флюорит типично ионное соединение, в то время как у марказита преобладает ковалентный характер (частично и металлический). Однако при сравнении соответствующих плоскостей видно, что между ними существует вполне определенное структурно-геометрическое сходство (рис. 2). Плоская сетка [101] марказита псевдоквадратная с периодами 5,43 Å по [010] и 5,59 Å по [101] (параметры элементарной ячейки марказита $a_0 =$

$= 4,45$, $b_0 = 5,43$ и $c_0 = 3,39$ Å; Штрунц, 1962). Расположение железных атомов в ней почти идентично расположению ионов кальция в кубической плоской сетке флюорита ($a_0 = 5,46$ Å; Штрунц, 1962). В направлениях, соответствующих $[010]$ и $[10]$ марказита, размерное несоответствие незначительно: $-0,6$ и $+2,4\%$. Это создает благоприятные условия для возникновения ориентированных зародышей на поверхности флюорита. Так как обе соответствующие плоские сетки центрированы, то стены квадратов не самые плотные атомные ряды, определяющие эпитаксию. Такими направлениями являются диагонали $[111]$ и $[110]$.

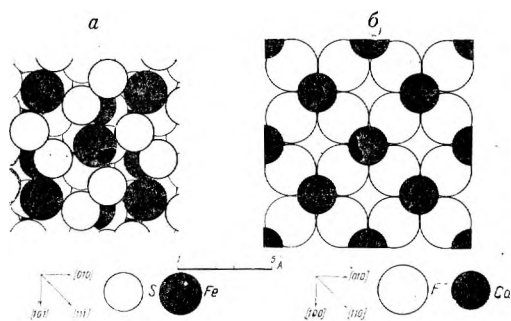


Рис. 2. Атомное строение марказита (а) и флюорита (б) в плоскостях, определяющих эпитаксию

Вместе с кристаллами марказита на поверхности флюорита встречаются и одиночные закономерно ориентированные кристаллики пирита, размером около $0,1$ мм. Их форма ограничена только гранями куба из-за преобладающего развития их в плоскости срастания. Наличие пирита, как и марказита, подтверждается не только морфологическими, но и рентгенографическими данными.

Кристаллы пирита и флюорита параллельно ориентированы. Закон срастания следующий: пирит $(001) [100] \parallel$ флюорит $(001) [100]$.

Структурно-геометрическое сходство кубических плоскостей двух минералов, которые играли ориентирующую роль, очень хорошее (Strunz, 1964) — относительное размерное несоответствие $0,9\%$.

Ориентированные срастания и прорастания разных сульфидных минералов в природе довольно частое явление. Однако срастания сульфидов и минералов других классов встречаются очень редко. Такими являются исследованные В. А. Франк-Каменецким (1964) интересные и оригинальные случаи эпитаксии халькопирита с баритом и кварца с пиритом, а также и нарастание пирита на флюорит, описанные Марксом [по Strunz], Штейнметцом (Steinmetz, 1923) и Штрунцем (Strunz, 1964) сходны до некоторой степени с описанными нами случаями.

Особенности изученных нами срастаний из Дербишайра позволяют сделать некоторые выводы об условиях их образования. Наличие ориентированных и неориентированных марказитовых кристаллов свидетельствует о том, что во время их отложения растворы имели высокую степень пересыщения по отношению к FeS_2 . В таких условиях работа по образованию ориентированных зародышей, определяющая вероятность их возникновения, не отличается существенно от работы по образованию трехмерных зародышей в растворе (Kleber, 1961). Стабильной модификацией FeS_2 в условиях кристаллизации (рН, Eh, t° и т. п.) был марказит, образующий массовое скопление кристаллов. Поле устойчивости пирита было достигнуто, очевидно, для очень непродолжительного времени, так как его кристаллики мелкие и малочисленные.

Условия для отложения FeS_2 во время роста флюорита создавались несколько раз. Это подтверждается наличием и других слоев очень мелкокристаллического марказита в глубине прозрачных кристалликов флюорита. Рост марказита начался еще до завершения роста флюорита, так как нарастающие кристаллы несколько вдаются внутрь флюоритовой подлож-

ки. Последняя, очевидно, еще не была загрязнена адсорбированными примесями, как это обычно бывает после завершения роста в природных условиях. Наличие чистых граней кристалла-подложки — одно из важных условий для осуществления этих интересных случаев эпитаксиального срастания железных сульфидов с флюоритом.

ЛИТЕРАТУРА

- Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. Изд. ЛГУ, 1964.
- Штрунц X. Минералогические таблицы. Госгортехиздат, 1962.
- Kleber W. Über die Bildung kohärenter und inkohärenter zweidimensionaler Keime.— Fortschr. Miner., 1961, 39.
- Steinmetz H. Orientierte Einschlüsse in Fluorit.— Z. Krist., Festband P. v. Grotz, 1923, 330—339.
- Strunz H. Epitaxie von Pyrit auf Fluß spat. Aufschluss, 1961, N 12.

А. Я. ВОЛЖЕНКОВА, Н. Г. БАТАЛИЕВА, Н. И. ПЛЕТНЕВА, Н. Е. КОСТИН,
Г. А. СИДОРЕНКО, А. В. БЫКОВА

ТАЛЕНИТ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СССР

Таленит — очень редкий минерал; впервые он был найден в 1898 г. в гранитных пегматитах Швеции, затем Норвегии, а позднее в Японии и США (Benedicks, 1898; Brögger a. oth., 1922). В СССР таленит впервые найден в 1958 г. Н. В. Скоробогатовой и Н. Е. Костиным в одном из редкометалльных месторождений Сибири, генетически связанном с комплексом щелочных и субщелочных гранитоидов среднего палеозоя. Таленит был обнаружен в пневматолито-гидротермальных метасоматических жилах в ассоциации с альбитом, фергусонитом, борсодержащим гадолинитом, малаконом и торитом (Скоробогатова и др., 1964).

В 1961 г. при изучении одной из редкометалльных зон Северо-Запада СССР А. Н. Волженковой и Н. Е. Костиным таленит был обнаружен вторично. При описании этого таленита был подробно рассмотрен материал, относящийся к другим образцам этого минерала, найденным в Швеции, Норвегии и СССР (Скоробогатова и др., 1966).

Редкометалльная зона локализована в краевой активизированной части протерозойского синклинория в сочленении архейской и протерозойской структур, осложненном крупными северо-западными региональными нарушениями. В геологическом строении редкометалльной зоны принимают участие главным образом биотит-гастингситовые гнейсы и основные породы нижнего протерозоя.

Палеозойские щелочные гранитоиды, с которыми предполагается генетическая связь редкометалльного оруденения, образуют крупные трещинные массивы за пределами редкометалльной зоны и удалены от нее на расстояние 5—6 км.

Жильная фация щелочных гранитов, представленная лейкократовыми биотит-микроклиновыми гранитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами, широко развита в северо-западной тектонической зоне, в пределах указанного сочленения структур. Редкометалльное оруденение пневматолито-гидротермального генезиса также контролируется северо-западной тектонической зоной и локализуется как в жильных гранитах, так и в кварц-полевошпатовых жилах, в отличие от названного месторождения Восточной Сибири, в котором редкометалльное оруденение локализуется непосредственно в самих метасоматически измененных гранитоидах и связано главным образом с процессом альбитизации. В описываемой зоне последовательно проявлены те же этапы метасоматического процесса, что и в месторождении Восточной Сибири, а именно: калиевый, натровый и кремнекислый. В отличие от месторождения Восточной Сибири редкометалльное оруденение, в частности, образование таленита данной зоны, связано преимущественно с кремнекислым, наиболее поздним этапом метасоматоза, а не с процессом альбитизации. Таленит концентриру-

ется в кварцевых жилах и окварцованных зонах, развитых в трещиноватых участках жильных гранитов и кварц-полевошпатовых жил.

Необходимо отметить, что в зависимости от состава вмещающих пород характер минерализации четко разделяется на два типа. Как показали исследования описываемой редкометальной зоны, для руд первого типа, залегающих в кислых породах, характерно образование силикатов редких земель (иттриалит, абукумалит, гадолинит, таленит), тория, а также простых и сложных окислов. В рудах второго типа, залегающих в основных



Рис. 1. Форма кристаллов таленита.

Увел. 64, с анализатором

породах, образуются главным образом редкоземельные кальцийсодержащие минералы (перьерит, чевкинит, ортит, сфен, эльсвортит), монацит, бастнезит (Костин, Волженкова, 1965). Таленит характерен для руд первого типа и тесно ассоциирует с кварцем, силикатами редких земель, ферриторитом и др.

Таленит образует кристаллы призматической и таблитчатой форм (рис. 1), равномерно рассеянные в кварце. Размер кристаллов варьирует от сотых долей до 10×30 мм. Спорадически таленит образует скопления мелких сросшихся кристаллов. Размер скоплений до 50×50 мм. Местами содержание таленита в кварцевых жилах достигает нескольких процентов. Цвет минерала бледно-розовый, реже белый, блеск стеклянный до жирного. Излом неровный. В свежем изломе слабо просвечивает, при выветривании мутнеет и становится непрозрачным. Нередко по периферии зерен и по тонким трещинкам в талените встречаются новообразования бастнезита. Иногда наблюдается нарастание таленита на зерна абукумалита (рис. 2). Удельный вес минерала, определенный методом Руденко-Василевского, 4,34. В прозрачных шлифах таленит бесцветный, двусный, отрицательный, $(-)2V=68^\circ$. Показатели преломления $n_g = 1,746$; $n_m = 1,736$; $n_p = 1,717$; $n_g - n_p = 0,029$ (определено Ю. А. Черкасовым теодолитно-дисперсионным методом).

Химический анализ таленита (обр. 194), выполненный А. В. Быковой, приведен в табл. 1.

Состав редкоземельных элементов (аналитик С. Е. Ромашов) в минерале, определенный в рентгеноспектральной лаборатории ВИМСа, следующий: 1,1 Ce_2O_3 ; 0,5 Nd_2O_3 ; 1,0 Sm_2O_3 ; 1,5 Gd_2O_3 ; 6,4 Dy_2O_3 ; 1,5 Ho_2O_3 ; 6,8 Er_2O_3 ; 5,2 Yb_2O_3 ; 76,0 Y_2O_3 ; 4,1 $\Sigma \text{TR}_{\text{Ce}}$; 95,9 $\Sigma \text{TR}_{\text{Y}}$.

Химический состав таленита

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Ат. колич.		Число атомов катионов
			кислорода	катионов	
TR ₂ O ₃	65,59	2504	7512	5008	1,89
SiO ₂	30,17	5023	10046	5023	1,89
Al ₂ O ₃ *	1,43	142	426	284	0,11
Fe ₂ O ₃	0,52	32	96	64	0,03
CaO	0,27	48	48	48	0,02
H ₂ O ⁺	1,44	832	416	—	0,16
П.п.п.	0,06	—	—	—	—
Сумма	99,48				

* Ввиду того, что сумма полуторных окислов TR, Al и Fe состоит в основном из редких земель, которые выделяются полунасыщенным раствором щавелевой кислоты, возможно небольшое растворение иттрия. После разрушения щавелевой кислотой растворенный иттрий выделяется аммиаком вместе с алюминием и железом. Учитывая специфику анализа, можно предполагать, что содержание Al₂O₃ (1,43%) в анализе завышено за счет иттрия.

Пересчет химического анализа был произведен на формулу Y₂[Si₂O₇], исходя из того, что атомные количества Si + Al = 2. Молекулярный вес редких земель, согласно рентгеноспектральному анализу, оказался равным 261,88.

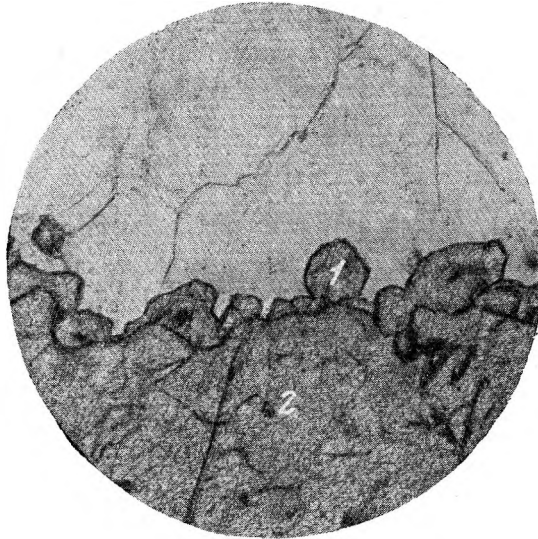


Рис. 2. Нарастание таленита 1 на грани зерен абукумалита 2 (светло-серое — кварц)

Увел. 64

Эти данные показывают, что таленит характеризуется исключительно высоким содержанием редких земель иттриевой группы (95,9%) с резким преобладанием иттрия (76%). Наблюдаются также максимумы содержания на диспрозий, эрбий и иттербий.

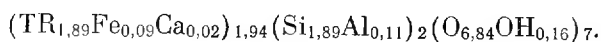
Значения межплоскостных расстояний образцов таленита (в Å)

Обр. $\alpha\text{-Y}_2[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$		Северо-Запад				Восточная Си- бирь (Скоробогатова и др., 1964)		Швеция (Warszawa, Roy. 1962)	
d	I	hkl	$d_{\text{изм}}$	I	$d_{\text{выч}}$	d	I	d	I
—	—	—	—	—	—	6,11	2	—	—
—	—	020	5,461	6	5,555	5,51	5	5,41	3
—	—	200	5,114	1	5,129	—	—	—	—
—	—	111	4,957	Оч.	5,006	—	—	4,77	1
4,37	25	021	—	сл.	—	—	—	—	—
4,17	10	—	4,382	2	4,406	4,33	1	—	—
—	—	—	—	—	—	4,17	3	4,20	2
—	—	220	3,761	5	3,770	3,74	5	3,76	3
—	—	002	3,641	2	3,647	—	—	—	—
—	—	221	3,476	3	3,469	—	—	3,49	5
—	—	112	3,385	3	3,379	—	—	—	—
3,31	20	301	3,261	5	3,245	3,29	2	3,29	2
3,13	10	112	3,163	4	3,155	—	—	—	—
3,01	100	131	3,088	10	3,091	3,08	10	3,09	10
2,91	50	—	—	—	—	—	—	—	—
2,87	15	311	2,862	2	2,860	—	—	—	—
2,81	20	321; 040	2,800	8	2,802	2,80	8	2,814	7
2,71	18	222	2,736	5	2,732	—	—	2,736	2
—	—	400	2,565	3	2,567	2,580	2	2,580	2
—	—	330	2,506	2	2,513	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2,465	1	2,460	1
—	—	—	—	—	—	2,406	1	2,360	1
—	—	103	2,288	1	2,288	—	—	—	—
2,20	15	402	2,230	8	2,189	2,222	7	2,240	7
2,15	10	412	2,171	5	2,178	2,170	4	2,195	5
2,11	15	430	2,115	6	2,109	2,120	4	2,120	5
—	—	—	—	—	—	2,060	1	1,988	1
—	—	323	1,973	3	1,964	1,964	3	—	—
—	—	233	1,955	1	1,948	—	—	—	—
—	—	303	1,867	4	1,870	1,872	1	1,872	1
—	—	060	0,838	3	1,847	1,825	1	—	—
—	—	004	1,812	1	1,809	—	—	—	—
—	—	204	1,764	1	1,786	—	—	—	—
—	—	600	1,712	5	1,712	1,707	6	1,729	3
—	—	433	1,663	4	1,670	1,661	4	—	—
—	—	503	1,657	1	1,663	—	—	—	—
—	—	053	1,626	4	1,634	—	—	—	—
—	—	612	1,612	3	1,605	—	—	1,610	3
—	—	404	1,562	3	1,569	1,567	3	1,567	3
—	—	630	1,555	2	1,553	—	—	—	—
—	—	—	1,517	1	—	1,517	3	1,511	2
—	—	044	1,511	1	1,516	—	—	—	—
—	—	701	1,477	3	1,471	1,478	4	1,486	2
—	—	612}	—	—	1,466	—	—	—	—
—	—	640}	1,461	1	1,456	—	—	—	—
—	—	115}	—	—	—	—	—	—	—
—	—	434}	1,449	3	1,445	1,445	3	1,448	1

Таблица 2 (окончание)

Обр. $\alpha\text{-Y}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$		Северо-Запад				Восточная Си- бирь (Скоробога- това и др., 1964)		Швеция (War- shaw, Roy, 1962)	
d	I	hkl	$d_{\text{изм}}$	I	$d_{\text{выч}}$	d	I	d	I
—	—	353	1,434	1	1,431	—	—	—	—
—	—	—	1,403	3	—	1,407	3	1,415	1
—	—	—	1,393	1	—	—	—	—	—
—	—	—	1,365	2	—	1,367	3	—	—
—	—	—	1,343	1	—	—	—	—	—
—	—	—	1,318	2	—	1,320	2	—	—
—	—	—	1,297	1	—	—	—	—	—
—	—	—	1,283	2	—	1,281	1	—	—
—	—	—	1,253	2	—	1,246	4	1,262	4
—	—	—	1,243	2	—	—	—	—	—
—	—	—	1,239	1	—	1,234	2	—	—
—	—	—	1,216	2	—	1,220	2	—	—
—	—	—	1,196	1	—	1,203	1	—	—
—	—	—	1,191	2	—	—	—	—	—
—	—	—	1,178	2	—	1,180	1	—	—
—	—	—	1,168	3	—	1,166	5	1,170	4
—	—	—	1,160	2	—	—	—	—	—
—	—	—	1,149	2	—	—	—	—	—
—	—	—	1,133	1	—	—	—	—	—
—	—	—	1,125	1	—	—	—	1,127	4
—	—	—	1,119	4	—	1,118	3	—	—
—	—	—	1,112	1	—	—	—	—	—
—	—	—	1,108	1	—	—	—	1,106	2
—	—	—	1,099	4	—	1,095	3	—	—
—	—	—	1,080	2	—	1,084	4	1,090	5
—	—	—	1,058	3	—	1,058	5	1,061	5
—	—	—	1,028	2	—	1,029	4	1,030	3
—	—	—	—	—	—	1,011	2	1,011	3

При пересчете химического анализа на $\text{Y}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$ получена следующая эмпирическая формула:



Приведенная формула показывает большое сходство таленита Северо-Запада СССР с таленитом Швеции и Восточной Сибири.

Исследованный таленит образует монокристалльные зерна, пригодные для рентгенографического исследования.

Сравнение данных межплоскостных расстояний и интенсивностей порошковых рентгенограмм подтверждает структурную идентичность описываемого таленита с образцами из Восточной Сибири и Швеции (табл. 2).

Исследование таленита методом Лауэ показало, что минерал относится к моноклинной сингонии. Параметры решетки определены в камере РКЮП и затем уточнены методом порошка в камере РКУ-114 (Fe-излучение: $a = 10,343 \pm 0,005 \text{ \AA}$; $b = 11,093 \pm 0,008 \text{ \AA}$; $c = 7,294 \pm 0,006 \text{ \AA}$; $\beta = 96^\circ 55' \pm 30'$). Полученное отношение осей $a : b : c = 0,932 : 1 : 0,658$, а также значения углов моноклинности сравнимы с результатами гониометрических измерений В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1913—1923): $a : b : c = 0,919 : 1 : 0,648$; $\beta = 97^\circ 05'$.

По данным, полученным в камере КФОР (Мо-излучение), был установлен закон систематических погасаний: среди отражений типа $0k0$ присутствовали те, у которых $k = 2$, среди $h0l$ — только рефлексы с $h + l = 2$. Таким образом, была установлена пространственная группа C_{2h}^5 в аспекте $P2_1/n$. Сделанный выбор моноклинной ячейки и, соответственно, аспекта группы оказался рациональным. В другом случае при интернациональной установке $P2_1/c$ ячейка имела бы значительно больший угол моноклинности ($\approx 152^\circ$), что, как известно, противоречит условиям Бравэ.

Из объема ячейки $V = 830,9 \text{ \AA}^3$, молекулярного веса $M = 372,58$ и удельного веса таленита $4,34$ следовало число формульных единиц в ячейке $Z = 5,83$. Отсюда рентгеновская плотность таленита составляет $4,47 \text{ г/см}^3$.

При изучении ИК-спектров поглощения и рентгенограмм порошка искусственных силикатов различных редкоземельных элементов, синтезированных в Ленинградском институте химии силикатов (Лазарев, Тенишева, 1964; Торопов, Бондарь, 1959, 1961), было установлено три структурных типа диортосиликатов: I — диортосиликаты La — Sm; II — Gd — Ho и Y; III — Er — Yb и Sc. Аналогичные исследования проводились американскими учеными Уоршау и Роем (Warshaw, Roy, 1962). Принципы группировки редкоземельных силикатов, установленные Н. А. Тороповым и И. А. Бондарь (1959, 1961), подтверждаются американскими авторами. Но последние выделяют диортосиликат иттрия в промежуточный тип между силикатами с малыми и средними радиусами ионов и считают его структурно индивидуальным. Данные рентгенограмм советских (Лазарев, Тенишева, 1964; Торопов, Бондарь, 1959, 1961) и американских авторов (Warshaw, Roy, 1962) для $Y_2[Si_2O_7]$ различны. Недостатком указанных исследований является то, что эти данные приводятся для микрокристаллических образцов, контроль состава которых затруднителен.

Природный таленит согласно его дифракционной картине не может быть отнесен ко II структурному типу диортосиликатов. Однако американские исследователи предполагают, что таленит является представителем низкотемпературной модификации α - $Y_2[Si_2O_7]$. Небольшое количество линий, приведенное ими для этой модификации по межплоскостным расстояниям и интенсивностям, достаточно хорошо совпадает с линиями описанного нами таленита (табл. 2).

Для уточнения параметров решетки, полученных в камере РКОП, с исследуемого образца была получена дебаеграмма в камере РКУ-114 (нефильтрованное FeK-излучение, 35 кВ , 12 мА), промеренная на компараторе с точностью $\pm 0,05 \text{ мм}$ при оценке относительной интенсивности визуально по десятибалльной шкале. Найденные значения межплоскостных расстояний сведены в табл. 2 вместе с аналогичными значениями для ранее описанных образцов таленита Восточной Сибири и Швеции (Скоробогатова и др., 1964, 1966), а также данные Уоршау и Роя (Warshaw, Roy, 1962) по синтетическому α - $Y_2[Si_2O_7]$.

Таленит всех трех различных рудопроявлений дает практически идентичные дифракционные картины (см. табл. 2), несколько отличаясь при этом от синтетического силиката иттрия главным образом по значениям относительных интенсивностей отражений. Индексирование всех отражений дебаеграммы обр. 194 проведено графическим методом Палатника (Пинес, 1957) на основе размеров элементарной ячейки, определенных монокристалльными методами. Найденные при этом значения a , b , c и β приведены выше.

ВЫВОДЫ

1. Таленит Северо-Запада СССР в отличие от таленита Швеции (гранитные пегматиты) и Восточной Сибири (альбититы и альбитизированные гранитоиды) установлен в кварцевых метасоматических жилах и образуется в более поздний, кремнекислый этап метасоматоза.

2. Несмотря на некоторое своеобразие состава и условий образования, таленит Северо-Запада СССР структурно идентичен талениту отмеченных выше регионов. Хорошо выраженные монокристаллы рассматриваемого таленита сделали возможным рентгеноструктурные монокристалльные исследования и определения пространственной группы симметрии и параметров элементарной ячейки, уточненные по дебаеграмме, и оказались равными: $a = 10,343 \text{ \AA}$; $b = 11,093 \text{ \AA}$; $c = 7,294 \text{ \AA}$; $\beta = 96^\circ 55'$.

3. Наличие таленита в метасоматических месторождениях СССР и пегматитах Швеции и Норвегии позволяет сделать предположение о наличии таленита в пегматитах Северо-Запада СССР, генетически связанных с палеозойскими щелочными гранитами.

ЛИТЕРАТУРА

- Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав редкоземельной минерализации.— Геология рудных месторождений, 1965, № 1.
- Лазарев А. Н., Тенишева Т. Ф. Колебательные спектры и строение некоторых силикатов редкоземельных элементов.— Изв. АН СССР, серия хим. 1961, № 6.
- Пинес Б. Я. Лекции по структурному анализу. Изд. Харьк. ун-та, 1957.
- Скоробогатова Н. В., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А. Таленит.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 26. Изд-во «Недра», 1966.
- Скоробогатова Н. В., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А., Столярова Т. И. Таленит из альбититов Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, 155, № 1.
- Горопов Н. А., Бондарь И. А. Силикаты редкоземельных элементов. Сообщение III. Диаграмма состояния двойной системы окись иттрия—кремнезем. — Изв. АН СССР, серия хим., 1961, № 4.
- Горопов Н. А., Бондарь И. А. Силикат лантана.— Изв. АН СССР, серия хим., 1959, № 3.
- Benedicks C. Talenit ein neues Mineral aus Osterby in Dalekarlien.— Geol. Univ. Upsala Bull., 1898, 4, pt. 1.
- Brögger W. S., Vogt Th., Schetelig J. Silicate der Seltenen Erden (Y-Reihe und Ce-Reihe), IV, 1922.
- Goldschmidt V. T. Atlas der Krystallformen, Bd 1—9. Heidelberg, 1913—1923.
- Warshaw J., Roy R. Crystal chemistry of rare earth sesquioxides, aluminates and silicates.— Nat. Sci. Found. Washington 25, D. C., and Material Res. Labor. Pennsylvania State University. 1962.

Т. А. ИВАНОВА

**О СФЕРОЛИТАХ ЦИРКОНА
ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ**

При изучении акцессорных минералов щелочных рибекитовых гранитов Кукинского массива (Центральное Забайкалье) встречен циркон очень редкой сферолитовой формы, которая ранее для циркона не отмечалась.

Кукинский массив щелочных гранитов входит в состав крупного пояса мезозойских щелочных гранитоидов Забайкалья (Арсеньев, 1946), известных в литературе под названием Куналейского (Мало-Куналейского) комплекса.

Рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты, слагающие главным образом центральную часть Кукинского массива, представлены средними крупнозернистыми лейкократовыми породами светло-серого и розового цвета с характерным сиреневым оттенком. Граниты состоят в основном из ортоклаза и кварца (до 90—95%) с незначительным содержанием (обычно не более 1—3%) темноцветных минералов (рибекита, реже эгирина). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, циртолитом, флюоритом, реже монацитом, касситеритом и анатазом.

Различаются текстурные разновидности щелочных гранитов с мелкими миаролитовыми пустотами, которые выполнены кристаллами розового или кремового полевого шпата, друзочками темно-серого кварца и игольчатыми кристаллами эгирина (рис. 1). Эти пустотки сложены минералами, слагающими собственно щелочной гранит с той лишь разницей, что размер кристаллов в миаролитовых пустотках несколько превышает размер их в граните.

Пустоты неправильной формы размером от 0,3—0,5 до 1—1,5 см. Количество пустот различно для различных участков щелочных гранитов. В одинаковой степени встречаются участки как обедненные (с редкими пустотами), так и обогащенные миаролитовыми пустотками. В последнем случае текстуру гранита можно назвать миаролитовой.

Сферолитовый циркон был отмечен только в граните с миаролитовой текстурой и ни в одном случае не установлен в пробах щелочных гранитов, для которых миаролитовые пустотки не характерны. При внимательном просмотре образцов щелочных гранитов с миаролитовой текстурой под бинокулярной лупой было установлено, что описываемый циркон приурочен только к пустоткам, где он нарастает на кристаллы розового полевого шпата (ортоклаза), игольчатого эгирина и друзочки темного кварца (рис. 2) и является по времени выделения самым поздним.

Сферолиты циркона имеют обычно более или менее правильную, реже искаженную форму шара и обнаруживают характерное радиальнолучистое строение (рис. 3). Иногда это «сростки» нескольких неодинаковых

по размеру и ориентировке (относительно центра кристаллизации) сферолитов циркона. Размер (диаметр) отдельных сферолитов 0,5—1 мм. Цвет минерала медово-желтый с буроватым или зеленоватым оттенком. В некоторых зернах наблюдается неоднородная пятнистая или зональная окраска, обусловленная чередованием участков, окрашенных в желтовато-буроватые и зеленоватые тона. Описываемый циркон полупрозрачный и непрозрачный, мутный. Блеск жирный до матового. Микротвердость¹ сферолитового циркона, измеренная С. И. Лебедевой на приборе ПМТ-3 при нагрузках 100—200 Г, равна 867—992 кг/мм²; средняя твердость $H_{cp} = 927$ кг/мм². Удельный вес 4,1 (определен микрометодом; ошибка измерения $\pm 0,02$).

В протоколках сферолитовый циркон часто находится в сростках с эгирином и кварцем. В некоторых случаях в центральной части сферолита отмечаются включения кварца и магнетита. С поверхности сферолиты иногда покрыты тонкой корочкой, по-видимому, более позднего молочно-белого мелкозернистого кварца.

Под микроскопом сферолиты циркона также имеют радиальнолучистую структуру, кристаллические индивиды которой игольчатой формы и ориентированы удлинением по радиусам (рис. 4). Как правило, циркон анизотропный, участки изотропен или слабо анизотропен. Угасание неравномерное, приближающееся к прямому. Показатель преломления равен 1,807 (определен в фосфорных жидкостях).

При нагревании сферолитового циркона до 1100° термограмма представляет собой прямую линию, что также свидетельствует о хорошей сохранности его кристаллического состояния.

Описываемый циркон имеет четкую дебаеграмму, линии которой полностью совпадают с линиями эталонной дебаеграммы циркона.

Полуколичественным спектральным анализом² (Н. В. Лизунов) выявлено присутствие 0,05—0,1% Be; 0,2% Al; меньше 0,5% Fe; 0,05% Ca; 0,5% Y; 0,01—0,05% La. Количественным спектральным анализом (аналитик Н. А. Коровина) в сферолитовом цирконе определено 2,5% HfO₂.

Наряду с цирконом сферолитовой формы в щелочном миаролитовом граните присутствовал обычный циркон призматической (дипирамидально-короткопризматической) формы. Отношение длины кристалла к ширине 1:2; 1:3. Размер 0,1—0,3 мм. Цвет светло-желтый, почти бесцветный, прозрачный, блеск стеклянный. Удельный вес 4,69 (определен

Сравнение цирконов двух форм выделений

Форма	Призматическая	Сферолитовая
Размер зерен, мм	0,1—0,3	0,5—1
Цвет	Светло-желтый до бесцветного	Медово-желтый, иногда с зеленоватым оттенком
Прозрачность	Прозрачный	Мутный, непрозрачный
Блеск	Стеклоанный	Жирный до матового
Удельный вес	4,69	4,10
Показатель преломления	1,966	1,807
Содержание HfO ₂ , %	0,98	2,5
Содержание в породе, г/т	16	494

¹ Микротвердость и удельный вес определены в кабинете минералогических методов исследования ИМГРЭ.

² Ввиду отсутствия достаточного количества материала, химический анализ циркона произведен не был.

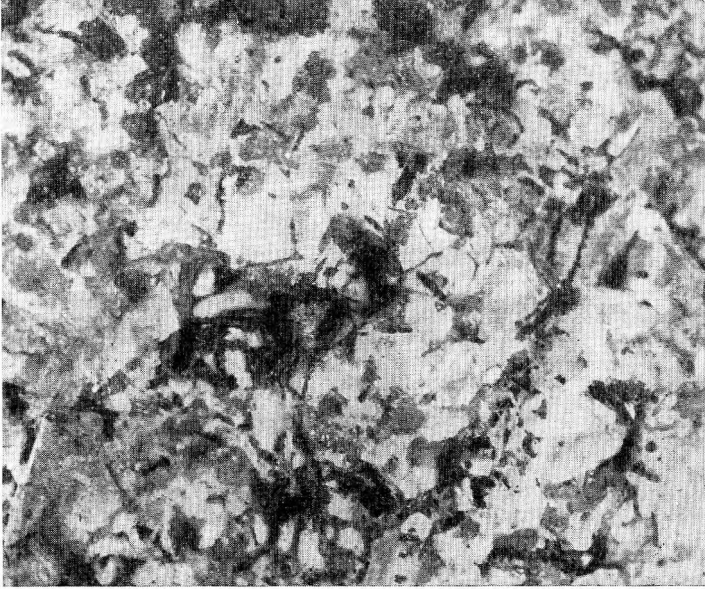


Рис. 1. Миаролитовые пустотки в щелочном граните.
Увел. 3,5. Штуф

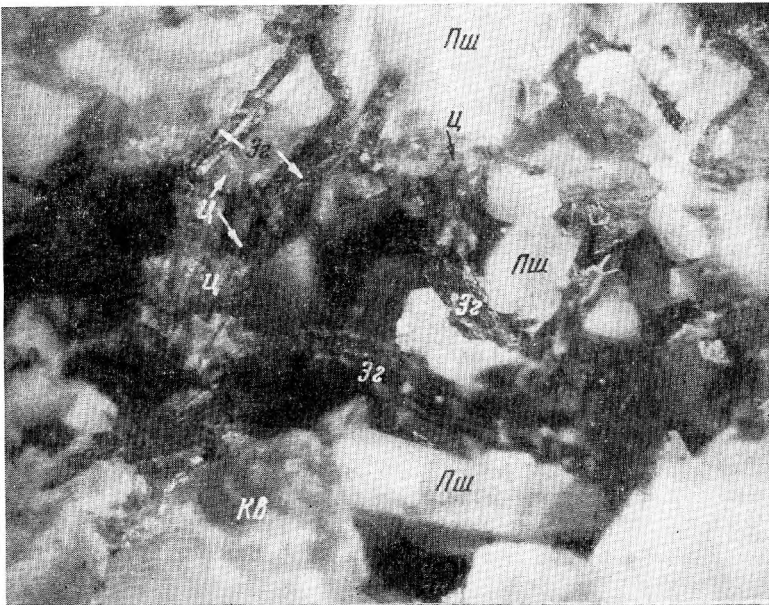


Рис. 2. Миаролитовая пустотка со сферолитовыми выделениями циркона.
Пш — полевой шпат; Кв — кварц; Зр — зиркон; Ц — циркон
Увел. 15

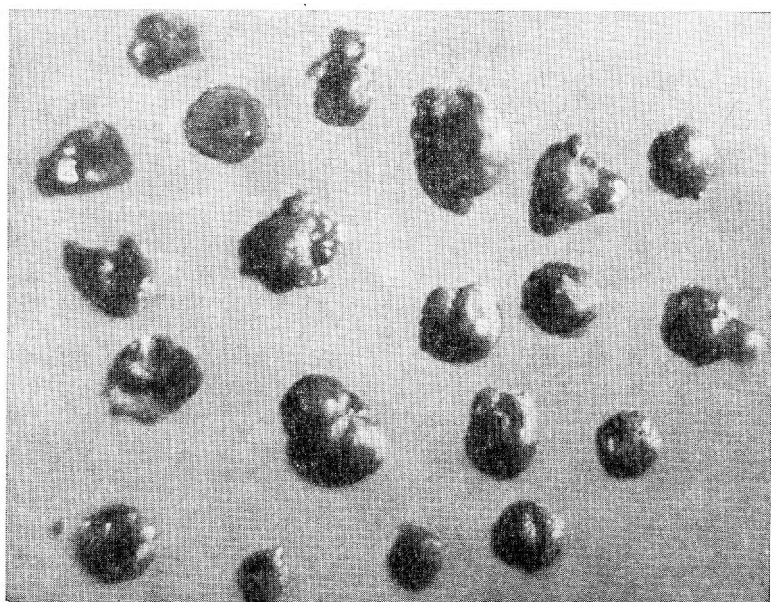


Рис. 3. Форма выделений циркона.
Увел. 30



Рис. 4. Радиальнолучистое строение сферолитов циркона.
Увел. 120, без анал.

микрометодом). Оптические свойства обычные. Показатель преломления равен 1,966 (определен в фосфорных жидкостях). Содержание HfO_2 в этом цирконе равно 0,98%. Некоторые сравнительные данные по обоим типам цирконов приведены в таблице.

По условиям формирования призматический циркон характерен для самого гранита (в миаролитовых пустотах не отмечался) и является, по-видимому, более ранней генерацией по отношению к циркону сферолитовой формы.

Касаясь вопроса об условиях кристаллизации сферолитового циркона, несколько слов следует сказать о генезисе щелочных гранитов Кукинского массива.

Детальные геолого-петрографические исследования щелочных рибекитовых гранитов Кукинского массива (Иванова, 1968) показали, что мы имеем дело с породами метасоматического генезиса, ведущим фактором в формировании которых являются процессы калишпатизации. Можно считать, что светло-желтый призматический циркон образовался в магматическую стадию, и тогда в щелочных гранитах он присутствует как реликтовый минерал (содержание в породе 16 г/т), в то время как циркон сферолитовой формы характерен в основном для заключительных этапов метасоматической стадии формирования щелочных рибекитовых гранитов (содержание в породе 494 г/т). Есть основания предполагать, что на ранних стадиях метасоматического изменения происходило растворение раннего призматического циркона и его кристаллизация на более поздних этапах уже в виде сферолитовых выделений в пустотах.

Аналогичные соотношения для цирконов отмечаются и в других текстурных разновидностях щелочных гранитов Кукинского массива, с той лишь разницей, что в щелочном граните, для которого миаролитовая текстура не характерна, более поздний по времени выделения циркон кристаллизуется в виде дипирамидальных (без призмы) кристаллов.

Вопрос об образовании миаролитовых пустоток, а также причинах возникновения сферолитов достаточно сложный и может быть предметом самостоятельного исследования. Отметим лишь, что образование миаролитовых пустоток в описываемых щелочных гранитах, а также сферолитов циркона в них происходило в процессе метасоматического формирования самих щелочных гранитов, а возникновению сферолитов циркона в пустотах могли благоприятствовать особые, специфические условия роста — зарождение сферолита вокруг различного рода включений, в частности нарастание на кристаллы других ранее выделившихся минералов, — ортоклаза, эгирина, кварца (Григорьев, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А. А. Проблема изучения щелочных гранитоидов Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Издан. Львовск. ун-та, 1961.
Иванова Т. А. Роль процессов метасоматоза в формировании щелочных гранитоидов (Восточное Забайкалье).— Сб. «Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов.» 1968.

И. П. ИЛУНИН

УСКОРЕННАЯ ДИАГНОСТИКА
КАССИТЕРИТА И ХАЛЬКОПИРИТА

Для диагностики касситерита широко применяется реакция образования так называемого оловянного зеркала. Водород, выделяющийся при взаимодействии цинка и соляной кислоты, восстанавливает касситерит до металлического олова, покрывающего в виде пленки зерна минерала. Эту реакцию рекомендуют использовать при изучении штуфов, при минеральном анализе шлихов, при исследовании полированных шлифов (Дэна и др., 1951; Кухаренко, 1961; Минералы, 1965; Назаренко, Полуэктов, 1950; Рамдор, 1962, и др.).

Вместе с тем почти все авторы приводят описание этой реакции с различными оговорками. В затруднительных случаях рекомендуют нагревать цинковую пластинку, проводить повторную обработку кислотой, предварительно кипятить зерна минерала в соляной кислоте. Некоторые авторы советуют использовать концентрированную соляную кислоту. Кроме того, в ряде минералогических руководств говорится, что реакция удастся «часто»; «почти всегда», «в большинстве случаев» (следовательно, не всегда). Наконец, время, необходимое для протекания этой реакции, определяют в несколько минут.

Предлагаемая в настоящей заметке методика позволяет надежно определять касситерит при комнатной температуре (без подогрева), с разбавленной соляной кислотой 1:1 (совершенно нецелесообразно без особой нужды пользоваться концентрированными кислотами). Образование оловянного зеркала в большинстве случаев можно отчетливо наблюдать через 5—10 сек после начала реакции; изредка этот интервал времени увеличивается до 20—30 сек. Методика проверена на образцах касситерита из 32 месторождений; большинство образцов были любезно предоставлены автору из коллекции Минералогического музея АН СССР им. А. Е. Ферсмана.

Ускорение реакции достигается тем, что испытуемые зерна плотно прижимают к цинковой пластинке в том месте, где помещена капля соляной кислоты. Если касситерит определяют в штуфе, то зерно исследуемого минерала придавливают к цинку. Если анализируют шлиховой материал, то проверяемые зерна поочередно придавливают к пластинке предметным стеклом. Результат реакции лучше всего наблюдать под биноклем в мокром состоянии, что рекомендует и В. В. Ложкин (1962).

Могут возразить, что предлагаемая методика неприменима в тех случаях, когда нужно проверить на касситерит всю тяжелую фракцию шлиха. Однако наш опыт работы со шлихами позволяет утверждать, что, обладая минимальными навыками, минералог может выбрать из шлиха под биноклярным микроскопом сравнительно небольшое количество зерен, «подозреваемых на касситерит», их и следует проверить.

Как только зерно касситерита оказывается прижатым к цинковой пластинке в капле соляной кислоты, начинается бурная реакция с отделением пузырьков газа от поверхности самого зерна. Когда пузырьки начнут отделяться от большей части поверхности зерна, следует прекратить надавливание. Зерно при этом как бы «всплывает» на пузырьках, поднимающихся от поверхности цинковой пластинки; отделение пузырьков от самого зерна прекращается, и зерно оказывается покрытым тонкой блестящей пленкой металла.

Как правило, реакция протекает быстрее для темноокрашенных касситеритов; зерна размером 0,5—1,5 мм покрываются всесторонней пленкой за 3—5 сек; отмеченные Е. М. Захаровой (1960) черные касситериты, с трудом дающие реакцию, это редкое исключение. Зерна светлоокрашенных касситеритов такого же размера реагируют 5—20 сек, редко до 30 сек. Для мелких зерен (менее 0,5 мм) реакция протекает еще быстрее. Что же касается крупных зерен (более 2 мм), то их следует изучать так же, как зерна в штуфах.

Среди возможных причин, вызывающих ускоренное течение реакции, можно указать на следующие:

1) при указанных условиях ограничивается доступ атмосферному кислороду, который, растворяясь в капле кислоты, нейтрализует часть водорода;

2) неровная поверхность зерна вдавливается в поверхность мягкого цинка, в результате увеличивается площадь тесного соприкосновения реагирующих веществ;

3) вероятно, главной причиной является возникновение гальванической пары цинк — олово. Первая порция олова на поверхности зерна, обращенной к пластинке, образуется при надавливании практически мгновенно; затем реакция протекает лавинообразно: электроны начинают переходить от цинка (нормальный потенциал $-0,763$) к олову, нормальный потенциал которого $-0,14$ (Глинка, 1955); с олова электроны переходят на ионы водорода, водород восстанавливается до атомарного состояния и восстанавливает касситерит до металлического олова на соседних участках зерна и т. д.

В ряде минералогических справочников и руководств говорится, что такую же реакцию дают вторичные минералы свинца, меди, висмута; чаще всего упоминаются церуссит и англезит. В связи с этим следует заметить, что все указанные минералы нетрудно отличить от касситерита по внешним признакам, в частности, по цвету и твердости (около 3 у церуссита и англезита, 6,5 у касситерита). Кроме того, у церуссита, в отличие от касситерита, образуется рыхлая («объемная») черная корка, и только на той части зерна, которая обращена к цинковой пластинке. То же относится к англезиту, причем на зернах англезита свинец восстанавливается очень медленно.

Во многих минералогических руководствах незаслуженно обходят молчанием пленочную реакцию на халькопирит. Эта простая реакция позволяет надежно отличать халькопирит от пирита, в частности в мелкозернистых агрегатах и в сростках, где определить твердость трудно. В тех же условиях, какие рекомендуются для касситерита (в капле HCl 1 : 1 на цинковой пластинке) халькопирит покрывается бархатно-черной пленкой. И опять-таки эта реакция резко ускоряется, если придавить испытуемое зерно к пластинке. Зерна халькопирита размером 1—1,5 мм покрываются всесторонней пленкой за 1—2 сек (проверено на образцах из семп месторождений различного геозиса). Состав пленки, возникающей на халькопирите, не изучен, но, вероятно, механизм реакции примерно тот же, что и в случае касситерита — нормальный потенциал железа равен $-0,44$; меди $+0,34$.

Рекомендуемый метод ускоренных пленочных реакций может успешно применяться как в лабораторных, так и в полевых условиях.

В заключение считаю своим долгом поблагодарить докт. техн. наук, проф. В. М. Фокеева и канд. хим. наук доц. Т. С. Максареву за консультацию по химической природе реакции.

ЛИТЕРАТУРА

- Г л и н к а Н. Л. Общая химия, изд. 7. Госхимиздат, 1955.
Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. 1, 2. Окислы и гидроокислы. ИЛ, 1951.
Захарова Е. М. Шлиховые поиски и анализ шликхов. Изд. Моск. ун-та, 1960.
Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.
Ложкин В. В. Диагностика минералов россыпей (практическое руководство). Госгеолтехиздат, 1962.
Минералы. Справочник, т. II, вып. 2. Изд-во «Наука», 1965.
Назаренко В. А., Полуэктов Н. С. Полумикрохимический анализ минералов и руд. Госхимиздат, 1950.
Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.

В. А. КОРНЕТОВА, В. Б. АЛЕКСАНДРОВ,
М. Е. КАЗАКОВА

АКЦЕССОРНЫЙ САМАРСКИТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ АДУН-ЧОЛОНА

Несмотря на почти 130-летнюю известность пегматитовых жил Адун-Чолона, залегающих в небольшом гранитном массиве, расположенном в 20 км на юго-запад от Шерловой горы (Восточное Забайкалье), акцессорные минералы их изучены еще недостаточно. Среди большого числа минералов Адун-Чолона, описанных и опубликованных некоторыми авторами в разное время (Сущинский, 1915, Аллер, 1936; Ферсман¹, 1940; Нефёдов, 1941 и др.) известны также арсенопирит, магнетит, малакон, ксенотим, монацит (Ферсман, 1940), самородный висмут, ильменит, рутил, брукит, стрюверит, иттропаризит, шеелит (Нефёдов, 1941). Г. В. Меркуловой в 1935 г. были описан касситерит и в шлифах — ортит.

Кроме всех перечисленных выше минералов, нами были встречены анатаз, циртолит, минералы группы колумбита, фергусонит, фенакит и самарскит. Следует заметить, что, несмотря на свои ничтожные размеры, эти минералы могут быть весьма характерны для определенной группы пегматитовых тел этого своеобразного пегматитового поля.

Многочисленные пегматитовые тела Адун-Чолона характеризует оригинальный минеральный состав отдельной пегматитовой линзы при общих геохимических особенностях пегматитового поля в целом. Поэтому один и тот же акцессорий можно встретить только в одной-двух пегматитовых линзах.

Описываемый нами самарскит в различных количествах был встречен в двух пегматитах, но лишь в одном из них количества его оказались достаточными для полного и всестороннего изучения. Это пегматитовое тело залегает в виде шпиза неправильной формы в крупнопорфировидных гранитах, неподалёку от северо-восточного контакта последних с песчано-сланцевой вмещающей толщей. На границе с пегматитовым телом в зоне экзоконтакта развивается зона мелкозернистого сложения, состоящая из розоватого микроклина и черного идиоморфного кварца с повышенным количеством биотита. Далее следует собственно пегматит, представленный непосредственно у контакта крупнозернистым пегматоидом, размеры кристаллов которого по направлению к центру жилы постепенно увеличиваются и наконец переходят в крупные блоки розового микроклина и черного кварца (мориона). Очень редко в зоне эндоконтакта можно наблюдать немногочисленные графические структуры, ихтиоглипты которых собраны в сферические агрегаты. Центральную часть пегматита занимает полость занорыша. Вокруг него мощно развивается альбитизация. Стенки занорыша покрыты альбитовыми «карнизками», друзьями гребенчатого

¹ Описаны А. Е. Ферсманом по данным П. М. Мурзаева.

альбита — клевеландита. Посреди причудливых нагромождений шарообразных сростков клевеландита кое-где сохраняются реликты полустворенных бавенских двойников микроклина, а также крупных кристаллов темно-дымчатого кварца. Последние, однако, редки. Гораздо чаще кристаллы кварца образуют ориентированные (эпитаксиальные) нарастания на кристаллах микроклина, описанные Д. П. Григорьевым и И. И. Шафрановским (1946). Гребенчатый альбит карнизов покрыт мелкочешуйчатыми поздними гидрослюдами и тонкоиглольчатым черным турмалином.

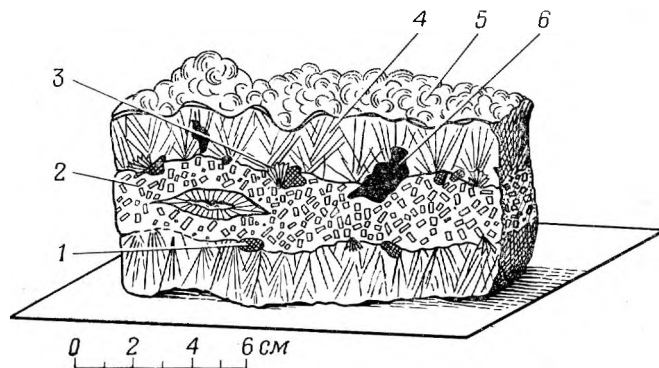


Рис. 1. Зарисовка альбитового «карниза». Самарскит расположен на границе клевеландита с мелкозернистым кавернозным альбитом
1 — самарскит; 2 — альбит; 3 — циртолит; 4 — клевеландит; 5 — поздние слюды; 6 — кварц

С микроклином ассоциирует фергусонит и циртолит, с альбитом — самарскит, радиальнолучистые агрегаты длиннопризматических кристаллов циртолита, тонкопластинчатый колумбит, фиолетовый, розовый и зеленый флюорит.

Отложение самарскита приурочено к тому периоду альбитизации, когда заканчивается замещение микроклина, но еще не наступила главная фаза отложения клевеландита. Самарскит выделялся совместно с мелкокристаллическим альбитом, минералом группы колумбита, оранжево-розовым циртолитом. Иногда точечные выделения самарскита бывают приурочены к какой-то поверхности трещины, что можно наблюдать при удачном раскалывании, например альбитового «карниза» (рис. 1).

Самарскит образует неправильной формы кристаллы или небольшие гребенчатые стростики их (по два или три). У кристаллов отчетливо развита одна, максимум две грани головки, которые часто бывают покрыты сериями параллельных полосочек или бороздок. Для одной такой грани был измерен угол $\rho = 43^{\circ}30'$, что соответствует, хотя и весьма условно, грани (101).

С поверхности кристаллы покрыты серым или желтовато-серым налетом. Цвет в раковистом изломе черный, иногда видна побегалость цвета вороненой стали. Блеск сильный смолистый, иногда стеклянный с жирноватым отливом. Внешне очень напоминает только что разбитый кусочек вара. Твердость 6,5. Твердость по микровдавливанию на приборе ПМТ-3 при нагрузке $p = 70-100 \text{ Г}$ равна $621-698 \text{ кг/мм}^2$, $H_{\text{ср}} = 663 \text{ кг/мм}^2$; Удельный вес 5,52 (определен из микронавески). Микротвердость и удельный вес определялись в лаборатории ИМГРЭ С. И. Лебедевой и И. Е. Максимова. Черта коричневая или светло-коричневая. В тонких сколах просвечивает коричневым и обнаруживает весьма неравномерную окраску пятнами.

В проходящем свете окрашен в буровато-желтый цвет. В пришлифовках под микроскопом минерал обладает высокой отражательной способ-

ностью. Изотропен (метамиктен). Быстро поддается разведению плавиковой кислотой. Так, после травления в течение 1 мин на полированной поверхности шлифа обнаружилось крупное бесформенное пятно разедания и выявилось зональное строение минерала: тонкие полосочки по сторонам некоего многоугольника параллельные друг другу. В отраженном свете в самарските наблюдаются включения неправильной формы, обладающие в сравнении с самарскитом повышенной отражательной способностью. Они анизотропны. Включения принадлежат минералу из группы колумбита — танталита. Удельный вес его, определенный микрометодом, равен 6,63 г/см³. Черта темно-серо-коричневая. Судя по удельному весу, в этом танталите находится до 50% Ta₂O₅.

Химический анализ (табл. 1) был выполнен М. Е. Казаковой. При расчете его мы придерживались теоретической формулы АВ₂O₆ и все железо считали трехвалентным. Определение точной валентности железа в присутствии урана весьма затруднительно. Расчет привел к следующей формуле: A_{0,81}B₂O_{5,6} или, включая воду, A_{0,81}B₂(O, OH)_{5,95}, где A = Th, U, Th, Mn, Ca; B = Nb, Ta, Fe³⁺, Ti.

Таблица 1

Химический состав самарскита

Окислы	Адун-Чолон				Дэвилс Хэд (Doelter, 1918)
	вес. %	молек. колич.	ат. колич.	ат. колич.	
MgO	Сл.	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	0,32
MnO	0,50	705	705	705	0,78
CaO	0,81	1444	1444	1444	0,27
Fe ₂ O ₃	10,69	6694	13388	20082	8,77
TR ₂ O ₃	19,05	6258	12516	18774	19,46
SiO ₂	0,37	616	616	1232	—
TiO ₂	5,50	6883	6883	13766	—
ZrO ₂ + TiO ₂	—	—	—	—	2,29
ThO ₂	3,84	145	145	290	3,64
UO ₂	9,24	342	342	684	4,02
UO ₃	0,81	283	283	849	—
Nb ₂ O ₅	24,28	9134	18268	45670	27,77
Ta ₂ O ₅	21,91	4959	9918	24795	27,03
H ₂ O ⁺	1,60	8870	17740	8870	1,58
Сумма	98,60	—	—	145927	100,31 *

* В сумму входят еще 0,95% SnO₂; 0,24% Na₂O; 0,17% K₂O; 0,72% PbO; 0,05% ZnO; 2,25% WO₃.

Химический состав изученного самарскита почти не выходит за рамки значений химических элементов, которые приводятся в сводной таблице работы С. А. Горжевской (1964). Отмечается высокий процент Ta₂O₅, почти равный содержанию Nb₂O₅, и повышенные количества TiO₂ (5,5%) и ThO₂.

Из большого числа химических анализов, известных к настоящему времени, состав нашего самарскита нашел себе довольно близкий аналог только в одном случае: самарскит из Дэвилс Хэд, Колорадо, США (Doelter, 1918). Отличие заключается лишь в меньшем количестве урана в самарските из Колорадо и несколько большей сумме пятиокисей ниобия и тантала, а также в содержании многих мелких примесей в нем (см. табл. 1). Самарскит Адун-Чолона более железистый и более чистый.

Состав редких земель акцессорного самарскита Адун-Чолона (в %)

Окислы	Аналитик Р. Л. Баринский		Аналитик Г. М. Варшал		
	в минерале	пересчет на 100% TR	в минерале	из осадка TR с Y_2O_3	пересчет без Y
La	0,5	2,5	0,038	0,2	0,3
Ce	1,5	7,4	0,398	2,0	2,9
Pr	0,7	2,7	0,351	1,1	1,5
Nd	1,2	6,0	1,412	8,1	11,7
Sm	2,2	11,0	2,118	10,0	14,5
Eu	0,1	0,7	—	—	—
Gd	1,5	8,0	1,718	8,2	11,9 + Eu
Tb	0,5	2,2	} 6,490	} 33,4	3,1
Y	—	—			—
Dy	3,3	16,0	1,718	16,1	23,32
Ho	0,8	3,7	0,343	3,2	4,6
Er	2,3	12,0	1,909	8,6	12,5
Tu	0,6	2,5	0,114	0,5	0,7
Yb	4,2	21,0	2,328	8,4	12,1
Lu	0,9	4,4	0,114	0,3	0,4
Сумма	20,3	100,0	19,05	100,1	99,52

В составе TR (табл. 2) существенную роль играет иттрий (33,4%). Состав остальных TR необычайно оригинален (рис. 2): диспрозий, самарий и неодим образуют максимумы, причем диспрозия больше всего. Последнее делает кривую весьма похожей на кривые скорее для TR эвксенита, чем самарскита. TR сперва определялись из навески минерала

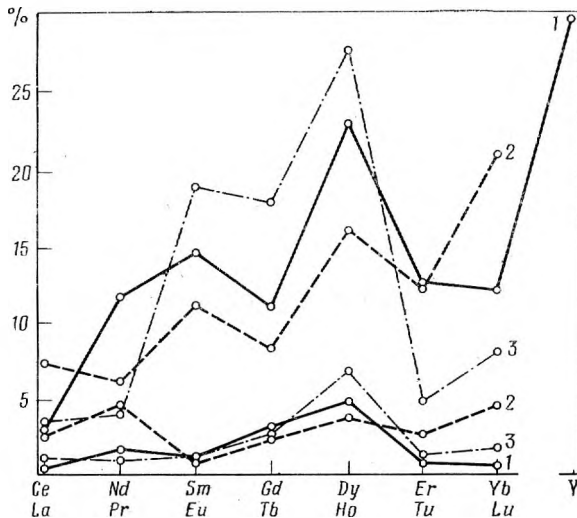


Рис. 2. Состав редких земель и иттрия в самарскитах

1 — Адун-Чолон, аналитик Г. М. Варшал (из осадка TR, выделенных в процессе химического анализа); 2 — Адун-Чолон, аналитик Р. Л. Баринский (из минерала); 3 — Ильменские горы, аналитик Р. Л. Баринский

Л. Р. Баринским методом рентгеноспектрального анализа (Семенов, Баринский, 1958, стр. 324, анализ 54), а затем в процессе химического анализа хроматографическим методом Г. М. Варшал из осадка TR, выделенного М. Е. Казаковой. Результаты оказались весьма близкими, хотя более точным следует считать последнее определение, так как оно делалось на

том же весьма тщательно отобранном материале, из которого производился и весь остальной химический анализ.

Состав TR нашего самарскита ближе всего к такому самарскиту из гранитных пегматитов Ильменских гор (Семенов, Баринский, 1958, стр. 324, анализ 45).

Кривая нагревания, полученная в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР (рис. 3), имеет резкий пик. Максимум эндотермического изгиба, соответствующего выделению H_2O , приходится на 200° . Экзотермический эффект наблюдается при 750° , что превышает на $30-35^\circ$ в среднем

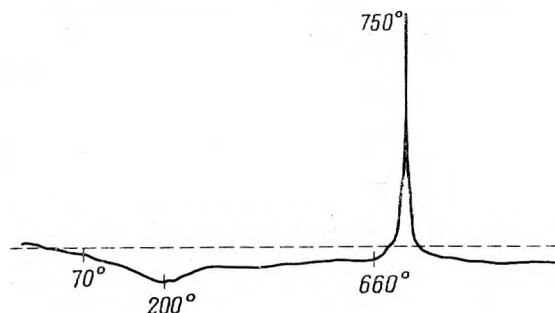


Рис. 3. Кривая нагревания самарскита из Адун-Чолона

температуру, указываемую ранее другими исследователями (Wambekke, 1960; Горжевская, 1964); однако в работе О. Н. Ложниковой и С. Я. Яковлевой (1961) для экзотермического пика приводятся более высокие температуры (до 800°).

Возможно, что более высокую температуру экзотермического пика нашего самарскита следует связывать с иным химическим составом его (высокое содержание Ta_2O_5), по сравнению с другими более известными разновидностями. Рентгенограмма прокаленного самарскита приводится в табл. 3.

Таблица 3

Значения межплоскостных расстояний для самарскита Адун-Чолона

№ п/п	d/n	I	№ п/п	d/n	I	№ п/п	d/n	I
1	4,06	1	9	1,871	2	17	1,228	2
2	3,63	1	10	1,714	2	18	1,198	1
3	3,12	7	11	1,649	3	19	1,149	2
4	3,01	10	12	1,578	3	20	1,117	2
5	2,77	2	13	1,517	2	21	1,084	2
6	2,52	3	14	1,441	2	22	1,055	2
7	2,22	1	15	1,384	2	23	1,023	2
8	1,915	5	16	1,353	1	24	0,991	2
						25	0,918	2

* Условия съемки: Си-излучение, Ni-фильтр, 35 кв, 12 ма, 2,5 час. $D = 57,3$ мм.

Исследованный нами самарскит тесно сростается с танталитом. Обычно мы наблюдаем закономерные сростания самарскита с колумбитом, которые носят название оннеродит. В нашем случае интересно то, что с самарскитом, богатым танталом, встречается и танталовый представитель группы колумбита — танталита. Это еще раз наводит на мысль о том, что

оннеродит представляет собой срастание такого типа, когда решетка одного минерала оказывает ориентирующее влияние на решетку другого, а образование их происходит одновременно.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллер Г. Д. Адун-Чолонские граниты.— Записки Всес. мин. об-ва, 1936, ч. 15, № 2.
- Горжевская С. А. Титано-тантало-ниобаты. II.— Геология месторождений редких элементов, 1964, вып. 23.
- Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Эпитаксическое нарастание кварца на полевой шпат.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, № 4, ч. 75.
- Ложникова О. Н., Яковлева С. Я. Рентгенометрический справочник-определитель минералов, содержащих редкоземельные элементы. ГИРЕДМЕТ, 1961.
- Нефедов Е. И. Некоторые вновь обнаруженные минералы в пегматитах Адун-Чолона.— Докл. АН СССР, 1944, 32, № 5.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах.— Геохимия, 1958, № 4.
- Сушинский П. П. Предварительный отчет о поездке в Южное Забайкалье.— Труды Геол. и мин. музея Акад. наук, 1915, ч. 1.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, 1954, стр. 567.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie, Bd. 111, Ab. 1, 1918.
- Wambekke van L. Etude comparative de l'ampangabeite et de la samarskite.— Bull. Soc. franc. Min. Crist., 1960, 83, N 10—12.

В. А. КОРНЕТОВА, В. Б. АЛЕКСАНДРОВ, М. Е. КАЗАКОВА

АКЦЕССОРНЫЙ ЭВКСЕНИТ
В ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ ЗОЛОТОЙ ГОРЫ
(Борщёвочный кряж, Восточное Забайкалье)

Многочисленные маломощные пегматитовые тела Золотой горы (быв. Семеновские копи) приурочены к системе трещин северо-восточного простирания и залегают в серых порфировидных биотитовых гранитах Борщёвского плутона. Пегматиты, вероятно, связаны генетически не с этими серыми гранитами, их вмещающими, а с более поздними фациями последних — розовыми жильными гранитами. Розовые жильные граниты резко отличаются от серых как составом, так и структурой, контакты их резкие, секущие. С пегматитами розовые жильные граниты образуют все переходы.

Эвксенит — весьма характерный и интересный аксессуар пегматитовых тел Золотой горы. Он встречается во многих дифференцированных пегматитах, хотя и в ничтожных количествах. Выделения его, позволившие изучить этот минерал, были найдены в том самом пегматитовом теле на правом склоне пади Золотой, в котором Ю. А. Долговым и И. Т. Бакуменко (1964) был встречен высокотемпературный пневматолитовый кварц, описанный этими исследователями в 1964 г.

Это наиболее дифференцированное тело. Периферическая часть представлена мощной зоной крупнографического пегматита, без резких переходов возникающей из розовых жильных гранитов. По мере приближения к центральным частям тела в крупнографическом пегматите возникает очень четко выраженная зона тончайшей микрографической структуры. Порода этой зоны необычайно вязкая и плотная, на плоских сколах отличается блеском спайной поверхности больших кристаллов микроклина (кристалл хозяин), проросших тончайшими икhtiоглистами кварца. В некоторых случаях здесь могут встречаться и радиальнолучистые структуры, хотя для других пегматитовых тел они более характерны. Центральная часть, сложенная блоками микроклина и совогого кварца (Долгов и др., 1964), несущая зазоры с морином и «розами» альбита, как скорлупой окружена этой микрографической зоной, достигающей в самых крупных участках мощности 25—30 см. Переход от зоны микрографии к блокам микроклина очень резкий. Альбитизация развита весьма умеренно.

Эвксенит встречается в блоковой зоне, образуя скопления узких, длинных плоских кристаллов, часто представляющих собой ступенчатые параллельные сростки, разворачивающиеся на конце веером (рис. 1), либо радиальнолучистые агрегаты до 1—1,5 см² площадью. Отдельные кристаллы имеют копьевидный облик (рис. 2), грани их матовые, шероховатые обычно покрыты земистой корочкой палевого цвета какого-то вторичного минерала.

В свежем изломе цвет эвксенита темно-коричневый, почти черный. В тонких сколах можно видеть, что минерал окрашен крайне неравномерно: на светло-коричневом фоне резко выделяются почти черные полосы. Излом раковистый. Блеск смолистый. Удельный вес 5,4 (средний). Микротвердость, установленная И. Б. Максимюк и С. И. Лебедевой на приборе ПМТ-3 при нагрузке 70—100 Г, находится в пределах 624—699 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$,



Рис. 1. Форма вростков кристаллов эвксенита в микроклине в произвольных поперечных срезах

$H_{\text{ср}} = 663 \kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Ассоциирует с микроклином, реже с альбитом, кварцем, аксессуарным монацитом, цитролитом, магнетитом в октаэдрах и ильменитом, нацело превращенным в брукитовый и апатазовый лейкоксен. Микроклин вокруг эвксенита обычно краснеет (радиоактивное воздействие) и по трещинкам пропитывается желтым порошковатым вторичным минералом — продуктом изменения эвксенита, ближе не определенным.

В непрокаленном состоянии эвксенит дифракционной картины не даст, но после прокалывания в течение 1,5 час. при 800—850° обнаруживается картина почти монофазного эвксенита (табл. 1). Кубическая фаза, столь часто встречающаяся после прокалывания метамиктных эвксенитов, в нашем случае присутствует в незначительном количестве, имея $a_0 = 5,12 \text{ \AA}$, что указывает обычно на дефектность структуры и ее сопровождающую гидратацию. Параметры решетки после нагревания при 1100°: $a = 5,558$; $b = 14,54$; $c = 5,193 \text{ \AA}$.

Под микроскопом в шлифах прозрачен (рис. 3). Даже макроскопически почти черные участки просвечивают темно-коричневым цветом. Изо-

Таблица 1

Рентгенограмма эвксенита, прокаленного при 800—850° в течение 1,5 час. *

№ п.п.	<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	№ п.п.	<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	№ п.п.	<i>hkl</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
1	—	4,02	1	13	142	2,02	1	24	262	1,490	3
2	111	3,61	1	14	202	1,892	8	25	213	1,461	2
3	—	3,16	1	15	—	1,833	1	26	223	1,434	1
4	131	2,97	9	16	222	1,828	6	27	333	1,221	2
5	—	2,94**	1	17	062	1,768	1	28	461	1,173	1
6	200	2,77	1	18	330	1,725	3	29	163	1,162	2
7	002	2,59	1	19	—	1,704	2	30	481	1,082	2
8	201	2,50	2	20	113	1,639	3	31	244	1,054	2
9	060	2,42	1	21	123	1,624	1	32	115	1,017	2
10	112	2,33	1	22	133	1,565	4	33	155	0,934	2
11	240	2,19	1	23	—	1,512	1	34	165	0,9373	1
12	132	2,11	1	—	—	—	—	35	175	0,9187	2

* Условия съемки: Си-излучение, Ni-фильтр, 35 ма, 16 ма, 5 час, $D = 57,8$ мм. Рентгенограмма слабая.

** Кубическая фаза.

трошен. Иногда окраска отдельного кристалла зональная. Центральные части зерна обычно окрашены в черный или темно-коричневый с красноватым оттенком цвет (в тонких участках). Далее следуют более светлые зоны, вероятно, вследствие изменения вещества: ярко-желтая или табачно-

Таблица 2

Химический состав эвксенита Золотой горы

Оксиды	Вес. %	Молек. колич.	Ат. колич.	Коэффициент	Ellsworth (1928)
CaO	0,92	0,01640	0,01640	0,05896	1,92
MgO	Сл.	—	—	—	0,03
MnO	0,32	0,00451	0,00451	0,01621	0,28
FeO)*	2,23	0,03106	0,03106	0,11166	—
Fe ₂ O ₃	3,98	0,02492	0,04984	0,17917	2,07
Al ₂ O ₃	Нет	—	—	—	0,26
TR ₂ O ₃	23,36	0,08933	0,17866	0,64228	24,75
ThO ₂	1,96	0,00742	0,00742	0,02667	3,94
UO ₂	10,76	0,03984	0,03984	0,14322	8,61
UO ₃	—	—	—	—	0,20
TiO ₂	22,01	0,27540	0,27540	0,99042	22,96
SiO ₂	Сл.	—	—	—	0,09
Nb ₂ O ₅	29,01	0,109134	0,21827	0,78468	28,62
Ta ₂ O ₅	2,88	0,003519	0,007038	0,04687	2,65
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,08
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	2,15
П.н.п.	2,75	—	—	—	Ост. 0,26
Сумма	100,18	—	—	—	100,29**

* Вычисленное.

** В сумму входят еще 1,35% PbO; 0,07% SnO₂; Al₂O₃ содержит BeO. Остаток состоит из 0,05% ZrO₂; 0,17% Na₂O; 0,04% K₂O.

желтая и оливково-серая (мелкоагрегативная) наружная. От зерна эвксенита, сидящего в микроклине, расходятся радиальные трещинки, заполненные грязно-оливковыми продуктами разрушения эвксенита. На поляризованный свет они не действуют. Тонкие окончания кристаллов эвксенита слагаются этими вторичными минералами. Интересно, что кристалл эвксенита, заключенный внутри монацита, как в капсуле, совершенно свободен от вторичных продуктов.

В полированных шлифах в отраженном свете эвксенит обладает очень высокой для минералов группы тантало-ниобатов отражательной способностью, особенно в участках, совершенно изотропных в скрещенных николях и лишенных примесей вторичных продуктов. Последние в аншлифах плохо отражают свет и имеют неправильные контуры. Плавиковой кислотой травится почти мгновенно с образованием продуктов реакции, которые действуют на поляризованный свет. Никаких особенностей внутренней структуры зерен эвксенита при травлении не выявилось.

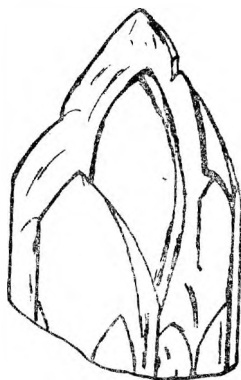


Рис. 2. Зарисовка пластинчатого кристалла эвксенита.

Увел. 15

Химический анализ (табл. 2) выполнен М. Е. Казаковой на материале высокой однородности и чистоты из навески всего 0,076 г. Кусочки эвксенита, отбирившегося на анализ, темно-коричневого цвета, и просвечивали красно-коричневым в краях. За малостью материала железо определяли все как трехвалентное ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6,46\%$). При пересчете данных химического анализа на формулу пришлось часть Fe^{3+} перевести в Fe^{2+} , т. е. считать, что образец был лишь частично окисленным.

Состав редких земель определяли хроматографическим методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР Г. М. Варшал дважды: сначала из отдельной навески минерала, а затем в осадке TR, выделенном М. Е. Казаковой в ходе общего химического анализа. При пересчете химического анализа на формулу брали среднее из этих двух очень близких между собой определений (табл. 3). В результате пересчета получена следующая формула: $[\text{Ca}_{0,059}\text{Mn}_{0,016}\text{TR}_{0,643}\text{Th}_{0,027}\text{U}_{0,143}\text{Fe}_{0,112}]_1[\text{Ti}_{0,990}\text{Nb}_{0,784} \cdot \text{Ta}_{0,047}\text{Fe}_{0,179}^{3+}]_2(\text{O}_{5,637}\text{OH}_{0,363})_6$ (см. табл. 2).

Таблица 3

Состав редких земель в эвксените Золотой горы

Оксиды TR	% к общей сумме TR	Пересчет без Y + Tb	Оксиды TR	% к общей сумме TR	Пересчет без Y + Tb
La_2O_3	0,45	1,0	Dy_2O_3	6,7	17,9
CeO_2	1,55	4,2	Ho_2O_3	1,95	5,3
Pr_6O_{11}	0,95	2,7	Er_2O_3	4,3	11,4
Na_2O_3	3,8	10,1	Tm_2O_3	0,2	0,5
Sm_2O_3	5,9	15,7	Yb_2O_3	3,4	9,0
Gd_2O_3	8,25	21,9	Lu_2O_3	0,15	0,2
$\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$	62,55	—			
			Сумма	100,15	99,9

Из полученной формулы и параметров элементарной ячейки (прокаленный материал) можно рассчитать плотность $5,24 \text{ г/см}^3$; она превышает на 0,2 цифру, полученную прямым определением С. И. Лебедевой в лаборатории ИМГРЭ (методом малых навесок). Подобное расхождение следу-

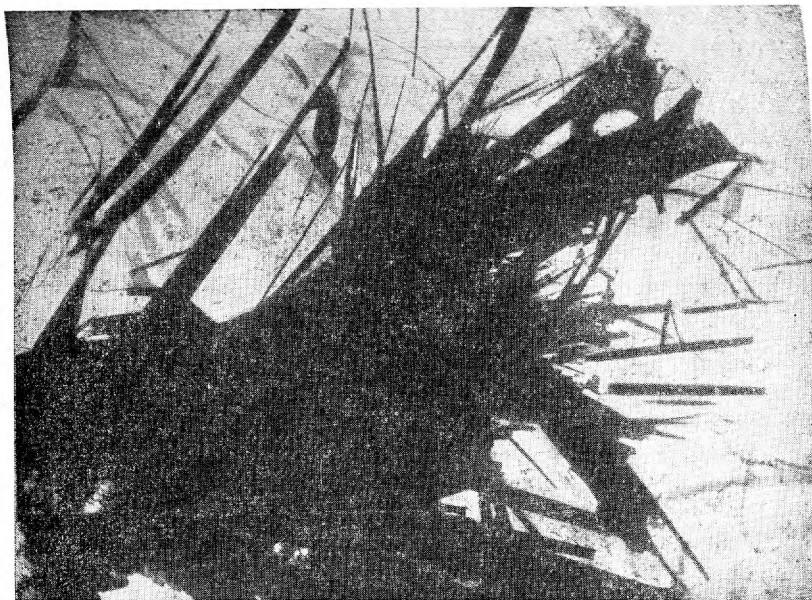


Рис. 3. Микрофотография шлифа эвксенита в кварце. Видна друца пластинчатых веерообразных кристаллов, как бы растущих из одного центра
Увел. 30, без анал.

ет, вероятно, объяснять значительной неоднородностью материала, а также тем, что при определении удельного веса использовали более гидратированный материал.

Химический состав анализированного образца необычайно близок к таковому эвксенита, описанного Эльсвортом в 1928 г. из Сейбин Тауншип Ниписсинг, Онтарио (Ellsworth, 1928). Разница заключается лишь в большем содержании CaO, TR и Th и в меньшем количестве Fe_2O_3 , UO_2 в эвксените из Онтарио. Описанный Эльсвортом эвксенит встречается в керамических пегматитах, состоящих из микроклина и кварца в графическом прорастании, плагиоклаза и обильного биотита. Ассоциирует с алланитом. Из жил для нужд промышленности добывали микроклин. Эвксенит в этих пегматитах распространен достаточно широко и встречается довольно часто, образуя большие желваки. Анализ производился, как указывает автор, на исключительно чистом материале.

Интересная ассоциация эвксенита, подобная той, что встречается на Золотой горе, описывается Омори и Хасегава (Omori, Hasegawa, 1958) из пегматитов Яппаяма, округ Фукусима. В этих пегматитах эвксенит ассоциирует с ильменитом, цирконом и ксепотимом (в нашем случае есть циртолит и монацит), и также отличается повышенным содержанием титана (25,10%) при почти одинаковой с нашим эвксенитом сумме пятиокисей Nb и Ta (29,80%); последний в них составляет почти половину.

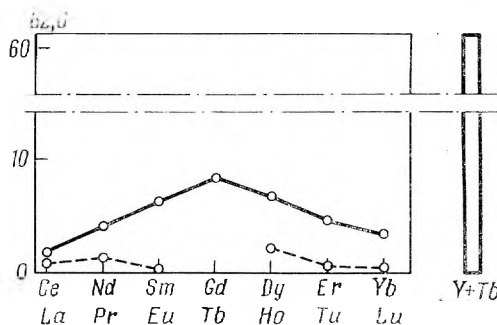


Рис. 4. Состав TR и Y в эвксените Золотой горы

Состав TR (рис. 4) эвксенита Золотой горы отличается тем, что, во-первых, содержит очень большие количества гадолиния, во-вторых, состав TR более соответствует таковому у самарскитов, описанных Е. И. Семеновым (1958). При сравнении с данными, опубликованными С. А. Горжевской (1964, стр. 25) для представителей структурного типа эвксенитов, видно, что состав TR нашего эвксенита заметно отличается: у нас гадолиниевый максимум, в то время как у С. А. Горжевской максимум приходится на диспрозий или диспрозий + иттербий. [По этому поводу см. также работу Хонгсло и Лангмир (Hongslo, Langmyhr, 1960)].

Кривая состава TR эвксенита Золотой горы ближе к кривым TR танталоэвксенитов и похожа даже на график форманита (Корнетова, Казакова, 1964).

Кроме элементов, установленных химическим анализом, в эвксените Золотой горы спектрально определены: Sn — средние линии, Be, Sc, W, Cu — слабые и Pb, Bi, Zr, Sn, Ga — следы.

ЛИТЕРАТУРА

- Горжевская С. А. Титано-тантало-ниобаты. II.— Геология месторождений редких элементов, 1964, вып. 23.
- Долгов Ю. А., Бакуменко И. Т. О высокотемпературном пневматолитовом кварце Золотой горы.— Докл. АН СССР, 1964, 159, № 5.
- Корнетова В. А., Казакова М. Е. Находка форманита в СССР.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 2.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах.— Геохимия, 1958, № 4.
- Ellsworth H. V. Euxenite from Sabine Township, Nipissing District, Ontario.— Amer. Min., 1928, 13, N 9.
- Hongslo T., Langmyhr F. J. On the chemical composition of blomstrandine and euxenite.— Norsk. Geol. Tidsskrift., 1960, 40, h. 2.
- Omori K., Hasegawa Sh. Euxenite from the Uzumine pegmatite mine, Fukushima Prefecture.— J. Jap. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., 1958, 42, N 6.

В. А. КОРНЕТОВА, Л. К. ЯХОНТОВА,
М. Е. КАЗАКОВА

ЛЕЛЛИНГИТ В ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ НАТРО- ЛИТИЕВОГО ТИПА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗАБАЙКАЛЬЕ

Арсенид железа — леллингит — в пегматитовых жилах СССР отмечается впервые. Вообще для пегматитовых жил, особенно натро-литиевого типа, сульфиды достаточно характерны. В большинстве случаев они представлены пиритом или арсенспиритом, реже халькопиритом, галенитом, сфалеритом или молибденитом. Для пирита и арсенипирита характерен сравнительно большой диапазон выделения и разнообразные ассоциации минералов, начиная от ранних высокотемпературных, кончая гидротермальными, поздних стадий пегматитового процесса.

Для халькопирита, сфалерита, галенита типична приуроченность к кварцевым ядрам центральных частей пегматитовых тел, а стадия выпадения их безусловно гидротермальная.

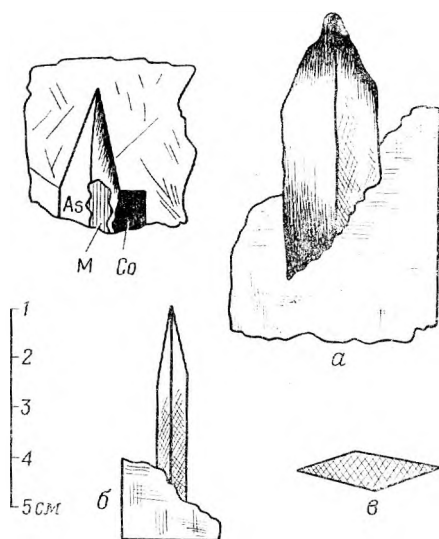
В количественном отношении сульфиды составляют ничтожную часть от общей массы пегматита и, конечно, не могут представлять никакого практического интереса, однако для выяснения геохимических особенностей того или иного месторождения пегматитов эти минералы могут сыграть важную роль. В этом смысле появление леллингита в описываемых пегматитовых телах и вместе с тем отсутствие сульфидов достаточно примечательно. Оно вполне может служить указанием на то, что серы почти нет в составе летучих изучаемого пегматита, и ее роль выполняет мышьяк.

Среди зарубежных месторождений пегматитов леллингит был известен в США, штат Мэн, Оберн (Palache *а. оth.*, 1946) и в Сентер-Страфффорд, штат Нью-Гемпшир (Switzer, 1938), в Чехословакии — Дольни Боры, Западная Моравия (как стало известно из сообщения Ф. Чеха, Прага).

В месторождении, описываемом нами, леллингит первоначально был принят за арсенипирит. Он встречается в двух пегматитовых телах одного большого пегматитового поля, различающихся как по строению, так и по минералогическому составу. В первом теле сильно развита альбитизация и леллингит находится в ассоциации с альбитизированным микроклином, колумбитом с 13% Ta_2O_5 , спессартином, мусковитом и мелкопластинчатым альбитом. В этом же пегматите встречается большое количество иссиня-черных кристаллов литийсодержащего турмалина.

В другом пегматите, напротив, достаточно сильно дифференцированном, но слабопроявившейся альбитизацией, леллингит встречался в двух генерациях: первая — в микроклине, а вторая — в виде лепешкообразных деформированных кристаллов внутри чрезвычайно тонкозернистого («фарфоровидного») альбита. В этом пегматите минералы группы колумбита — танталита содержат уже до 65% Ta_2O_5 , турмалина очень мало, но в ранних ассоциациях встречен спедумен, а в зальбандах — касситерит.

В первом пегматитовом теле леллингит в виде точечной вкрапленности распространен довольно равномерно, но наибольшие по размерам кристаллы, достигающие в длину 8 см, он образует только около блоков микроклина. Облик этих кристаллов ланцетовидный (см. рисунок). Они очень похожи на кристаллы из пегматитов Сентер-Страфффорд (Switzer, 1938).



Кристаллы лёллингита (*As*) в ассоциации с мусковитом (*M*) и колумбитом (*Co*) в альбите:

a — *a* — три взаимно перпендикулярные положения одного и того же кристалла

трещин, заполненных вторичными продуктами изменения с очень высокой отражательной способностью. Азотной кислотой травится слабо. Травление выявляет картину очень сильного дробления, при котором наблюдается развальцованность зерен, отчего возникают очень неясные границы. Отражательная способность в натровом свете меняется от 47% у наиболее перемятых образцов до 48,5% у более свежих (из второго пегматитового тела), в то время как у совершенно свежего лёллингита (по данным справочников) отражательная способность достигает 52,5—53%. В шлифах других рудных минералов не обнаружено.

Было измерено удельное сопротивление ряда образцов изучаемого лёллингита. Измерения проводились по полированной поверхности методом компенсации на установке Института кристаллографии АН СССР. Оказалось, что и эта константа сильно варьирует. Намечилась зависимость от степени раздробленности материала. У максимально раздробленных кристаллов удельное сопротивление составило 180—200 $\text{ом}^{-1} \cdot \text{см}$, в то время как у менее раздробленных эта величина достигала 40—50 $\text{ом}^{-1} \cdot \text{см}$. Интересно было сравнить эти данные с данными из месторождения Дольни Боры, для которого эта величина оказалась равной 10^{-2} — $10^{-3} \text{ом}^{-1} \cdot \text{см}$. Таким образом, отмечается прямая зависимость между степенью раздробленности материала и величиной удельного сопротивления; последнее тем больше, чем больше раздробленность.

Химический анализ (табл. 1) был выполнен М. Е. Казаковой из навески 300 мг на материале, тщательно отобранном от видимых под бинокляром примесей и из очень мелких кусочков. Несмотря на это, анализ показал присутствие воды, которая свидетельствует о наличии вторичных минералов: скородита ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), например, водных окислов железа, которые образуют внутри кристаллов лёллингита столь толстые пленки, что от них практически невозможно освободиться. Это подтверждается и изучением материала под микроскопом.

Таким образом, если считать примесь только скородит, состав анализируемого материала следующий: 23,28% Fe; 57,94% As; 2,04% S; 6,67% — Fe_2O_3 ; 9,58% — As_2O_5 ; 3,02% H_2O ; сумма 102,53%. Но следует

Поверхность их шероховатая, плоскостей граней нет, но общий облик кристаллов отчетливо призматический. Габитусными гранями являются грани ромбической призмы, вероятно, (110). В сечении кристаллы имеют вид сплюсченного ромба. Поверхность кристаллов окрашена в грязно-бурый с зеленоватым оттенком цвет, который ему, по-видимому, придают пленки вторичных минералов (скородит, водные окислы железа), возникшие в зоне окисления. В изломе цвет минерала серебристо-серый, блеск металлический. Черта черная, излом неровный. Удельный вес, определенный из малых количеств, равен 6,95.

В отраженном свете минерал белый, слегка желтоватый, сильно анизотропный. Двухотражение слабое. Отмечаются цветные эффекты поляризации розовых и голубовато-серых тонов. Наблюдается масса мельчайших беспорядочных

Таблица 1

Химический состав леллингита из пегматитовых жил

Элементы	Вес. %	Забайкалье, молек. колич.			Сентер-Страфффорд, США (Switzer, 1938)
			Скородит (условно)	Леллингит	
Fe	27,95	499	83	416	27,89
As	64,19	855	83	772	70,94
S	2,04	63	—	63	0,96
H ₂ O ⁺	3,02		167	—	—
Сумма	97,20	—	—	—	99,79

помнить, что присутствие аморфных окислов железа или каких-либо других соединений также весьма вероятно, поэтому процент As₂O₅ взят весьма условно, а сумма соответственно должна уменьшиться. Присутствие вторичных минералов особенно в наиболее раздробленных образцах леллингита объясняет и увеличение удельного сопротивления последнего.

Спектральным анализом, кроме сильных линий Fe и As, установлены средние линии Ca, Be, Nb, Mg, слабые с «+» линии Mn, Bi, Al, слабые In, Ta, Ti, Zr, следы Sn, Cu, Ag.

Выделения леллингита из другого пегматита были очень малы по размерам, что не позволило провести химический анализ. Кристаллы его имели чечевицеобразную форму и были покрыты побежалостью индигово-синих тонов. Спектральный состав этой разновидности отличается от первого наличием Mn, Cu, Sr (средние линии «—») и отсутствием Bi.

Дебаграмма леллингита (табл. 2), для которого был сделан химический анализ, была выполнена в рентгеновской лаборатории Минералогического музея З. П. Размановой. Для съемки был взят маленький чистый кусочек.

Таблица 2

Значения межплоскостных расстояний для леллингита из пегматитов

	d/n	I	№ п/п	d/n	I	№ п/п	d/n	I
1	2,64	8	11	1,338	1	21	0,9856	2
2	2,58	8	12	1,291	1	22	0,9736	2
3	2,39	1	13	1,266	3	23	0,9620	2
4	2,31	4	14	1,251	1	24	0,9480	1
5	1,845	10	15	1,165	1	25	0,9357	1
6	1,675	2	16	1,141	1	26	0,9237	1
7	1,633	8	17	1,106	3	27	0,8957	2
8	1,555	1	18	1,096	3	28	0,8831	2
9	1,497	1	19	1,078	1	29	0,8672	6
10	1,442	3	20	1,055	3			

Условия съемки: Си-излучение, Ni-фильтр, 35 кВ, 16 мА, 5 час, d = 0,26 мм, D = 57,3 мм, алюминиевая фольга перед пленкой.

ЛИТЕРАТУРА

- Palache Ch., Berman H., Frondel C. The system of Mineralogy, v. 1. London, 1946.
Switzer G. The paragenesis of the Center Strafford, New Hampshire, pegmatite.—Amer. Min., 1938, 23, N 11.

И. И. КУПРИЯНОВА
БАСТНЕЗИТ ИЗ АЛЬБИТИТОВ

Среди редкоземельных минералов одного из месторождений — альбитового типа Сибири встречен бастнезит. Минерал наблюдается в виде пластинчатых кристаллов и ксеноморфных выделений размером от нескольких миллиметров до 2—3 см (рис. 1). Отдельные гнездобразные скопления достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Бастнезит

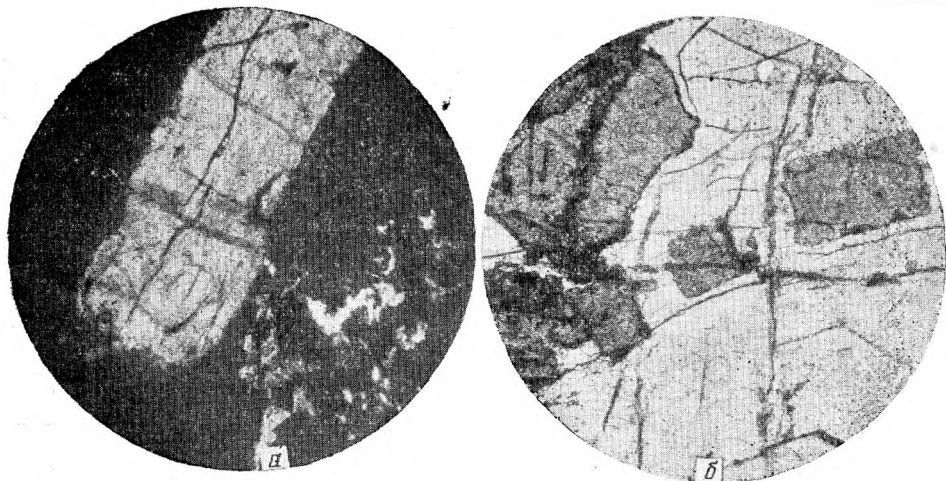


Рис. 1. Пластинчатые кристаллы бастнезита (B) среди флюорита (Ф). Увел. 18
 а — ник. +; б — без анал.

встречается среди флюорита, микроклина, кварца в ассоциации с бритолином, ортитом, меланоцеритом. Ортит отчетливо замещает и корродирует бастнезит.

Минерал капареечно-желтого цвета, блеск жирный, черта почти белая, чуть желтоватая, излом неровный. В шлифе бесцветен, имеет высокий рельеф, заметную дисперсию преломления. Двупреломление высокое, но ниже, чем у кальцита, $n_g > 1,780$, $n_p = 1,714$. Одноосный, положительный Удельный вес 4,93 (по методу Рудевко-Василювского, среднее из четырех определений).

Получена дебаграмма бастнезита, соответствующая стандартным образцам (табл. 1).

Дифференциальная кривая нагревания бастнезита (рис. 2) характеризуется двумя резко выраженными пиками: эндотермическим при 590° и

экзотермическим при 631°. Сравнение термограммы исследуемого бастнезита с эталонными термограммами бастнезита и сидерита (Иванова, 1961) показывает, что термограмма данного бастнезита отличается от эталонной присутствием экзотермического эффекта, характерного для сидерита. Известно (Цветков и др., 1949), что экзотермический эффект в сидеритах и

Таблица 1

Дебаграммы бастнезита

Сибирь (Швей, 1961)		Сибирь		Калифорния, Маунтин-Пасс (Glass a. oth., 1958)	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
4,81	5	4,85	6	4,881	42
3,84	3	3,97	4	—	—
3,52	8	3,55	8	3,564	71
3,14	4	3,16	5	—	—
2,86	10	2,87	10	2,879	100
2,43	3	2,445	4	2,445	9
2,26	3	2,27	3	2,273	3
2,21	2	2,23	3	2,238	3
2,05	7	2,06	6	2,057	6
2,00	7	2,02	8	2,016	42
1,883	8	1,900	9	1,898	42
1,775	4	1,780	2	1,783	9
1,729	1	1,729	1	—	—
1,671	6	1,677	7	1,674	7
—	—	1,633	1	1,629	1
1,571	5	1,571	5	1,573	15
1,474	4	1,484	5	1,481	9
1,440	4	1,445	5	1,439	11
1,344	4	1,347	6	1,437	7
1,297	10	1,301	10	1,298	15
1,277	4	1,280	5	1,277	7
—	—	1,224	1	1,223	2
1,198	4	1,204	4	1,204	6
—	—	1,188	5	1,190	3
1,178	8	1,180	1	1,180	9
1,153	8	1,156	9	1,156	11
—	—	1,111	2	—	—
1,067	7	1,068	9	1,068	4
1,058	6	—	—	—	—
1,050	7	1,050	3	1,050	4
1,036	2	1,039	9	1,038	6
—	—	1,029	3	1,028	2
1,006	7	1,006	9	1,006	6
—	—	0,9885	3	0,988	3

* Fe — нефильтрованное излучение, 2R = 57,3 мм, 35 мв, 12 ма.

других карбонитах, содержащих двухвалентное железо и марганец, связан с окислением этих элементов при нагревании минерала. В описываемом бастнезите содержание FeO ничтожно, и марганец вообще отсутствует. По-видимому, экзотермический эффект в данном случае может быть обусловлен только окислением трехвалентного церия до четырехвалент-

ного. Остается неясным, почему подобная же реакция не наблюдалась в других образцах бастнезита?

В химической лаборатории ВИМС группой химиков (Г. Синюгина, Л. В. Стегнухина, В. М. Лурье, Н. Н. Кузнецова, В. А. Игнатенко) вы-

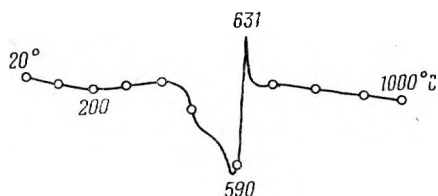


Рис. 2. Дифференциальная кривая нагревания бастнезита

полнен анализ минерала (табл. 2). Расчет, произведенный на сумму $C + Si = 1$, приводит к формуле, близкой к теоретической, с некоторым избытком окислов церия и лантана. Наличие подобного избытка характерно и для фторкарбонатов редких земель из других месторождений (уст-

Химический состав бастнезита

Таблица 2

Компоненты	Вес, %	Молек. колич.	Атом. колич. O	Атом. колич. катионов + фтор.	Индексы
CO ₂	19,14	435	870	435	0,98
SiO ₂	0,62	10	20	10	0,02
Fe ₂ O ₃	0,13	1	3	2	—
Al ₂ O ₃	0,40	4	12	8	0,02
La ₂ O ₃	32,7	100	300	200	0,45
Ce ₂ O ₃	28,6	87	261	174	0,39
Pr ₂ O ₃	2,2	7	21	14	0,03
Nd ₂ O ₃	7,5	22	66	44	0,10
Sm ₂ O ₃	0,9	3	9	6	0,01
Gd ₂ O ₃	0,9	2	6	4	0,01
Y ₂ O ₃	1,7	8	24	16	0,03
ThO ₂	0,09	—	—	—	—
FeO	0,005	—	—	—	—
CaO	0,74	13	13	13	0,03
K ₂ O	0,25	3	3	6	0,01
Na ₂ O	0,06	1	1	2	—
F	8,0	421	-210,5	421	0,95
Сумма	103,93				
-O=F ₂	-3,37				
Сумма	100,56		1398,5		3,14

Общий множитель: $1 : 445 = 0,002247$

ное сообщение Л. К. Пожарицкой). Химическим анализом обнаружено отсутствие в минерале титана, марганца, магния, бария, свинца и воды.

Определение индивидуальных редких земель осуществлено двумя методами: рентгеноспектральным (рентгеновская лаборатория ВИМС) и

хроматографическим (химическая лаборатория ВИМС): результаты анализа следующие (в вес. % от $\Sigma(\text{TR} + \text{V})$):

Метод анализа	La	Ce	Pr	Nb	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Y
Рентгеноспектральный	36,7	42,8	6,1	12,2	1,2	0,4	—	Сл.	—	—	—	0,5
Хроматографический	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	Y ₂ O ₃
	43,9	38,4	3,0	10,0	1,2	1,2	—	—	—	—	—	2,3

Несмотря на некоторое расхождение результатов, отчетливо устанавливается резкое преобладание в минерале лантана и церия над остальными редкоземельными элементами.

Сравнение данного бастнезита из сравнительно высокотемпературных постмагматических образований (альбититов) и бастнезитов из среднетемпературных гидротермальных жил показывает большое сходство между ними как по химическому составу, так и по физическим свойствам. По-видимому, это обстоятельство свидетельствует о постоянстве свойств бастнезита.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванова В. П. Термограммы минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 1.
- Цветков А. И., Иванова В. П., Феодотьев К. М. Материалы по термическому исследованию минералов, ч. I.— Труды ИГН АН СССР, 1949, вып. 120.
- Швей И. В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 15. Госгеолтехиздат, 1961.
- Glass J. J., Evans H. T., Carron M. K., Hildebrand F. A. Cerit from Mountain Pass.— Amer. Min., 1958, 43, N 5-6.

Ю. Л. ОРЛОВ, П. Н. КОДОЧИГОВ

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ ОКРАШИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА В ДЫМЧАТЫЕ И РОЗОВАТО-ЛИЛОВЫЕ ЦВЕТА

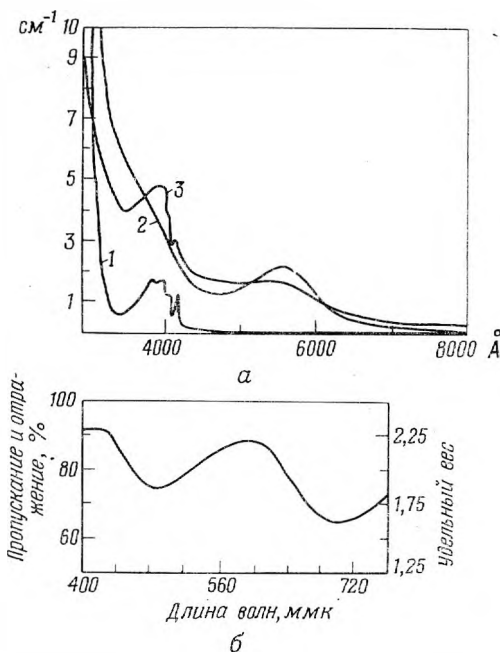
Среди алмазов встречаются кристаллы, окрашенные, подобно кварцу, в коричневато-дымчатый цвет, а также розовато-лиловые, напоминающие бледноокрашенные аметисты. Нередко паходятся кристаллы смешанной окраски, в них некоторые участки окрашены в фиолетовый цвет, а остальная часть в различной степени интенсивности дымчатая. Такие кристаллы встречаются среди алмазов из трубок «Мир» и «Айхал». На Урале лиловые кристаллы не находились, но розовато-дымчатые вплоть до темно-коричневых с лиловатым отливом кристаллы встречаются часто. Окрашенные в эти цвета алмазы находятся также среди алмазов из зарубежных месторождений, а в некоторых из них они составляют значительный процент от общей массы кристаллов.

В 1958 г. были опубликованы статьи Раала (Raal, 1952) и Кастерса (Custers, 1957—1958), в которых приводятся спектры поглощения фиолетовых кристаллов алмаза из африканского месторождения (рис. 1). У этих алмазов в отличие от других наблюдается полоса поглощения в области 550 мμ, что, по мнению Раала и Кастерса, связано с примесью марганца, так как присутствие его установлено ими в этих алмазах спектральным анализом. Раал и Кастерс сделали вывод, что фиолетовая окраска алмазов обусловлена примесью Mn^{3+} .

Несколько позднее после работ Раала (Raal, 1958) и Кастерса (Custers, 1957—1958) розовато-лиловые алмазы из кимберлитовой трубки «Мир» исследовались М. А. Гневушевым и др. (1961). В их работе приводится кривая поглощения этих кристаллов, и, как видно из рис. 1, в спектре якутских алмазов максимум поглощения находится в области 590 мμ, что несколько отличает эти спектры от спектров алмазов из африканского месторождения. Спектральным анализом во всех исследованных фиолетовых кристаллах установлено железо, но интенсивность окраски не связана с его содержанием, поэтому М. А. Гневушев и др. считают, что железо не является причиной окраски розовато-лиловых алмазов. Авторы делают вывод, что природа окраски этих алмазов остается невыясненной. Однако, ссылаясь на ранее высказанное мнение А. А. Кухаренко (1955) относительно природы окраски дымчатых уральских кристаллов алмаза, они допускают, что розовато-фиолетовая окраска может быть вызвана присутствием тонкодисперсного графита.

Проведенное нами сравнительное исследование розовато-лиловых алмазов из трубки «Мир» и «Айхал», а также кристаллов из африканских месторождений показало их полную тождественность как в отношении окраски, так и характера скульптур, наблюдаемых на их гранях. Все эти

Рис. 1. Кривые поглощения алмазов а — бесцветного (1), розовато-лилового (2) и светло-розового (3), по Кастерсу (Custers, 1957—1958); б — фиолетового алмаза из трубки «Мир», по М. А. Гневушеву и др. (1961)



кристаллы независимо от месторождения имеют признаки интенсивной пластической деформации. Выяснение состава примесей в розовато-фиолетовых алмазах из трубки «Мир» и «Айхал», а также зарубежных месторождений методом эмиссионного и нейтронно-активационного анализа показало, что в алмазах из всех месторождений примесь железа и марганца устанавливается в розовато-лиловых кристаллах в разных количествах, причем содержание их в этих алмазах не превышает содержания в бесцветных, желтых и других алмазах (см. таблицу). В связи с этим предполагать, что железо или марганец (как это сказано в статьях Раала и Кастерса) являются примесями, определяющими окраску в розовато-лиловых алмазах, нет оснований.

Содержание марганца в окрашенных и бесцветных алмазах по данным нейтронно-активационного анализа

Цвет	Вес. %	Месторождение
Желтый	$(2,5 \pm 0,3) \cdot 10^{-6}$	Трубка «Мир», Якутия
Розовато-лиловый	Не обнаружен	То же
Бесцветный	$(2,1 \pm 0,2) \cdot 10^{-4}$	Трубка «Айхал», Якутия
Дымчатый	$2,0 \cdot 10^{-6}$	То же
Дымчатый темно-коричневый	$(3,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}$	Урал
То же	$(1,6 \pm 0,03) \cdot 10^{-6}$	»
Бесцветный с желтым оттенком	$(1,35 \pm 0,16) \cdot 10^{-5}$	Африка
Бесцветный с дымчатым оттенком	$(1,53 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}$	»
Бесцветный	$(1,3 \pm 0,1) \cdot 10^{-5}$	»

Примечание. Данные о результатах нейтронно-активационного анализа взяты из работы П. Н. Кедочигова, М. П. Глазунова, Н. В. Меднис и В. П. Синцына (1966) и Ю. Л. Орлова, П. Н. Кедочигова и др. (см. настоящий сборник).

Имеются вполне определенные признаки того, что окраска этих алмазов является эпитгенетической и не обусловлена примесью какого-либо элемента. Об этом свидетельствует характер распределения окраски по объему кристалла.

На всех без исключения розовато-лиловых кристаллах алмаза наблюдаются линии скольжения на плоскостях {111} и на комбинационных по-

верхностях, образованных кромками наслаивающихся друг на друга октаэдрических пластин роста, а также и на кривогранных поверхностях растворения, в случае их развития на месте комбинационных поверхностей или же ребер октаэдра. Линии скольжения на $\{111\}$, как правило, сопровождаются треугольными фигурками травления, вытягивающимися в виде цепочки, вдоль линии скольжения. Образование таких линий в результате проявления пластинчатой деформации путем скольжения по плоскостям $\{111\}$ в направлении $\langle 110 \rangle$ было доказано ранее (Урусовская, Орлов, 1965). При вращении розовато-лиловых кристаллов на их гранях можно увидеть отдельные розовато-лиловые полосы, приуроченные к линиям скольжения, а между окрашенными полосами бесцветные прослои.

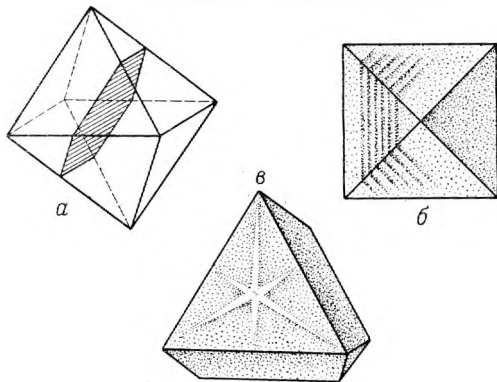


Рис. 2. Характер распределения розовато-лиловой и дымчатой окраски по объему кристалла

a — плоскость скольжения, окрашенная в розовато-лиловый цвет (трубка «Мир»); *б* — полосчатый характер дымчатой окраски, вскрывающийся при рассмотрении кристалла вдоль оси L_4 (трубка «Мир»); *в* — секторальный характер дымчатой окраски (трубка «Мир»)

Таким образом, становится вполне очевидным, что розовато-лиловая окраска приурочена только к плоскостям скольжения. Это особенно хорошо заметно, когда проявлена только одна система скольжения. В некоторых случаях в кристалле бывает развита одна или две плоскости скольжения и при этом отчетливо видны соответственно одна или две розовато-лиловые полоски на гранях $\{111\}$ (рис. 2, *a*). При наблюдении в направлении, перпендикулярном плоскостям скольжения, кристалл кажется равномерно окрашенным весь в розовато-лиловый цвет. На основании этого можно сделать вполне определенный вывод, что розовато-лиловая окраска алмазов связана с дефектами, приуроченными к плоскостям скольжения, и образуется уже после кристаллизации в результате развития пластической деформации.

Дымчатая окраска кристаллов алмаза также является эпитгенетической, что устанавливается из анализа их химического состава и характера распределения окраски по объему кристалла. На трубке «Мир», «Айхал», а также среди алмазов из зарубежных месторождений встречаются дымчатые с розовато-лиловым оттенком или же с отдельными участками, окрашенными в розовато-лиловый и дымчатый цвет. В интенсивно окрашенных дымчатых кристаллах с линиями скольжения обычно с трудом просматривается лиловый оттенок, что свидетельствует о наличии в них розовато-лиловой окраски по плоскостям скольжения, маскирующей более интенсивной дымчатой окраской. Розовато-лиловый оттенок в дымчатых кристаллах проявляется только в тех случаях, когда на гранях кристалла бывают видны линии скольжения. Вместе с этим часто встречаются дымчатые кристаллы без линий скольжения на гранях и без какого-либо розовато-лилового оттенка. Если такие дымчатые кристаллы рассматривать в микроскопе в направлении осей L_4 , то в большинстве случаев можно увидеть на одной из граней $\{111\}$ полосчатый характер окраски (рис. 2, *б*), как и в случае с розовато-лиловыми кристаллами (рис. 2, *a*). Однако линий скольжения на гранях этих кристаллов не наблюдается, и, очевидно, дымчатая окраска в них развивается по плоскостям $\{111\}$ в ре-

результате графитизации алмаза, судя по тону окраски, а также данным исследования химического состава алмазов: эмиссионным, спектральным анализом не устанавливается какого-либо резкого, статистически выдержанного отличия дымчатых алмазов от бесцветных (Гневушев и др., 1961).

В других случаях дымчатая окраска имеет иной характер проявления. При просмотре через грань {111} внутри некоторых дымчатых кристаллов наблюдаются светлые лучи, идущие из центра от светлой точки в виде шестилучевой звездочки. Дымчатая окраска часто неравномерно проявляется между светлыми лучами (рис. 2, в). Очевидно, в данном случае характер графитизации также определяется структурными дефектами в кристалле. Можно отметить, что такой характер графитизации наблюдается в большинстве случаев у алмазов, имевших первоначально заметную золотисто-желтую окраску, в связи с чем паряду с дымчатостью в этих кристаллах заметен и золотисто-желтый оттенок.

Все приведенные выше данные свидетельствуют об эпигенетическом окрашивании алмазов в фиолетовые и дымчатые тона. Необходимо иметь в виду, что это окрашивание связано с явлением пластической деформации и графитизации, т. е. двумя процессами, которые развиваются после кристаллизации алмазов и свидетельствуют о сильном изменении условий во вмещающей их среде.

ЛИТЕРАТУРА

- Гневушев М. А., Красов Л. М., Дуботовко Ю. В., Дьякова Н. И. Об окраске якутских алмазов. Алмазы Якутии.— Труды Якутского филиала СО АН СССР, 1961, сб. 6.
- Кодочигов П. П., Глазунов М. П., Меднис И. В., Спицын В. П. Определение примесей в естественных алмазах активационным методом.— В сб. «Нейтронно-активационный анализ». Рига, изд-во «Зинатне», 1966.
- Кухаренко А. А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, 1955.
- Урусовская А. А., Орлов Ю. Л. О характере пластической деформации кристаллов алмаза.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 5.
- Custers J. F. H. Minor elements in diamond and their effect on diamond colors.— *Gems and Gemology*, 1957—1958, 9, N 4.
- Raal F. A. A new absorption band in diamond and its likely cause.— *Proc. Phys. Soc.*, 1958, 71, N 461.

Ю. Л. ОРЛОВ, П. Н. КОДОЧИГОВ, М. П. ГЛАЗУНОВ,
И. В. МЕДНИС, Л. Л. ПЕЛЕКИС

РАДИОАКТИВАЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ В АЛМАЗАХ

Алмаз является одним из наиболее благоприятных минералов для проведения исследования по выявлению в нем микропримесей посторонних элементов методом нейтронно-активационного анализа. Нейтронно-активационный анализ позволяет установить в алмазах наличие примесей посторонних элементов, даже если содержание их в кристаллах 10^{-6} — $10^{-9}\%$. Методика определения примесей в алмазах с помощью радиоактивационного анализа была описана подробно П. Н. Кодочиговым и др. (1966), поэтому здесь будут указаны только конкретные условия проведенных исследований.

Алмазы для активации находящихся в них примесей облучались потоком нейтронов в течение 1—2 мин; поток нейтронов составлял $5 \cdot 10^{12}$ н/см²сек (быстрых нейтронов, 7,5%). После исследований при кратковременном облучении кристаллы облучались вторично в течение 9 час потоком $2,9 \cdot 10^{12}$ н/см²·сек (быстрых нейтронов $\approx 1\%$). При такой обработке алмазов в них активировались примесные элементы с различным активационным поперечным сечением и полураспадом, что позволяло исследовать широкую гамму элементов, которые могут присутствовать в виде примесей в алмазах.

Исследования велись по γ -излучению с помощью сцинтилляционного спектрометра с анализатором импульсов АИ-100-1. Датчик состоял из монокристалла NaI(Tl) размером 40×40 мм и ФЭУ-13, с разрешением по γ -излучению Cs^{137} около 9%. Чувствительность нейтронно-активационного метода с применением сцинтилляционной спектрометрии рассчитана путем градуировки указанного сцинтилляционного спектрометра по эффективности регистрации γ -излучения в зависимости от энергии излучения с последующим пересчетом полученной активности радионуклидов примеси на массу по формуле активации. Для кристаллов алмаза весом 0,1 г и расстоянии от датчика, равном 0,5 см, чувствительность при заданной точности измерения составляла: $8 \cdot 10^{-8}$ — $8 \cdot 10^{-7}\%$ Au, Mn, Na, Cu; $3 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}\%$ La, Al, Ag, Sr, Co, Ba, Mg; $1 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-3}\%$ Ca, Fe, Ti, Sn, Hf, Cr и 0,40% Si.

В первом случае при кратковременном облучении были установлены количественно примеси Al, Mg и Ti, во втором при облучении в течение 9 час.—Na, Cu, Mn, La и Au. К сожалению, спектры некоторых элементов, присутствие которых в алмазах постоянно фиксируется эмиссионным спектральным анализом, например Si, Ca, Fe и некоторых других, при данном исследовании не были обнаружены в связи с недостаточной чувстви-

тельностью данного метода к этим элементам и маскировкой излучением других примесей.

Несмотря на то что при проведенном нейтронно-активационном анализе установлен не совсем полный состав примесей в кристаллах алмаза, в них выявлено присутствие многих элементов, содержание которых в алмазах иногда настолько ничтожно, что эти элементы не могут быть даже зафиксированы эмиссионным спектральным анализом.

Кроме того, точное количественное определение примесей в алмазах, безусловно, представляет большой интерес и дает возможность решить некоторые минералогические вопросы, касающиеся природы окраски алмазов, характера распределения примесей по объему кристаллов и т. д.

С целью сравнения состава и количества примесей в алмазах из разных месторождений было отобрано семь кристаллов алмаза из кимберлитовых трубок «Мир» (Якутия) и «Кимберлей» (Южная Африка), а также из россыпных месторождений Приленской области (р. Моторчуна, Якутия), Урала, Бразилии и Сиерра-Леоне. Опишем каждый кристалл в отдельности и рассмотрим полученные результаты их нейтронно-активационного анализа.

Из кимберлитовой трубки «Мир» было отобрано два кристалла. Один из них весом 114,4 мг представлял собой ярко-желтый изометричный октаэдр, все грани которого были покрыты сплошным узором мелких треугольных фигур и узкими разветвляющимися каналами травления. Под микроскопом хорошо видно, что каналы травления разъедают только тонкую желтую оболочку, а на дне их вскрывается бесцветная прозрачная внутренняя часть кристалла.

Таким образом, этот алмаз представлял собой одну из разновидностей кристаллов алмаза, которую принято сейчас называть «коутид даймонд», т. е. алмаз с оболочкой. В результате исследований в нем обнаружены следующие примеси: $(1,26 \pm 0,07) \cdot 10^{-3}\%$ Al; $(2,5 \pm 0,3) \cdot 10^{-6}\%$ Mn; $(0,3 \pm 0,3) \cdot 10^{-5}\%$ Cu и $(2,6 \pm 0,3) \cdot 10^{-5}\%$ Na.

Второй алмаз из трубки «Мир» представлял собой часто встречающиеся среди алмазов из этого месторождения розовато-лиловые кристаллы с четко выраженными линиями скольжения и сопровождающими их в виде цепочек треугольных фигур травления на гранях {111}. Выбранный алмаз имел форму октаэдра и весил 110,8 мг. В этом алмазе обнаружены следующие элементы: $(6,7 \pm 0,3) \cdot 10^{-4}\%$ Al; $(5,5 \pm 0,3) \cdot 10^{-5}\%$ Cu и $(5,6 \pm 1,0) \cdot 10^{-6}\%$ Na.

Алмаз из трубки «Кимберлей» (Южная Африка) имел форму куба, ребра которого были замещены кривогранными поверхностями, а на кубических гранях развиты четырехугольные фигуры травления. Алмаз ярко-желтого янтарного цвета, весил 40,6 мг. В этом алмазе обнаружены: $(1,05 \pm 0,05) \cdot 10^{-2}\%$ Al; $(5,0 \pm 0,5) \cdot 10^{-4}\%$ Ti; $(4,6 \pm 0,5) \cdot 10^{-6}\%$ Mn; $(2,7 \pm 0,15) \cdot 10^{-4}\%$ Cu и $(3,8 \pm 0,4) \cdot 10^{-5}\%$ Na.

Из россыпного месторождения Урала был исследован алмаз, имевший форму додекаэдрона, несколько удлиненного по оси L_3 . На кривогранных поверхностях наблюдалась густая штриховка, образованная линиями скольжения, идущими в двух направлениях. Алмаз имел темно-коричневый цвет со слабым лиловым отливом и весил 66,7 мг. В этом кристалле установлены: $(5,0 \pm 0,33) \cdot 10^{-3}\%$ Al; $(3,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}\%$ Mn; $(5,7 \pm 0,3) \cdot 10^{-5}\%$ Cu и $(9,7 \pm 1,0) \cdot 10^{-5}\%$ Na.

Алмаз из аллювиальных отложений р. Моторчуны (Приленская обл., Якутия) представлял собой октаэдр со ступенчато-пластинчатым развитием граней. Октаэдрический габитус кристалла в связи с первичным аптискелетным развитием граней {111} и образованием неправильных комбинационных поверхностей вместо ребер октаэдра сильно искажен. Алмаз имел ясно выраженный желтый цвет соломенного оттенка и весил 53,9 мг; в нем обнаружены: $(2,7 \pm 0,2) \cdot 10^{-3}\%$ Al; $(7,4 \pm 0,7) \cdot 10^{-6}\%$ Mn; $(1,75 \pm 0,06) \cdot 10^{-4}\%$ Cu и $(9,2 \pm 1,0) \cdot 10^{-5}\%$ Na.

Алмаз из бразильского месторождения — шпинелевый двойник — имел характерную треугольную форму в плане, грани его округлы, двойниковый шов ясно различался в связи с развитием обычной ёлочкообразной штриховки. Бесцветный по своей природе алмаз покрыт многочисленными темно-зелеными пятнами пигментации и окрашен ими в зеленый цвет. Алмаз весил 101,2 мг; в нем при нейтронно-активационном анализе зафиксированы: $(1,18 \pm 0,06) \cdot 10^{-3}\%$ Al; $(1,84 \pm 0,3) \cdot 10^{-3}\%$ Ti; $(2,8 \pm 0,3) \cdot 10^{-6}\%$ Mn; $(7,9 \pm 0,5) \cdot 10^{-5}\%$ Cu; $(1,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}\%$ Na и $(8,2 \pm 0,5) \cdot 10^{-7}\%$ Au.

Алмаз из Сиерра-Леоне представлял собой типичный «коутид даймонд», имевший комбинационную форму октаэдра-ромбододекаэдра и куба. Алмаз непрозрачный, зеленоватого цвета. Вес его был равен 55,7 мг. В алмазе установлены: $(2,0 \pm 0,1) \cdot 10^{-3}\%$ Al; $(7,0 \pm 0,7) \cdot 10^{-6}\%$ Mn; $(4,1 \pm 0,3) \cdot 10^{-4}\%$ Na и $(1,4 \pm 0,01) \cdot 10^{-4}\%$ La. В этом кристалле также присутствует Au, но излучение его подавлено γ -излучением La¹⁴⁰, присутствующим в этом алмазе, в связи с чем установить ее количество не представлялось возможным.

Кроме указанных элементов, в алмазах установлен магний, но исследование было проведено не по каждому кристаллу в отдельности, а во всех семи алмазах сразу как в одной пробе. Среднее содержание в них магния составляло $3 \cdot 10^{-3}\%$.

В результате проведенных исследований в семи изученных алмазах установлены количественно примеси Al, Ti, Mn, Mg, Cu, Na, La и Au. Это неполный состав примесей алмазов, так как такие элементы, как Si, Ca, Fe, почти постоянно присутствующие в алмазах (судя по данным эмиссионного спектрального анализа), к сожалению, не могли быть определены в условиях проведенных исследований. Состав изученных алмазов намного сложнее, чем это установлено данными измерениями; безусловно в них присутствуют N, B, Si, Fe и некоторые другие элементы, как это устанавливается различными другими аналитическими методами. Однако и эти неполные, но точные данные о количестве установленных элементов-примесей позволяют сделать некоторые выводы. Алмаз из трубки «Мир», имеющий розовато-лиловый цвет, и темно-коричневый уральский алмаз представляют собой те кристаллы алмаза, об окраске которых было сделано предположение, что она обусловлена присутствием Mn³⁺ (Raal, 1958; Custers, 1957—1958). Однако в первом из них присутствие Mn не установлено, с другой стороны, Mn установлен во всех других алмазах, не имеющих такую окраску. Хотя максимальное количество при данных исследованиях Mn установлено в темно-коричневом уральском алмазе $(3,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}\%$, в других случаях даже в бесцветных алмазах установлено и более значительное количество, например, $(2,5 \pm 0,12) \cdot 10^{-4}\%$ (Кодочигов и др., 1966). Вполне очевидно, что Mn не является элементом, окрашивающим алмазы в розово-лиловые и лиловато-дымчатые тона. Характер распределения этой окраски в кристаллах алмаза свидетельствует об ее эпигенетической природе (Кухаренко, 1955; Орлов, 1963¹).

Из всех исследованных алмазов максимальное количество Al установлено в интенсивно окрашенном в янтарно-желтый цвет кристалле из трубки «Кимберлей». Содержание Al в этом алмазе достигает $(1,05 \pm 0,05) \cdot 10^{-2}\%$. В этом же алмазе установлено максимальное количество Cu — $(2,7 \pm 0,15) \cdot 10^{-4}\%$, присутствие Ti, Mn и сравнительно высокое содержание Na. Таким образом, этот интенсивно окрашенный алмаз по концентрации примесей выделяется среди других алмазов.

Алмаз из русловых отложений р. Моторчуня (Якутия), окрашенный также в яркий желтый цвет, но другого оттенка, и имеющий форму октаэдра, относительно обогащен Cu — $(1,15 \pm 0,06) \cdot 10^{-4}\%$. При сравнении с

¹ См. также Ю. Л. Орлов, П. Н. Кодочигов. Эпигенетическое окрашивание алмазов в дымчатые и розовато-лиловые цвета (в настоящем сб.).

первым желтым кристаллом устанавливается, что в этом алмазе приблизительно такая же концентрация Mn, Na, Cu, но на порядок меньше Al и не обнаружен Ti. В бесцветном бразильском алмазе, интенсивно пигментированном зелеными пятнами пигментации, отмечается значительное содержание Ti — $(1,84 \pm 0,3) \cdot 10^{-3}\%$ и, кроме того, присутствует Au — $(8,2 \pm 0,5) \cdot 10^{-7}\%$. При сравнении результатов анализа двух алмазов типа «коутид даймонд», т. е. первого описанного желтого алмаза из трубки «Мир», с алмазом из Сьерра-Леоне в последнем устанавливается повышенное содержание Na [$(4,1 \pm 0,3) \cdot 10^{-4}\%$] не только относительно желтого мирпенского алмаза, но и всех остальных кристаллов. Кроме того, очень большой интерес представляет присутствие в этом алмазе La. Лантан редко фиксируется в алмазах. Так, из 38 ранее исследованных алмазов нейтронно-активационным методом лантан количественно был измерен только в одном кристалле (Кодочигов и др., 1966), хотя следы его были зафиксированы еще в четырех образцах. В семи описываемых здесь кристаллах алмаза спектры других Р. З. Э. не наблюдались. Отметим, кстати, что в некоторых других исследованных нами радиоактивационным методом алмазах был установлен Lu, содержание которого доходило до $2 \cdot 10^{-8}\%$.

Результаты проведенных исследований семи кристаллов и ранее 38 кристаллов (Кодочигов и др., 1966) показывают, что при сравнении состава микропримесей в алмазах из разных месторождений необходимо учитывать, к какой разновидности кристаллов алмаза относятся сравниваемые образцы. Алмазы, относящиеся к одной и той же разновидности, обычно содержат более или менее идентичный состав примесей независимо от месторождения. Если же будут сравниваться неодинаковые разновидности алмазов, то при этом можно сделать ошибочный вывод о резком отличии примесей в алмазах из разных месторождений Советского Союза и зарубежных стран.

ЛИТЕРАТУРА

- Кодочигов П. Н., Глазунов М. П., Меднис И. В., Спицын В. И. Определение примесей в естественных алмазах активационным методом.— В сб. «Нейтронно-активационный анализ». Рига, изд. «Зинатне», 1966.
- Кухаренко А. А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, 1955.
- Орлов Ю. Л. Морфология алмаза. Изд-во АН СССР, 1963.
- Custers J. F. H. Minor elements in diamond and their effect on diamond colors.— *Gems and Gemology*, 1957—1958, 9, N 4.
- Raal F. A. A new absorption band in diamond and its likely cause.— *Proc. Phys. Soc.*, 1958, 71, N 461.

Л. Н. РУДОВСКАЯ, М. Е. КАЗАКОВА

К МИНЕРАЛОГИИ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В ПЕГМАТИТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Как уже отмечалось ранее (Рудовская, 1962₂, 1964), среди пегматитов Северо-Западного Беломорья выделяются две разновозрастные группы пегматитов, различающиеся различной степенью геохимической специализации. Для поздних (альбит-микроклиновых) пегматитов в отличие от ранних (микроклип-олигоклазовых) характерно повышенное содержание рублидия в микроклине (от 0,13 до 0,30%) и мусковите (от 0,14 до 0,40%), самария и гадолиния в ортите и монаците, гафния в циртолите (более 5,5%), ниобия в мусковите (выше 0,03%), а также довольно широкое развитие альбита. В ряде случаев в поздних пегматитах отмечается присутствие акцессорных литиевых минералов и тантало-ниобатов. Последние представлены в основном тапиолитом, минералами из группы танталита-колумбита и пирохлора-микролита; значительно реже встречаются фергусонит, эвксенит и другие редкоземельные тантало-ниобаты.

Ниже дается описание акцессорных тантало-ниобатов, обнаруженных нами в одной из жил на г. Лейвойве, для сравнения привлекается материал из некоторых других источников.

ТАПИОЛИТ

Тапиолит встречается в одной из пегматитовых жил на г. Лейвойва в белом микроклине на границе с вростками кварца, а также в кварц-полевошпатовом агрегате в ассоциации с зеленоватой слюдкой и бериллом. Он представлен округлыми выделениями до $1 \times 1,5$ см. Отдельные мелкие кристаллы имеют хорошую огранку. Простые формы представлены пинакоидом {001}, диширампидой {111}, призмами {010} и {110} (Рудовская, 1962₁).

Цвет минерала черный, в тонких сколах красновато-бурый, блеск полуметаллический, излом неровный. Микротвердость 812 кг/мм^2 , что соответствует твердости 6 по шкале Мооса. Удельный вес, определенный методом гидростатического взвешивания, колеблется в пределах 7,30—7,45. Отражательная способность, измеренная в воздухе с помощью фотометрического окуляра И. С. Волынского, по $R_g = 17,55 \pm 0,03$, по $R_p = 15,05 \pm 0,03$. В отраженном свете цвет изменяется от серовато-белого до голубовато-серого. Анизотропный. Цветной эффект анизотропии изменяется от фиолетово-серого до оливково-серого. В полированных шлифах ясно видны простые двойники.

Сравнение межплоскостных расстояний, рассчитанных для непрокаленного тапиолита, с данными, приведенными для непрокаленных тапиолитов Новой Зеландии и Финляндии, показало полную их идентичность (Рудов-

ская, 1962). Химический анализ тапиолита, выполненный М. Е. Казаковой, приведен в табл. 1.

В описываемом тапиолите тантал значительно преобладает над ниобием. Содержание титана низкое. Количество марганца, изоморфно замещающего железо, очень незначительно и заметно ниже, чем в ромбическом аналоге этого минерала — танталите, где его содержание достигает 3,41% (см. табл. 1).

Таблица 1

Химический состав тапиолита, ниобо-танталита и тантало-колумбита

Окислы	Тапиолит, г. Лейвоива *, вес. %	Ат. колич.		Число катионов при O = 6	Ниобо-танталит, г. Риколатва **, вес. %	Ат. колич.		Число катионов при O = 6	Тантало-колум- бит г. Лейвоива, вес. %	Ат. колич.		Число катионов при O = 6
		кальциев	кислорода			кальциев	кислорода			кальциев	кислорода	
Nb ₂ O ₅	8,42	642	1605	1,61	20,42	1536	3840	0,69	33,03	2506	6265	1,04
Ta ₂ O ₅	73,37	3372	8430	0,302	61,29	2774	6935	1,24	45,23	2064	5160	0,86
TiO ₂	0,58	74	148	0,03	0,65	81	162	0,04	0,32	40	80	0,02
Fe ₂ O ₃	3,46	438	657	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11,62	1640	1640	0,781	14,22	1975	1975	0,88	9,69	1357	1357	0,54
MnO	1,02	146	146	0,07	3,41	480	480	0,22	10,88	1545	1545	0,64
SiO ₂	0,65	—	—	—	—	—	—	—	1,23	—	—	—
H ₂ O	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,21	—	—	—	99,99	—	—	—	100,38	—	—	—
Уд. вес.	7,30	—	—	—	6,89	—	—	—	6,5	—	—	—

* Аналитик М. Е. Казакова. ** Аналитик Л. Е. Новоросова.

Присутствие в тапиолите кремнезема объясняется микровключениями кварца, размер которых, по определению в полированном шлифе, не превышает сотых долей миллиметра. По тапиолиту развивается черно-зеленый минерал из группы пирохлора, который при детальном исследовании был определен нами как джальмаит.

Пересчет химического анализа описываемого тапиолита показал, что его состав отвечает теоретической формуле минерала Fe(Ta, Nb)₂O₆.

Тапиолит — сравнительно редкий аксессуарный минерал. В настоящее время его находки известны как в СССР, так и в зарубежных странах, но в большинстве случаев они относятся к редкометальным пегматитам.

ТАНТАЛИТ-КОЛУМБИТ

Аксессуарный тантало-колумбит был обнаружен нами в белом микроклине крупнозернистого пегматита на границе с вростками кварца, где он образует изометричные выделения величиной до 0,5 см (г. Лейвоива), и в розовом микроклине в пегматитовой жиле на берегу оз. Сейто. Ниобо-танталит встречен в мелкозернистом агрегате среди альбитизированного микроклина в ассоциации с кристалликами берилла (г. Риколатва), а также в мелкопластинчатом альбите (г. Сильт-Ойва). Кроме того, находки колумбита известны в пегматитовых жилах Алакуртти и Капрасво, где его кристаллы достигают размеров 2×4×8 см (Калита, 1961).

Цвет минералов из группы колумбита — танталита изменяется от черного до серовато-черного, в тонких сколах просвечивает красно-бурым, блеск полуметаллический, излом неровный. При замере микротвердости

минерала явно обнаруживается анизотропия твердости. Величина микро-твердости, замеренная для тантало-колумбита с г. Лейвойвы, колеблется от 794 до 897 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, среднее 831 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ в одном направлении, и от 555 до 614 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, среднее 573 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ — в другом, что соответствует твердости 6 и 5 по шкале Мооса соответственно для средних значений замеров.

Удельный вес данного тантало-колумбита, определенный методом непосредственного изменения объема и веса минерала из микронавески, равен 6,5, а ниобо-танталита с г. Риколатва выше и достигает 6,89. Эти данные, как и данные химического анализа, говорят о том, что состав минералов из группы колумбита — танталита в различных месторождениях неодинаков.

Состав минералов из группы колумбита — танталита из пегматитов описываемого района колеблется в широких пределах как по содержанию марганца и железа, так и по содержанию ниобия и тантала. Вероятно, что причиной этого явления можно считать концентрацию указанных элементов в момент кристаллизации их и, кроме того, геохимическую специфику отдельных пегматитовых жил. Обычно эти минералы представлены промежуточными членами ряда колумбита — танталита. Однако здесь же следует отметить, что в микроклиновых жилах с крайне слабо проявленной альбитизацией встречаются колумбиты с низким содержанием тантала — 68,04% Nb_2O_5 и 15,22% Ta_2O_5 (аналитик М. Е. Казакова, берег оз. Сейто). Наиболее танталовые члены этого ряда отмечаются в жилах с большим количеством альбита.

Интересно, что содержание марганца в описываемых минералах из группы танталита — колумбита гораздо выше, чем в тетрагональном тапнолите (см. табл. 1). По-видимому, высокое содержание марганца более характерно для ромбических минералов подобного состава с высоким содержанием ниобия (танталит содержит 3,41% MnO и 20,42% Nb_2O_5 , колумбит — 10,88% MnO и 33,03% Nb_2O_5 , а тетрагональный тапнолит — всего лишь 1,02% MnO и 8,42% Nb_2O_5).

Присутствие некоторого количества кремнезема в тантало-колумбите можно объяснить присутствием тончайших вростков кварца.

В результате пересчета данных химического анализа получены следующие формулы: тантало-колумбита ($\text{Mn}_{0,64}\text{Fe}_{0,54}$) ($\text{Nb}_{1,04}\text{Ta}_{0,86}\text{Ti}_{0,02}$) O_6 ; для ниобо-танталита ($\text{Fe}_{0,88}\text{Mn}_{0,22}$) ($\text{Ta}_{1,24}\text{Nb}_{0,69}\text{Ti}_{0,04}$) O_6 , вполне отвечающие теоретической формуле описываемых минералов.

По данным рентгеноструктурного анализа проанализированные танталит и колумбит идентичны минералам из группы колумбита — танталита.

Характерно, что по описываемому тантало-колумбиту развивается желто-бурый микролит, а по колумбиту из жилы Алакуртти — самарскит и, как отмечает А. П. Калита (1961), обручевит, а в пегматитах Капраево (Капрройва) — эвксенит.

Нахождение колумбита в микроклине на границе с вростками кварца, а также в блоковом кварце дает нам основание предполагать, что он образовался позже микроклина и, возможно, близок по времени кристаллизации с кварцем. Отсутствие в ряде случаев признаков альбитизации вблизи выделений колумбита, а также наличие реликтов неизмененного микроклиппертита в колумбите, находящемся среди альбитизированного микроклина (Калита, 1961), указывает на возможность того, что образованию колумбита предшествовала альбитизация.

Минералы из группы колумбита — танталита характерны исключительно для поздних пегматитов описываемого района.

МИКРОЛИТ

Микролит — редкий аксессуарный минерал в пегматитах изучавшегося нами поля. Встречается он в белом микроклине одной из жил в тесной ассоциации с описанным выше колумбитом, по которому он развивается.

Микролит образует выделения изометричной формы, достигающие 1 см в поперечнике, иногда наблюдаются довольно хорошие грани, по определить их не удалось из-за плохой сохранности кристалла. Цвет минерала желто-бурый, иногда медово-желтый. Блеск алмазный. Удельный вес, определенный методом гидростатического взвешивания, равен 5,91. Микротвердость, определенная на приборе ПМТ-3, изменяется от 658 до 764 кг/мм², что отвечает в среднем твердости 6 по шкале Мооса.

Согласно данным химического анализа (аналитик М. Е. Казакова) микролит с г. Лейвойвы представлен бедной натрием разновидностью, тантал значительно преобладает в нем над ниобием, содержание титана, редких земель и железа незначительно (табл. 2). Пересчет химического анализа показал, что состав описываемого микролита вполне соответствует теоретическому.

Таблица 2

Химический состав микролита и джкарманта

Описыв.	Микролит, Лейвойвы, вес. %	Ат. колич. катионов	Число атомов при В-2	Джкармант, Лейвойвы, вес. %	Ат. колич. катионов	Число атомов при В-2
Nb ₂ O ₅	5,64	424	0,22	6,68	251	0,277
Ta ₂ O ₅	73,19	3312	1,75	64,98	1438	1,613
TiO ₂	0,24	30	0,02	1,44	189	0,099
Fe ₂ O ₃	1,58	198	0,1	1,47	92	0,101
MnO	—	—	—	0,42	59	0,032
MgO	0,09	22	0,01	0,16	40	0,022
CaO	14,05	2509	1,33	8,84	1579	0,871
Na ₂ O	2,28	736	0,39	1,61	260	0,287
K ₂ O	0,64	136	0,07	0,37	40	0,044
TR ₂ O ₃	1,05	64	0,03	2,10	67	0,074
BiO ₂	0,07	3	—	—	—	—
PbO	—	—	—	0,07	3	0,002
U ₃ O ₈	—	—	—	5,74	68	0,107
SiO ₂	0,54	—	—	0,30	—	—
Al ₂ O ₃	Не обн.	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	»	—	—	0,38	211	—
H ₂ O ⁻	»	—	—	4,42	2455	2,74
F	1,75	900	0,48	1,00	523	0,29
Сумма	101,12	—	—	99,98	—	—
—O==F ₂	0,74	—	—	0,42	—	—
Сумма	100,38	—	—	99,56	—	—
Уд. вес.	5,91	—	—	5,484	—	—

Микролит (Ca_{1,33} Na_{0,39} K_{0,07} Fe_{0,1}³⁺ TR_{0,03}) (Ta_{1,75} Nb_{0,22} Ti_{0,02}) O_{6,52} F_{0,48} или A_{1,92} B_{1,99} O₆ · (O_{0,52} F_{0,48}).

Джкармант (Ca_{0,87} Na_{0,29} K_{0,04} Mn_{0,03} Mg_{0,02} Fe_{0,10}³⁺ TR_{0,07} U_{0,11}) (Ta_{1,61} Nb_{0,28} Ti_{0,10}) O₆ · (F_{0,29} OH_{0,71}) · H₂O или A_{1,56} B₂ O₆ (F_{0,29} OH_{0,71}).

Непрокаленный материал при исследовании дебаевским методом дает очень небольшое количество линий (4—5), принадлежащих минералу из группы пирохлора. По ним был определен параметр a₀ = 5,24 Å или 10,48 Å (аналитик Н. Г. Пиневич).

Рентгеноструктурные исследования материала, прокаленного до 1100°, показывают, что это минерал из группы пирохлора, идентичный микролиту.

ДЖАЛМАИТ (УРАНМИКРОЛИТ)

Джалмаит встречен в белом микроклине, а также в кварце и берилле одной из жил на г. Лейвойва. Обычно развивается по тапиолиту, образуя зеленовато-черные корочки, или присутствует в виде изометричных выделений до 0,5 см в поперечнике. Цвет минерала зеленовато-черный, в тонких сколах зеленовато-серый, иногда яблочно-зеленый. Блеск яркий, смолистый. Удельный вес, определенный методом гидростатического взвешивания, равен 5,484.

По данным рентгеноструктурного анализа описываемый минерал относится к минералам из группы пирохлора — микролита. Непрокаленный материал рентгеноаморфен.

Высокое содержание тантала и урана и сравнительно низкое ниобия позволяет отнести этот минерал к урансодержащей разновидности микролита — джалмаиту (уранмикролиту). Пересчет химического анализа (табл. 2) показывает, что описываемый джалмаит представляет собой сильно гидратизированную разность со значительным дефицитом в группе А. Дефицит может быть объяснен вхождением в указанную группу высоковалентных элементов (урана, редких земель) при незначительном содержании титана, входящего в группу В.

Сравнение состава описываемого джалмаита с имеющимися в литературе анализами (Матнас, 1961; Кузьменко и др., 1964) показывает, что данный минерал характеризуется несколько меньшим содержанием урана (оно может достигать 15%), незначительным количеством свинца и повышенным содержанием ниобия при сравнительно низком содержании тантала (джалмаит Минас-Иераис содержит Ta_2O_5 72,27%). Однако, несмотря на указанные отклонения, он является богатым танталом промежуточным членом ряда джалмаит — гатчетолит (богатых ураном минералов из группы пирохлора — микролита), в котором В. В. Матнас (1961) предполагает наличие непрерывного изоморфизма.

Характерно, что джалмаит развивается исключительно по тапиолиту, тогда как по колумбиту развивается микролит, не содержащий урана и воды. Все указанные минералы обнаружены в одной жиле. Присутствие урана и воды в джалмаите служит указанием на более позднее образование джалмаита по отношению к микролиту.

ФЕРГЮСОНИТ

Фергюсонит встречен в одной из жил на г. Лейвойва преимущественно среди альбита (№ 8) в тесной ассоциации с гранатом, турмалином, ортитом, ксенотимом, цирколитом и мелкочешуйчатой зеленоватой слюдкой. Он образует мелкие призматические кристаллы до $0,7 \times 0,3$ см или пластинчатые выделения до 0,5 мм толщиной. Известны его находки и в других жилах. Цвет минерала изменяется от зеленовато-черного до серовато-зеленого. Изотропный. Удельный вес, определенный микрометодом, равен 4,31.

Рентгеноструктурные исследования показали, что прокаленный материал дает картину межплоскостных расстояний, идентичную фергюсонитовой. Непрокаленный минерал рентгеноаморфен.

Пересчет химического анализа (аналитик Э. Н. Бурова, табл. 3) дает формулу $A_{0,92}B_{0,99}O_{3,5}(OH)_{0,5} \cdot H_2O$. Минерал метамиктный и содержит значительное количество воды. Ниобий в нем значительно преобладает над танталом. Содержание титана незначительно. Кальций, торий, уран, цирконий и железо изоморфно замещают редкие земли.

По данным количественного спектрального анализа, проведенного Л. И. Сосновской, фергюсонит содержит 0,73% HfO_2 . Отношение $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ изменяется от 1 до 2, значительно ниже, чем отношение этих элементов в цирколитах (Рудовская, 1964), т. е. в фергюсоните отмечается относительное накопление гафния.

Расшифровка намопы редких земель, выделенной из фергюсонита, дала следующие результаты: 1% La_2O_3 ; 1,5% Ce_2O_3 ; 0,5% Pr_2O_3 ; 2,4% Nd_2O_3 ; 8,1% Sm_2O_3 ; 0,5% Eu_2O_3 ; 27% Gd_2O_3 ; 4% Tb_2O_3 ; 14% Dy_2O_3 ; 1,5% Ho_2O_3 ; 3,3% Er_2O_3 ; 0,6% Tm_2O_3 ; 1,5% Yb_2O_3 ; 0,2% Lu_2O_3 ; 34% Y_2O_3 ; сумма 100%.

Таблица 3

Химический анализ фергюсонита

Окислы	Вес. %	Ат. колич. катионов	Колич. атом в при В-1	Окислы	Вес. %	Ат. колич. катионов	Колич. ат м.в при В-1
Nb_2O_5	33,55	2522	0,71	TR_2O_3	30,00	1912	0,54
Ta_2O_5	14,54	653	0,19	ZrO_2	2,03	163	0,05
TiO_2	0,80	100	0,03	ThO_2	0,85	32	0,01
SiO_2	1,36	227	0,06	U_3O_8	4,60	165	0,05
Al_2O_3	0,25	49	0,01	H_2O^+	4,65	5164	1,43
Fe_2O_3	1,50	188	0,05	H_2O^-	1,85	2054	0,58
MnO	0,14	20	0,005				
MgO	0,45	112	0,03	Сумма	100,45	—	—
CaO	3,85	687	0,19	Уд. вес	4,31	—	—

Формула $(\text{TR}_{0,55}\text{Ca}_{0,22}\text{Fe}_{0,15}\text{Zr}_{0,02}\text{U}_{0,02})(\text{Nb}_{0,71}\text{Ta}_{0,19}\text{Ti}_{0,03})\text{O}_{3,5}(\text{OH})_{0,5}\cdot\text{H}_2\text{O}$ или $\text{A}_{0,92}\text{B}_{0,99}\text{O}_{7,5}(\text{OH})_{0,5}\cdot\text{H}_2\text{O}$

Содержание Y_2O_3 определено по разности. Абсолютное содержание Y_2O_3 в фергюсоните равно 10% и составляет третью часть от общего количества редких земель, а Gd_2O_3 — 8%. Как видно из приведенных данных, описываемый фергюсонит имеет чрезвычайно редкий для этого минерала гадолиниевый максимум — гадолиний является преобладающим элементом среди лантаноидов.

Фергюсонит — характерный акцессорный минерал графитных пегматитов. Обычно он встречается в альбитизированных, реже в редкометалльно замещенных пегматитах натро-литиевого типа (Александров, 1964). В Северо-Западном Беломорье обнаружен исключительно в поздних пегматитах.

Интересно отметить, что для поздних пегматитов Северо-Западного Беломорья очень характерны акцессорные тантало-ниобаты с повышенным содержанием тантала. Обычно они встречаются в жилах с широко проявленной альбитизацией. Микроклиновые тела с незначительно развитой альбитизацией характеризуются присутствием колумбитов со значительным преобладанием ниобия.

Изложенный материал показывает, что для поздних пегматитов Северо-Западного Беломорья характерны акцессорные тантало-ниобаты, как и некоторые другие минералы (Рудовская, 1964), типичные для редкометалльных пегматитов. Повышенное содержание редких щелочей и ниобия в породообразующих минералах (мусковите и микроклине) также указывает на сходство этих пегматитов с редкометалльными. Однако для поздних пегматитов описываемого района характерны также черты, сближающие их со слюдоносными пегматитами, широко распространенными в Северо-Западном Беломорье. Так, для них характерно появление в целом ряде случаев внешних альбит-олигоклазовых зон, образовавшихся ранее микроклиновых зон, присутствие в них редкоземельных минералов (оррита, монацита), а также довольно частое обнаружение значительных коли-

честв мусковита. Однако этот мусковит, как правило, отличается низким качеством.

Сочетание в одних и тех же пегматитовых телах признаков, характерных для слюдоносных и редкометальных жил, указывает на то, что поздние пегматиты Северо-Западного Беломорья представляют тип, переходный от слюдяных к редкометальным пегматитам.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. Б. Фергусонит.— В сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 2. Изд-во «Наука», 1964.
- Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Кузьмечко М. В., Самсонова Н. С., Хвостова В. А. Микролит, висмут-микролит, уранмикролит.— В сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы редких элементов», т. 2. Изд-во «Наука», 1964.
- Матигас В. В. Джалмаит — урансодержащий микролит из натро-литиевых пегматитов.— Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 9.
- Рудовская Л. Н. 1. О находке тапшолита в гранитных пегматитах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, серия 2, ч. 91.
- Рудовская Л. Н. 2. Цирколиты из пегматитов Северо-Западного Беломорья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Рудовская Л. Н. К геохимии гранитных пегматитов Северо-Западного Беломорья.— Геохимия, 1964, № 6.

Н. С. САМСОНОВА

**АКСИНИТ ИЗ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ
(ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)**

Аксинит относится к числу распространенных минералов в скарнах и полиметаллических месторождениях; встречается он и среди метаморфических пород в экзоконтактных ореолах гранодиоритов, в хрусталеносных кварцевых жилах и т. д. О находках аксинита в бесподуменных пегматитовых жилах в литературе имеются лишь краткие упоминания (Ферсман, 1940). В пегматитах Моравии, например, залегающих в амфиболитах и сложенных ортоклазом, альбитом, дымчатым кварцем, турмалином и мусковитом, он встречен в миароловых пустотах, где образует мелкие (3 мм) светло-зеленые кристаллы (Роханка, 1962). Нами этот минерал был обнаружен в приконтактной кварц-микроклин-олигоклазовой зоне сподуменового пегматита. Не случайно аксинит как в Моравии, так и в описываемом случае встречен в пегматитовых жилах, залегающих среди пород, богатых кальцием. Его появление, по-видимому, связано с контактным взаимодействием пегматитового расплава и карбонатных вмещающих пород.

В связи с тем, что сподуменные пегматиты подобного состава еще недостаточно описаны в литературе, мы остановимся на их характеристике несколько подробнее. Пегматитовые тела залегают в толще пород верхнего докембрия, представленной мраморами с прослоями песчано-сланцевого материала. Форма жил линзовидная с отношением мощности (20—30 м) к длине, примерно равным 1:3. Породообразующие минералы жил — олигоклаз № 12—15 (40—45%), микроклин розовый и голубой, амазонит (25—30%), кварц (около 20%) и сподумен (6—8%). Из аксессуарных минералов¹ присутствуют черный и темно-зеленый турмалин, касситерит, графат, сфен, ортит, флюорит, мусковит, крипфиллит, аксенит, тулит, ферсмит², пироклор и, в виде единичных зерен, шеелит, циркон, колумбит и берилл.

Внутреннее строение жил отчетливо зональное. Непосредственно у контакта расположена зона кварц-микроклин-олигоклазового состава с незначительным содержанием сподумена (0,5—1,0%). Размер зерен порообразующих минералов 0,5—1,0 см, реже до 3 см. За этой зоной иногда наблюдается не выдержанная по простиранию и мощности зона графического пегматита, в которой калиевый полевоый шпат представлен розовато-белым микроклином и зеленым амазонитом.

¹ Диагностика всех аксессуарных минералов подтверждена дебаеграммами.

² Ферсмит в сподуменных пегматитах отмечается впервые. Он не метамиктен, В. Б. Александровым (ИМГРЭ) для него определены параметры решетки $a_0 = 5,761 \text{ \AA}$, $b_0 = 14,96 \text{ \AA}$, $c_0 = 5,231 \text{ \AA}$. Минерал не описан ввиду недостаточного количества.

Центральная часть пегматитовых тел сложена кварц-олигоклаз-сподуменовою зоной с подчиненным количеством белого микроклина и амазонита. Структура ее мелкоблочковая, причем в виде блоков встречаются преимущественно калиевый полевой шпат и олигоклаз. Между ними расположен более мелкозернистый агрегат кварца и сподумена. В кварц-сподуменовых участках встречается большинство аксессуарных минералов — касситерит, турмалин, сфен, флюорит, ортит, ферсмит. Количество белого



микроклина и амазонита примерно одинаково. К участкам развития амазонита приурочены выделения крупнопластинчатого криофиллита.

В осевой части описанных жил иногда присутствует не выдержанная по мощности зона, сложенная блоками розовато-серого микроклина (до 50 см), олигоклаза (до 20 см в диаметре) и кварца.

Таким образом, описанные пегматитовые жилы характеризуются присутствием вместо альбита олигоклаза, низким содержанием сподумена и большим числом кальциевых минералов среди аксессуариев.

Относительное богатство пегматитовых жил кальцием, по-видимому, связано с явлением ассимиляции вмещающих карбонатных пород, но наиболее заметно оно проявилось лишь в маломощной эндоконтактной оторочке (10—20 см) и выражается преимущественно в увеличении основности олигоклаза до № 23—28.

В описанных пегматитах аксинит образует зерна размером 1,0—1,5 см розоватого или фиолетово-розового цвета. Удельный вес минерала (определен методом гидростатического взвешивания) равен 3,26.

Показатели преломления меняются в следующих пределах: $N_g = 1,685—1,696$, $N_p = 1,670—1,686$. Показатели преломления анализированного аксинита: $N_g = 1,694 \pm 0,002$, $N_p = 1,681 \pm 0,002$.

На кривой нагревания аксинита (см. рисунок) наблюдается эндотермический эффект при температуре 887°.

Химический состав аксинита

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Ат. колич. анионов	Атомные отношения
SiO ₂	42,48	0,705	0,705	4
B ₂ O ₃	6,21	0,0895	0,179	1
Al ₂ O ₃	18,20	0,1785	0,357	2
CaO	18,87	0,3380	0,338	2
MgO	0,50	0,0124	0,012	
MnO	9,26	0,1305	0,135	1
FeO	3,30	0,0430	0,046	
H ₂ O	1,46	0,0810	0,162	0,92 ≈ 1

Сумма 100,28

Пересчет данных химического анализа аксинита (аналитик А. В. Быкова, ИМГРЭ, см. таблицу) показал, что он полностью соответствует структурной формуле этого минерала. Дополнительно спектральным анализом в нем установлено присутствие Ве ($>0,01\%$) и небольшие количества Sn, Ti и TR.

Минерал подобного состава должен быть отнесен к манганаксиниту, крайнему марганцевому члену изоморфного ряда ферроаксинит — манганаксинит, по классификации Д. П. Сердюченко и В. А. Павлова (1962). Сравнение химических составов аксинитов из различных типов эндогенных образований показало, что они во многом сходны друг с другом. Существенные различия наблюдаются преимущественно в соотношении между железом и марганцем, в меньшей степени меняется содержание кальция.

Химический состав описанного аксинита не обнаруживает каких-либо специфических отличий в сравнении с составом аксинитов из других пород. По-видимому, парагенетические особенности этого минерала выявятся лишь при детальном изучении его элементов-примесей.

ЛИТЕРАТУРА

- Сердюченко Д. И., Павлов В. А. О составе и классификации аксинитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 1.
Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
Штрунц X. Минералогические таблицы. Госгортехиздат, 1962.
Pohanka I. Axinit z Drahonina na zapadni Morave. Casop. Moravskeno musea Brne.— Vedy prirod, 1962, 47.

М. С. САХАРОВА

**ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПИРИТА
ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Пирит — широко распространенный спутник золота в гидротермальных образованиях. Среди разнообразных минералов, развитых в месторождениях золота, наиболее высокие концентрации этого металла чаще всего связаны с пиритом. Последний служит важным носителем как сокристаллизующегося с ним, обычно субмикроскопического золота, так и наложенного на пиритсодержащие агрегаты более позднего золота. В связи с этим выяснение типоморфных особенностей пирита золоторудных комплексов представляет большой научный и практический интерес.

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ПИРИТАХ ДАРАСУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение типоморфных особенностей состава пирита производилось на примере Дарасунского золото-сульфидного месторождения Восточного Забайкалья, описанного рядом исследователей (Тимофеевский, 1962; Сахарова, Некрасов, 1964). Месторождение представлено серией кварц-сульфидных жил сложного полиминерального состава, образовавшихся в семь стадий минерализации (Зенков, 1946).

Пирит относится к наиболее широко распространенным рудным минералам, его содержание в жилах 10—25%. Он представлен несколькими генерациями, среди которых преобладает ранний пирит, связанный со второй (кварц-пиритовой) стадией минерализации. Ранний пирит характеризуется кубическим габитусом. Кроме простой формы (100), развиты комбинации куба с октаэдром и пентагондодекаэдром, притупляющими соответственно вершины или ребра куба. Наряду с кристаллами раннего пирита наблюдаются его крупнозернистые агрегаты. Вторым по распространенности является зернистый пирит, выделявшийся в пятую стадию минерализации, характеризующуюся также отложением халькопирита, блеклых руд, бурнонита, групп минералов висмута и золота. Близки по времени выделения к последнему пириту кристаллы пентагондодекаэдрической формы. В рудах также присутствуют агрегаты мелкозернистого пирита, развитые в парагенезисе с арсенопиритом, относящиеся к третьей кварц-пирит-арсенопиритовой стадии минерализации, и незначительное количество мелких выделений позднего пирита.

Помимо пирита, кристаллизовавшегося в трещинных полостях, в составе гидротермально измененных кварц-серицитовых пород и метасоматических рудных агрегатов присутствуют метакристаллы пирита, по времени образования близкие к раннему пириту (Сахарова, Некрасов, 1964).

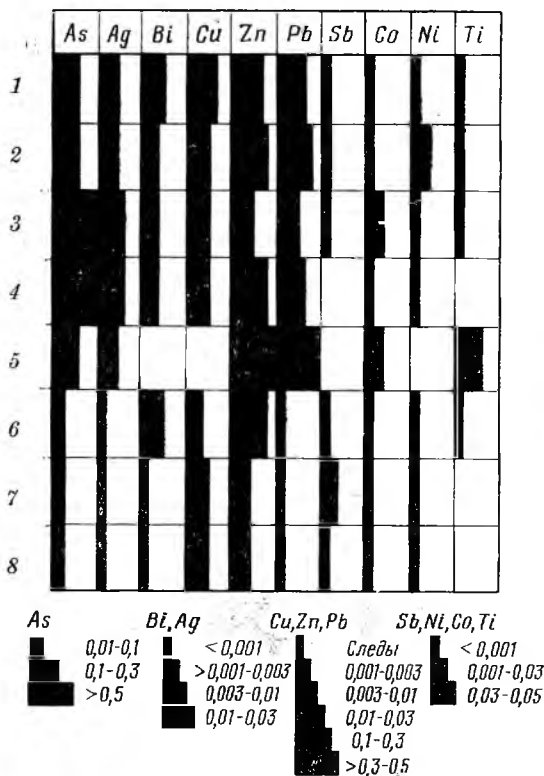


Рис. 1. Содержание элементов-примесей в пиритах из месторождений различных генетических типов

Месторождения: Золоторудные (1-5): 1 — Дарасун (В. Забайкалье); 2 — Березовское (Урал); 3 — Кочкарское (Урал); 4 — Зодское (Армения); 5 — месторождения Канады; 6 — вольфрамовые месторождения В. Забайкалья; 7 — колчеданно-полиметаллические месторождения рудного Алтая; 8 — колчеданные месторождения М. Кавказа

Наиболее высокие концентрации мышьяка свойственны метакристаллам пирита из метасоматических руд и измененных пород, а также кубическим кристаллам пирита ранней генерации. Для пентагондодекаэдров и зернистых выделений пирита более поздней генерации намечается тенденция к уменьшению концентрации мышьяка. Высокие содержания мышьяка в мелкозернистом пирите, ассоциирующем с арсенопиритом, могут быть связаны с присутствием механических

включений последнего. Возможность изоморфного замещения серы мышьяком в структуре пирита показана работами ряда исследователей (Goldschmidt, 1954; Neuhaus, 1942). Подобный изоморфизм определяется принадлежностью структуры минерала к группе островных с комплексным ионом $[S_2]^{2-}$ гантельного типа. Расстояние S—Sb структуре пирита 2,43 Å (Бокпй и др., 1964). К аналогичному структурному типу относится ряд сульфоселенидов с комплексным ионом $[AsS]$. Межатомное расстояние As—S в последнем возрастает, составляя в герсдорфите 2,25 Å, а в кобальтине 2,31 Å (Бокпй, Цинобер, 1954). Замещение серы мышьяком в пирите, сопровождающееся увеличением межатомного расстояния в комплексном ионе, приводит к ослаблению силы связи и способствует возникновению дислокаций. Наличие последних, вероятно, благоприятствует локализации в пирите субмикроскопического золота, а также способствует возрастанию концентрации примесей рудогенных элементов, свойственных пиритам золоторудных месторождений.

Повышенные концентрации мышьяка характерны также для пиритов ряда других месторождений золото-сульфидных руд (рис. 1). Так, в пиритах из жил Березовского месторождения (Урал) содержание мышьяка¹ 0,25—0,30%; в метакристаллах из березитов того же месторождения 0,03%. В пиритах Зодского месторождения Армении концентрация мышьяка достигает 1,5%. Пириты Любавинского месторождения (Забайкалье) обнаруживают десятые доли процента мышьяка. В золоторудных месторождениях Канады среднее содержание мышьяка в пиритах 0,31% (15 определений) (Hawley, 1952; Auger, 1941).

Вместе с тем концентрация мышьяка в пиритах других генетических типов месторождений более низкая (см. рис. 1). Так, согласно данным Б. И. Вейц и др. (1957), концентрация мышьяка в пиритах колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая обычно не превышает 0,1%.

¹ Анализы выполнены К. И. Васильевой на кафедре минералогии МГУ.

В пиритах вольфрамовых месторождений Забайкалья среднее содержание мышьяка, по данным 42 определений, равно 0,085% (Муравьева и др., 1964). В пиритах полиметаллических месторождений Забайкалья содержание мышьяка колеблется от 0,07 до 0,10—0,15% и лишь в отдельных случаях достигает 0,3—0,7% (Трошин, Кусакина, 1964). Обеднены мышьяком пириты осадочного происхождения. Так, в пиритах угольных месторождений Силезии концентрация мышьяка не превышает сотых долей процента (Ночне, 1952). Приведенные данные показывают, что повышенная концентрация мышьяка является типоморфной особенностью состава пирита золото-сульфидных месторождений гидротермального типа.

Помимо мышьяка, пириты Дарасунского месторождения характеризуются повышенной концентрацией ряда других рудогенных элементов: Ag, Bi, Cu, Zn, Pb, Sb, Co, Ni, In, а также Ti, Mn, Ge.

Т а б л и ц а 2

Содержание серебра и висмута в пиритах Дарасунского месторождения (вес. %)

Номер обр.	Ag	Bi	Номер обр.	Ag	Bi
252	0,0022	0,0050	231	Не опр.	0,0260
201	0,0017	0,0059	611	0,0018	0,023
209	0,0024	0,0028	3046	0,0047	Не опр.
125с	0,0020	0,0660	3053	0,0053	» »
117в	сл.	0,0090	1389	0,0017	» »
850	Не опр.	0,0180	99	0,0021	» »
708	» »	0,0140	829	0,0016	» »
709	» »	0,0039	1970	0,0014	» »
213	0,0023	0,0560	1-п	0,0018	» »
603	0,0037	0,0120	757	Не опр.	0,010
636	0,0030	Не обн.			
			Среднее	0,0024	0,0180

Весьма типично для рассматриваемых пиритов повышенное содержание серебра и висмута. Концентрация серебра в них колеблется от 0,0014 до 0,0047%, составляя в среднем 0,0024%, содержание висмута от 0,0014 до 0,066% (табл. 2; аналитик Л. В. Кочеровская). Повышенные концентрации серебра отмечаются также в пиритах ряда других золоторудных месторождений — Березовского и Кочкарского на Урале, Зодского в Армении (см. рис. 1). В пиритах золоторудных месторождений Канады среднее содержание серебра равно 0,004% (Hawley, 1952).

Пириты из других генетических типов месторождений обнаруживают более низкие концентрации рассматриваемых элементов. Так, в пиритах вольфрамовых месторождений Забайкалья содержание серебра и висмута соответственно составляют 0,0003 и 0,013% (Муравьева и др., 1964). Пониженной концентрацией серебра (0,0006—0,0024%) характеризуются пириты из полиметаллических месторождений Забайкалья (Трошин, Кусакина, 1964). Низкие концентрации серебра типичны для пиритов колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (Вейц и др., 1957), а также для колчеданных месторождений Малого Кавказа (Эфендиев, 1957). По-видимому, при наличии в рудах галенита серебро преимущественно концентрируется в последнем минерале, в связи с чем пириты полиметаллических месторождений бедны этим элементом. Аналогичные особенности, видимо, свойственны и висмуту.

Из числа других элементов, обнаруженных в исследованных пиритах, необходимо указать медь, цинк и отчасти свинец и сурьму, присутствие которых свойственно также пиритам других золоторудных месторожде-

ний [Березовское (Урал); Зодское (Армения); см. рис. 1]. Вместе с тем содержание кобальта и никеля в изученных образцах не превышает обычной концентрации этих элементов в пиритах других генетических типов. Обычно также содержание марганца и титана.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПИРИТА

Вопрос о золотоносности пиритов неоднократно рассматривался в литературе. Многочисленные примеры показывают широкое проявление последующего наложения золота на более ранние сульфидные агрегаты (Петровская, 1955). Работами Бюрга (Bürg, 1935), А. А. Иванова (1951)

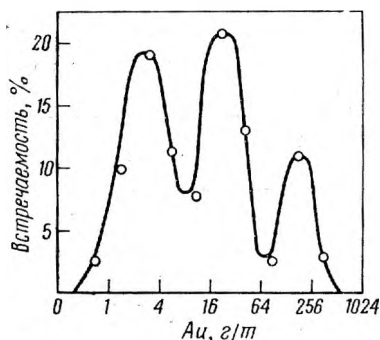


Рис. 2. Вариационная кривая распределения золота в пиритах Дарасунского месторождения

и других показано, что невидимое субмикроскопическое золото в пиритах также присутствует в виде самостоятельной тонкодиспергированной минеральной фазы. Вместе с тем вопрос о степени концентрации золота в пиритах и причинах, обуславливающих постоянную приуроченность золота к пириту, до настоящего времени освещен недостаточно.

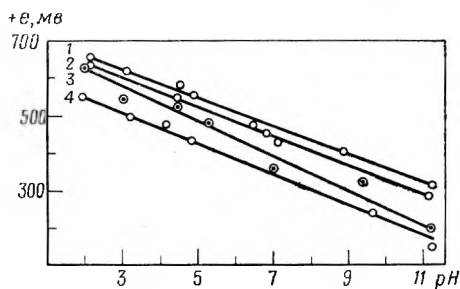
Исследование золотоносности пиритов и других сульфидных минералов Дарасунского месторождения произведено нами на мономинеральных пробах спектро-химическим методом. Изучение 148 образцов пирита из различных минеральных ассоциаций и рудных жил месторождения показало, что пирит является важнейшим носителем золота. Вариационная кривая концентрации золота в пирите отличается сложным характером и имеет три максимума (рис. 2). Первый из них, отвечающий низким содержаниям золота (2—4 г/т), видимо, связан с сокристаллизацией незначительного количества субмикроскопического золота, диспергирующегося в пирите в ранней стадии процесса рудообразования. Два других максимума, соответствующие более высоким концентрациям золота, вероятно, обусловлены явлениями последующего паложения золотоносной халькопиритовой стадии минерализации на сульфидные агрегаты, содержавшие пирит. Данные микроскопических исследований показывают, что видимое золото в пиритах повсеместно является более поздним и обычно локализуется в тонких трещинах или приурочено к участкам микробрекчирования. Преимущественное выделение золота на пирите при наложении продуктивной стадии минерализации на сульфидные агрегаты связано, по нашему мнению, с высоким электродным потенциалом пирита. Электрохимические явления, возникающие между пиритом и золотосными растворами, благоприятствуют осаждению золота из растворов и являются одним из важнейших факторов, обуславливающих приуроченность золота к этому минералу.

Нами совместно с И. К. Лобачевой (1967) было проведено изучение электродных потенциалов важнейших сульфидных минералов—носителей золота: пирита, арсенипирита, халькопирита и пирротина (рис. 3). Для этой цели использовались природные кристаллы, из которых изготовля-

лись специальные электроды. Измерения производились на приборе ЛПУ-01 при комнатных температурах в различных условиях кислотности — щелочности. В качестве сред были использованы растворы HCl и

Рис. 3. Электродные потенциалы сульфидов (E_h) в различных условиях кислотности — щелочности (pH). Растворы HCl и NaOH

1 — пирит; 2 — халькопирит;
3 — арсенопирит; 4 — пирротин



NaOH различной нормальности. Проведенные эксперименты показали, что наиболее высокими значениями электродного потенциала в группе исследованных сульфидов обладает пирит. Максимальные значения потенциала пирита сохраняются при изменении pH среды (рис. 3). При наложении рудоносных растворов на сульфидные агрегаты высокий электродный потенциал пирита обуславливает преимущественное осаждение золота на рассматриваемом минерале.

ВЫВОДЫ

1. В гидротермальных золото-сульфидных месторождениях значительные количества золота обычно приурочены к пириту. Повышенная концентрация золота делает пирит основным носителем этого элемента в рудах.

2. Преимущественное выделение золота на пирите наряду с действием других факторов обусловлено высоким электродным потенциалом пирита. Максимальные значения потенциала пирита в группе исследованных сульфидов сохраняются при изменении режима кислотности — щелочности среды.

3. Повышенная концентрация мышьяка является важной типоморфной особенностью химического состава пирита золото-сульфидных месторождений.

4. Для пирита рассматриваемого генетического типа характерно повышенное содержание примесей рудогенных элементов, в первую очередь серебра и висмута, а также меди, цинка, свинца и сурьмы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бокий Г. Б., Цинобер Л. И. Рентгеноструктурные исследования кобальтина, герсдорфита и ульманита.— Труды Ин-та кристаллографии АН СССР, 1954, вып. 9.
- Бокий Г. Б., Загальская Ю. Г., Победимская Е. А. Кристаллические структуры сульфидов, селенидов и теллуридов типа $A\text{X}_2$.— В сб. «Кристаллические структуры арсенидов, сульфидов, арсеносульфидов и их аналогов». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Бейц Б. И. и др. Минералогия полиметаллических месторождений рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
- Зенков Д. А. Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении (Забайкалье).— В сб. «Рудничная геология». Госгеолтехиздат, 1946.
- Иванов А. А. Опыт применения электронномикроскопического метода в исследовании рудных минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, вып. 3.
- Муравьева Л. Н., Барабанов В. Ф., Клер М. М. Исследование микропримесей в пиритах из вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1964, № 11.
- Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 3.

- Сахарова М. С., Некрасов Е. М. Минералого-геохимическая характеристика и условия локализации новых типов золото-сульфидных руд Дарасунского месторождения.— Геология рудных месторождений, 1964, № 3.
- Сахарова М. С., Лобачева И. К. Электрохимическое исследование процессов отложения золота на сульфидах.— Геология рудных месторождений, 1967, № 4.
- Тимофеевский Д. А. Особенности геологического строения и структура Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 43.
- Трошин Ю. П., Кусакина Л. В. Горизонтальная и вертикальная зональность распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях.— Геохимия рудных месторождений, 1964.
- Эфендиев Г. X. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.
- Auger P. E. Zoning and district variation of the minor elements in pyrite of Canadian gold deposits.— Econ. Geol., 1941, 36, N 4.
- Bürg G. Natur des in der Pyriten nicht sichtbar enthaltenen Goldes.— Zeitschr. prakt. Geol., 1935, 43, N 2.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
- Hawley J. E. Spectrographie studies of pyrite in some Eastern Canada gold mines.— Econ. Geol., 1952, 47, N 3.
- Hoehne K. Die Verbreitung des Arsens auf den Erzlagerstätten des schlesischen Gebirges und seine Vorkommen in schlesischen pyriten.— Neues Jahrb. Miner., 1952, H. 1.
- Neuhaus A. Über die Arsenführung der dichten Schwefelkiese (Melnikowit — Pyrite, Gelpyrite) von Wiesloch (Baden) und Deutsch-Bleischly (O-S).— Metall Erz. 1942, 39.

Н. Н. СМОЛЬЯНИНОВА

**СЛУЧАЙ ОРИЕНТИРОВАННОГО ЗАМЕЩЕНИЯ
ВОЛЬФРАМИТА ШЕЕЛИТОМ И ГЕМАТИТОМ**

Гипогенное замещение вольфрамита шеелитом — явление, хорошо известное и довольно широко распространенное. На месторождении Батыстау в Центральном Казахстане оно привлекло наше внимание главным образом потому, что здесь наряду с шеелитом по вольфрамиту образовался также гематит, причем все три минерала оказались ориентированными закономерно друг по отношению к другу. Образование по вольфрамиту одной железной слюдки без шеелита описано многими авторами: Френцелем (Frenzel, 1902), Вернике и Тойшером (Wernicke, Teuscher, 1936), Лейтвайном (Leutwein, 1952), Ф. В. Чухровым (1960, 1964) и др. Но одновременное и притом ориентированное замещение вольфрамита железной слюдкой и шеелитом отмечено лишь Рамдором (Ramdohr, 1947) для образцов из Циннвальда. Им установлена следующая взаимная ориентировка этих минералов: (110) и $[001]$ шеелита \parallel (100) и $[010]$ вольфрамита и (0001) и $[2110]$ гематита \parallel (100) и $[001]$ вольфрамита. Такая же ориентировка вольфрамита, шеелита и гематита наблюдалась и на псевдоморфозах с Батыстау, которые явились, таким образом, второй находкой подобного типа образований.

На месторождении Батыстау интенсивное замещение вольфрамита шеелитом и гематитом проявилось на участке, где небольшой мощности жильобразные кварц-полевошпатовые тела с вольфрамитом приурочены к верхнегерцинским лейкократовым гранитам вблизи вмещающей толщи песчаников и сланцев, превращенных в роговики. Кроме указанных минералов, в рудных телах отмечено небольшое количество молибденита, пирита, флюорита, мусковита и др. Вольфрамит включен в кварце в виде кристаллов длиной по 4 см. Химический анализ (аналитик В. М. Сендерова, ИГЕМ АН СССР) вольфрамита показал почти равное соотношение в нем FeO и MnO (см. таблицу). Небольшое количество CaO связано, очевидно, с примесью шеелита.

Неизменный вольфрамит сравнительно редок. В той или иной степени (иногда вплоть до полных псевдоморфоз) он замещен шеелитом и гематитом.

Шеелит мелкозернистый или в виде октаэдрических кристалликов размером до 1 мм, серый, люминесцирует белым цветом. Химический состав шеелита приведен в таблице. Содержание MoO₃ в двух других образцах шеелита 0,63%. Кристаллы гематита размером до 0,5 мм характеризуются редким для этого минерала габитусом: короткопризматическим и толсто-таблитчатым с хорошо развитыми гранями призмы (10 $\bar{1}$ 0).

Шеелит и гематит в пределах одной псевдоморфозы находятся в ориентированном срастании друг с другом. При измерении сростков этих мине-

ралов на двукружном гониометре Гольдшмидта отчетливо выявилось, что (0001) гематита \parallel (110) шеелита и (0110) гематита \parallel (001) шеелита. По отношению к вольфрамиту шеелит и гематит тоже закономерно ориентированы, что хорошо видно макроскопически. При соответственном пово-

Химический состав вольфрамита и шеелита

Окислы	Вольфрамит		Шеелит	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
CaO	1,38	0,0246	19,36	0,3450
MgO	Не опр.	—	Не обн.	—
FeO	11,12	0,1548	0,12	0,0017
MnO	10,46	0,1474	Сл.	—
WO ₃	76,03	0,3276	80,18	0,3450
MoO ₃	Не опр.	—	0,17	0,0012
П. о.	0,29	—	0,22	—
Сумма	99,28	—	100,04	—
Уд. вес	7,09	—	6,07	—

роде образцов треугольные плоскости (011) множества кристаллов шеелита блестят одновременно. При другом повороте обнаруживается одинаковое расположение всех кристаллов гематита. Получается, что (110) и [001] шеелита \parallel (100) и [010] вольфрамита, (0001) гематита \parallel (100) вольфрамита и $[2\bar{1}10]$ гематита \parallel [001] вольфрамита, т. е. то же самое, что в свое время было установлено Рамдором (Ramdohr, 1947). Схематически

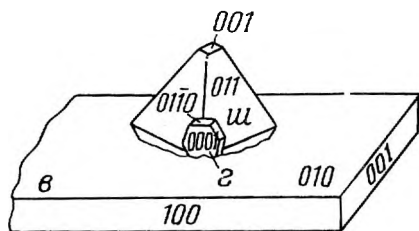


Рис. 1. Схематическая зарисовка взаимной ориентировки вольфрамита (ϕ), шеелита (ψ) и гематита (z)

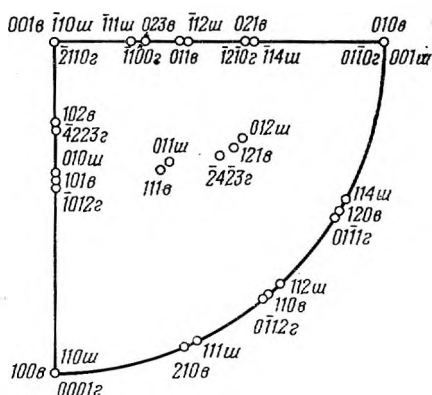
взаимоотношение вольфрамита, шеелита и гематита показано на рис. 1. На рис. 2 приведена совмещенная стереографическая проекция всех трех минералов в описанной выше взаимной их ориентировке. На этой проекции наглядно видно, насколько близки по своему положению или полностью совпадают полюсы граней вольфрамита, шеелита и гематита. Рамдор (Ramdohr, 1947) объяснял такое ориентированное срастание вольфрамита, шеелита и гематита сходством параметров их элементарных ячеек и сходством в расположении атомов в соответствующих сечениях кристаллических решеток этих минералов (вольфрамит: $a_0=4,79$, $b_0=5,74$, $c_0=4,99$ Å; шеелит: $a_0=5,25$, $c_0=11,40=2\cdot 5,70$ Å; гематит: $a_0=5,04$, $c_0=13,77=2\cdot 6,88$ Å).

Образование описанных псевдоморфоз происходило на Батыстау в процессе гипогенного растворения вольфрамита при условиях, благоприятных для переосаждения вольфрама и железа в форме шеелита и гематита; кальций при этом был заимствован, по-видимому, из вмещающих граниты сланцев и песчаников.

Ф. В. Чухров (1964) считает, что основную роль в этом процессе играли обогащенные кальцием нагретые вадозные растворы, которые, для того чтобы могло осуществиться замещение вольфрамита шеелитом, дол-

жны были быть слабощелочными до нейтральных, а для одновременного образования гематита они должны были содержать достаточно большое количество кислорода.

Рис. 2. Стереографическая проекция взаимно ориентированных вольфрамита (*с*), шеелита (*ш*) и гематита (*г*)



Следует отметить, что псевдоморфозы шеелита и гематита по вольфрамиту встречены на Батыстау в приповерхностных частях месторождения, именно там, где обогащение валозных растворов кислородом могло быть наиболее высоким.

ЛИТЕРАТУРА

- Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коупрада. Изд-во АН СССР, 1960.
- Чухров Ф. В. О возможном влиянии валозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1964, № 1.
- Frenzel A. Neue Pseudomorphosen.— *Tschermak's Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1902, 21.
- Leutwein F. Die Wolframitgruppe.— *Freiberg. Forschungshefte*, 1952, H. 8.
- Ramdohr P. Orientierte Aufwachsung von Scheelit auf Wolframit.— *Heidelberger Beiträge Mineral. Petrogr.*, 1947, 1, H. 1.
- Wernicke F., Teuscher E. O. Die neue Wolframitlagerstätte von Pechtelsgrün bei Lengsfeld.— *Zs. Deutsch. Geol. Ges.*, 1936, 88, H. 2.

К. И. ЧЕПИЖНЫЙ

**ДИСЛОКАЦИОННЫЙ РОСТ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА
НА ПОВЕРХНОСТИ (0001)
И ВЛИЯНИЕ ЕГО НА ОПТИЧЕСКУЮ ОДНОРОДНОСТЬ**

В последнее время в связи с крупными успехами в области физики твердого тела особенно возросла потребность в особо чистых кристаллах с заданными свойствами. С каждым годом требования к качеству синтетических кристаллов возрастают в геометрической прогрессии. Указанные требования сводятся к необходимости получения достаточно крупных кристаллов с высокой степенью совершенства кристаллической решетки. Теоретическое и практическое решение этих задач до последних дней все еще представляет большие трудности.

Как показывают экспериментальные работы многочисленных исследователей (Киттель, 1957; Най, 1957; Сафронов, Хаджи, 1958; Тиллер, 1959; Цинзерлинг, 1964; Цинобер, 1957; Чепижный, 1966; Pfenniger, 1957 и др.), сложность решения этих задач связана прежде всего с тем, что синтезируемые кристаллы характеризуются дислокационной природой реальных структур. В связи с этим при выращивании кристаллов приходится выявлять пути, ведущие к устранению или хотя бы частичному уменьшению количества дефектов. Естественно, что решение этих задач требует глубокого знания закономерностей образования, распределения и поведения дефектов. Вместе с тем мало опубликовано работ по изучению дефектов в кристаллах в минералогической литературе. Достаточно сказать, например, что сведения о дефектах структуры даже такого широко распространенного в природе минерала, как кварц, в литературе крайне ограничены. По аналогии с другими кристаллами в кварце выделяются следующие элементарные дефекты: примеси, кислородные вакансии, кислород внедрения, кремниевые вакансии, кремний внедрения и дислокации (Dienes, 1960). Установлено, что от указанных дефектов отчетливо зависят следующие свойства кварца: оптические, магнитные, механические, теплопроводность и др.

Из перечисленных связей свойств с дефектами нас интересовали вопросы зависимости оптической однородности монокристаллов кварца от присутствия в них дислокаций и других дефектов, возникающих в большом количестве при быстром его росте.

Учитывая, что изученность дефектов в кварце (от которых, как предполагалось, зависит оптическая неоднородность) еще очень слаба, мы на первом этапе работы ограничились кратким обзором литературы, сбором данных по особенностям распределения оптической неоднородности в срезах, параллельных L^3 , и дополнительным изучением особенностей дефектного роста на пинакоидальной поверхности синтетических и природных кристаллов кварца. Ниже приведены некоторые данные, полученные при проведении этой работы.

Для кварца (Цинобер, 1957), синтезируемого при определенных параметрах, характерны следующие отношения между скоростями роста (v) основных граней:

$$(0001) > v(1101) r > v(1011) R \gg v(1010) \approx 0.$$

Из приведенного соотношения скоростей роста видно, что наиболее быстро можно выращивать кристаллы кварца на затравках, вырезанных параллельно грани пинакоида. Однако, как показали опыты (Сафронов, Хаджи, 1958), такие кристаллы характеризуются резкой оптической неоднородностью и не могут быть использованы в оптике.

Четкая приуроченность части линий оптической неоднородности (Сафронов, Хаджи, 1958) к области сочленений аксессуарий роста позволяет предполагать, что наблюдаемые светлые полосы связаны с наличием дислокаций, образующихся под влиянием примесей, локализующихся, как показал У. Тиллер (1959), на границах бугорков (аксессуарий) роста минералов. Изучение распределения примесей в синтетических кристаллах кварца показало, что при выращивании по пинакоиду их действительно наблюдается наибольшее количество (Сафронов, Хаджи, 1958). В направлении роста по отрицательному ромбоэдру примесей значительно меньше. С указанным обстоятельством, вероятно, связана более высокая оптическая однородность пирамид роста отрицательного ромбоэдра. На дислокационную природу оптической неоднородности кристаллов кварца, выращенных по пинакоиду, указывает также появление голубой опалесценции при термическом декорировании кристаллов при 700—800°. По-видимому, в этом случае опалесценция обуславливается сдвигами в кристаллической решетке вдоль ослабленных зон, вызванных дислокациями. Характерно, что при этом в пирамидах роста по ромбоэдру опалесценции обычно не наблюдается.

На присутствие дислокаций в искусственных кристаллах кварца указывается также в работах Г. М. Сафронова и В. Е. Хаджи (1958), Л. И. Цинобера (1956, 1957), К. И. Чепижного (1956) и др.

В целях получения сравнительных материалов нами было проведено изучение скульптуры грани (0001) и характера оптической неоднородности в природных кристаллах кварца, дораствовавших по пинакоиду. Одновременно изучался также характер оптической неоднородности в природных кристаллах кварца обычного роста. Для изучения оптической неоднородности из кристаллов кварца выпиливались пластинки параллельно оси третьего порядка и просматривались на установке с малой точкой. Уже первые сопоставления характера оптической неоднородности кристаллов обычного роста с кристаллами, росшими по пинакоиду, показали резкие различия. Изучение характера распределения оптической неоднородности в кристаллах, дораствовавших по базису (рис. 1), показало, что в них, как и в синтетических кристаллах, отчетливо выделяются два главных направления оптической неоднородности: неоднородность, субпараллельная базису (горизонтальные светлые линии), и неоднородность, субпараллельная оси третьего порядка (вертикальные светлые линии). Анализ литературных данных (Сафронов, Хаджи, 1958; Тиллер, 1959; Цинзерлинг, 1964; Цинобер, 1956), а также наблюдаемая приуроченность части вертикальных линий оптической неоднородности к областям сочленения головок (аксессуарий) роста позволяют предполагать, что линии оптической неоднородности и в природных кристаллах тесно связаны с наличием в них дислокаций.

Изучение распределения макро- и микропримесей в природных кристаллах кварца показало, то при росте по пинакоиду (как и в синтетических кристаллах) их наблюдается больше. В направлении роста по ромбоэдру примесей значительно меньше. С указанным обстоятельством связана и более высокая оптическая однородность таких кристаллов. Пытаясь выяснить связи вертикальной оптической неоднородности с особенностями строения поверхности пинакоида, мы провели детальное изучение скульптуры поверхности базиса на одном из природных кристаллов

кварца, дораставшем по базису. Учитывая важное влияние на свойства минералов дислокаций при таком изучении, мы уделили особое внимание выявлению тонких дефектов (дислокаций), находящих свое отражение в особенностях скульптур роста — растворения на грани (0001) кристаллов кварца.

Описываемый кристалл был встречен в зоне обрушения хрусталоносной полости, сформировавшейся в мраморах. Кристалл кварца с размерами 2,5 см по L^3 и 2,5 см по L^2 представлял собой прозрачный левый дофинейский двойник. С одной стороны образец четко огранен головкой, несущей грани ромбоэдров, а с противоположной — окапчивался бугристой субпинакоидальной поверхностью, ограниченной, подобно синтетическим кристаллом, гранями ромбоэдров.

Изучение кристалла показало, что бугристая поверхность представляет собой поверхность дорастания кварца по суббазисному сколу в процессе его регенерации в хрусталоносной полости. Строение этой бугристой поверхности роста (рис. 2) оказалось весьма своеобразным и интересным. Как видно из рис. 2, поверхность роста характеризуется наличием многочисленных, одинаковым образом ориентированных, трехгранных усеченных пирамид. В наиболее четких случаях (рис. 3) пирамиды нарастания оформлены хорошо выраженными гранями ромбоэдров и пинакоида. Следует подчеркнуть, что пирамиды роста в различных участках часто имеют разную форму (см. рис. 2, 3, 5); часто их форма обуславливается наличием трещин, двойников и других дефектов.

Горизонтальная поверхность отдельных трехгранных пирамид не всегда пинакоидально гладкая, чаще она слабо выпуклая, в других случаях она состоит из двух-трех слабовыпуклых поверхностей, разделенных субграницами, пирамид роста более низкого порядка. По своей ориентировке пирамиды роста направлены острыми углами перпендикулярно к граням марсросшихся по дофинейскому закону, ориентировка пирамид различная, что позволяет легко различать в кристалле двойники и со стороны пинакоидальной поверхности.

Важной особенностью поверхности пинакоида является наличие на ней многочисленных центров (рис. 4—6), очевидно, имеющих дислокационную природу. В начальной стадии формирования такие центры образуют гексагональные ямки травления с светлой точкой (вершиной) в их центральной части. При более глубоком протравливании они преобразуются в плоскодошные ямки. Объединение ряда таких ямок травления и приводит в конце концов к появлению скульптуры, показанной на рис. 2—5. На дислокационную природу этих образований указывает также появление в центральных частях гексагонов отчетливых ямок при травлении HF. Морфологические особенности центров можно уяснить из рис. 4, 5. Как видно из этих рисунков, появление на грани пинакоида сложного узора обусловлено растворением многочисленных центров. Подсчет показал, что на 1 см² поверхности пинакоида содержится в среднем

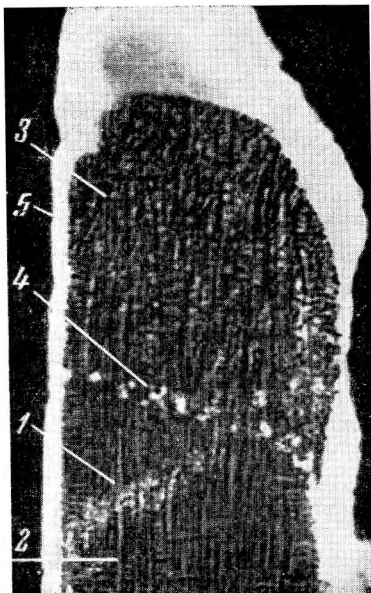


Рис. 1. Характер оптической неоднородности в природном кристалле кварца с многоглавым ростом по базису

1 — газово-жидкие и трехфазные включения; 2 — оптическая неоднородность в нижней части кристалла; 3 — резко возросшая неоднородность в верхней части кристалла, обусловленная появлением неструктурной примеси 4, фиксирующейся в виде присыпки, состоящей из пластинчатых кристаллов ильменита; 5 — грань призмы

лого ромбоэдра. В индивидах, ориентировка пирамид различная, что позволяет легко различать в кристалле двойники и со стороны пинакоидальной поверхности.

Важной особенностью поверхности пинакоида является наличие на ней многочисленных центров (рис. 4—6), очевидно, имеющих дислокационную природу. В начальной стадии формирования такие центры образуют гексагональные ямки травления с светлой точкой (вершиной) в их центральной части. При более глубоком протравливании они преобразуются в плоскодошные ямки. Объединение ряда таких ямок травления и приводит в конце концов к появлению скульптуры, показанной на рис. 2—5. На дислокационную природу этих образований указывает также появление в центральных частях гексагонов отчетливых ямок при травлении HF. Морфологические особенности центров можно уяснить из рис. 4, 5. Как видно из этих рисунков, появление на грани пинакоида сложного узора обусловлено растворением многочисленных центров. Подсчет показал, что на 1 см² поверхности пинакоида содержится в среднем

$2 \cdot 10^5$ дислокационных центров. Следует отметить, что указанная цифра, вероятно, сильно занижена, так как при подсчете принимались во внимание лишь четко фиксируемые центры.

Изучение строения отдельных гексагонов показывает, что они имеют тригонально-симметричный облик; в центральных частях шестиугольных петель¹ обычно наблюдаются один или два узла (центра), показанных на рис. 4 и 5.

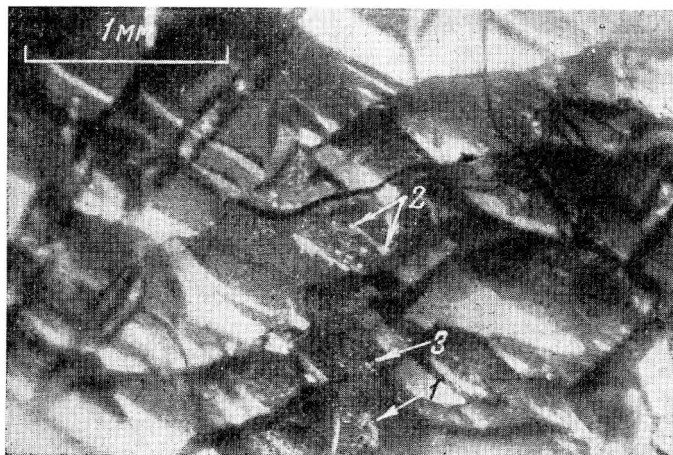


Рис. 2. Морфология пирамид роста на пинакоидальной поверхности кварца

1 — пинакоидальная поверхность на аксессуории роста; 2 — многочисленные центры, выявленные природным травлением пинакоидальной поверхности; 3 — субграницы между пирамидами роста

Как видно из рис. 5, при травлении двойных центров образуются характерные двойные спирали растворения, являющиеся антиподами двойных спиралей роста.

Другой особенностью строения отдельных гексагонов является появление в их центральных частях (см. рис. 5) приподнятых усеченных граней пинакоида элементарных аксессуарий, названных нами пирамидами роста второго порядка. В плане эти пирамиды трапецеидальной формы. При значительном разрастании пирамидок второго порядка на их пинакоидальной поверхности также можно заметить образование новых центров.

Чтобы выяснить детали строения отдельных центров, на электронном микроскопе было сделано несколько фотографий реплик из протравленных HF образцов кварца. На рис. 6 приведена одна из таких фотографий, снятая в области одного из узлов центра. Как видно из рис. 6, центральные части гексагонов имеют сложное строение, обусловленное наличием ямок травления различных порядков.

Наряду с указанными особенностями в доросшей части кристалла нами были отмечены многочисленные различно ориентированные трещины. По происхождению часть из наблюдавшихся трещин является унаследованной. Другие трещины, как показывают наблюдения, сформировались под влиянием напряжений, обусловивших появление и дислокаций в кварце. Об этом свидетельствуют постепенные переходы окончаний трещин в субграницы между пирамидами нарастания, где они сменяются дислокациями. Под микроскопом такие субграницы выглядят как цепоч-

¹ Дислокационные петли представляют собой сильно протравленные ряды дислокаций. О деталях строения дислокационных петель будет сообщено отдельно.



Рис. 3. Скульптура растворения на поверхности трапецидальных пирамид роста



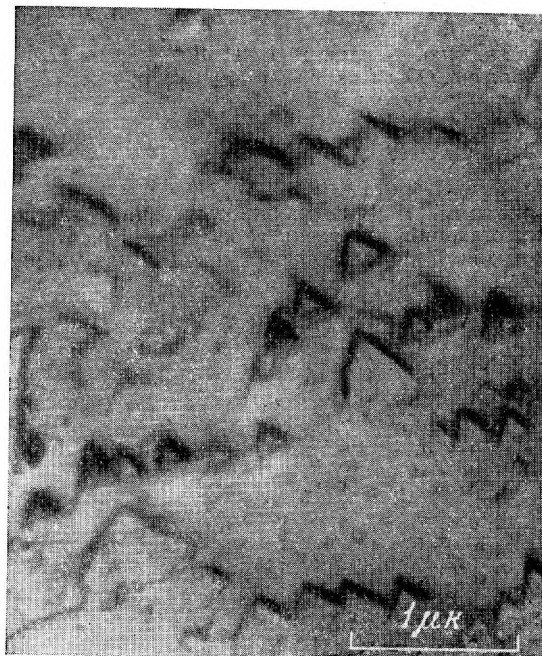
Рис. 4. Строение дислокационных центров, выявленное природным травлением



Рис. 5. Двойные спирали растворения на элементарных аксессуориях роста (в центре снимка)

Рис. 6. Фотография реплики поверхности (0001), протравленной HF.

В центре видна крупная треугольная ямка, образовавшаяся на месте дислокационного центра



ки, состоящие из плотно прилегающих друг к другу гексагональных звеньев. С указанных позиций образование некоторых трещин рассматривается нами не как результат микротектонического воздействия на уже сформировавшиеся кристаллы, а как необходимый элемент для разрядки напряжений при дислокационном росте кристаллов кварца. Следует отметить также, что при появлении в кристаллах трещин, вызванных случайным механическим воздействием, они в первую очередь появляются в участках с наибольшей плотностью центров. При своем образовании такие трещины всегда проходят через ближайшие к ним центры.

ВЫВОДЫ

1. Природные кристаллы кварца при достижении по поверхности (0001) характеризуются дислокационным механизмом роста.
2. Подсчитанная плотность превышает в прозрачном природном кристалле $2 \cdot 10^5$ центров на 1 см^2 .
3. Наличие дислокаций наряду с другими дефектами обуславливает появление резкой оптической неоднородности в природных кристаллах кварца.
4. Появление многочисленных трещин в природных кристаллах кварца наряду с другими возможными причинами, вероятно, часто вызывается напряжениями, возникающими под влиянием взаимодействия дислокаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Дислокации и механические свойства кристаллов. ИЛ, 1960.
Киттель. Введение в физику твердого тела. ИЛ, 1957.
Най Дж. Физические свойства кристаллов. ИЛ, 1957.
Процессы роста и выращивание кристаллов. ИЛ, 1963.
Сафронов Г. М., Хаджи В. Е. О внутреннем строении искусственных кристаллов кварца.— Труды ВНИИП, 1958, 2, вып. 1.
У. Гиллер. Образование дислокаций при росте кристаллов. Элементарные процессы роста кристаллов. ИЛ, 1959.
Цинзерлинг Е. В. О каналах в кварце.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.
Цинобер Л. И. Некоторые особенности морфологии кристаллов искусственного кварца.— Труды ВНИИП, 1957, 1.
Цинобер Л. И. О спиральном строении аксессуарий роста на поверхности (0001) кристаллов искусственного кварца.— Кристаллография, 1956, 1, вып. 5.
Чепижный К. И. Дислокации в кристаллах кварца.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 1.
Dierness G. I. Introduction — defects in silicas.— J. Phys. chem. Solids, 1960, 13, N 3/4.
Keumeulen van I. Dislocations in quartz and rutil crystals.— Naturwiss., 1957, 44.
Pfenniger A. A., Laves F. Defektkanäle in der ortischen Achse von Quarzcrystalen.— Naturwiss., 1957, 48.

М. Б. ЧИСТЯКОВА, М. Е. КАЗАКОВА

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ
ПОЛОСТЕЙ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ
(Казахстан)**

Монацит, ксенотим и ортит — распространенные минералы, характерные для пород различного генетического типа. Среди производных кислой магмы наиболее развиты эти минералы в гранитах и пегматитах. В меньшем количестве они известны в гидротермальных месторождениях. Особенно мало сведений о гидротермальном ортите. В связи с этим небезынтересна находка гидротермальных монацита, ксенотима и ортита в хрусталеносных полостях пегматитов одного из гранитных массивов Казахстана.

Изучаемые пегматиты залегают в пермских субщелочных гранитах, прорывающих толщу эффузивно-осадочных пород карбона.

Значительная часть пегматитов района, расположенная вблизи тектонически нарушенных зон, содержит большое количество флюорита и разнообразную, но слабо проявленную бериллиевую и редкоземельную минерализацию¹. Среди редкоземельных минералов обнаружены монацит, ксенотим и ортит, приуроченные к различным зонам роста порообразующих минералов друзовых полостей — кварца и флюорита.

Процесс минералообразования в хрусталеносных полостях изучаемого района делится на два этапа. В первый этап образуется сотовидный кварц. Второй этап состоит из трех стадий. В первую стадию кристаллизуются темно-дымчатый прозрачный кварц и зеленый флюорит. Во вторую стадию образуются зоны светло-дымчатого и бесцветного кварца и изумрудно-зеленого и голубого флюорита. В третью стадию кристаллизуются белый мутный кварц и зеленый и фиолетовый флюорит.

Кристаллизация редкоземельных минералов начинается в первую стадию второго этапа минералообразования в полостях во время формирования зоны темно-дымчатого прозрачного кварца. Наиболее ранний акцессорный минерал, заключенный в эту зону кварца, — ильменит. Он образует плоские кристаллы черного цвета, размер которых колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Во время кристаллизации периферических частей кристаллов ильменита появляются монацит, ксенотим и апатит. Монацит и ксенотим наблюдаются в виде отдельных кристаллов, заключенных в темно-дымчатом кварце и главным образом в зеленом флюорите, а также в виде сростков, свидетельствующих об одновременной кристаллизации этих минералов. Наблюдались также кристаллы монацита, врастающие в перифери-

¹ См. также статью М. Б. Чистяковой «Берилл и бацит из хрусталеносных полостей гранитных пегматитов Казахстана» (в настоящем сб.).

ческие части кристаллов ильменита и имеющие с ними индукционную поверхность раздела. Апатит в виде белых зерен (до 1 мм) был обнаружен в сростании с монацитом. В одном случае в темно-дымчатом кварце была обнаружена небольшая пустота (0,5 см в диаметре), в которой совместно с ильменитом наблюдались кристаллы биотита и альбита, вне кристаллов кварца в изучаемых друзовых полостях к настоящему времени не сохранившиеся¹.

Темно-дымчатый кварц содержит также включения кристаллов висмутина, образующегося, видимо, несколько позже, чем монацит и ксенотим. Образцы, в которых монацит, ксенотим и висмутин находились бы одновременно, нами обнаружены не были. О более позднем образовании последнего косвенно свидетельствует лишь тот факт, что он, как правило, расположен в периферической части зоны темно-дымчатого кварца, в то время как ксенотим, монацит и ильменит заключены в более глубоких частях ее. Висмутин образует шестоватые кристаллы до 2—2,5 см в длину. К настоящему времени он полностью замещен бисмутитом.

Ортит образуется во вторую стадию второго этапа кристаллизации в полостях. Он наблюдается в виде включений в зоне бесцветного кварца и в соответствующем последнему по времени образования голубом флюорите, с которыми имеет индукционный характер раздела. Одновременно с ортитом кристаллизуется длиннопризматический и игольчатый берилл, несколько позже — галенит, мусковит, кальцит и хлорит.

Ассоциация минералов, сопутствующих редкоземельным соединениям (наличие сульфидов, кальцита, хлорита), сама по себе свидетельствует об образовании их в гидротермальную стадию. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в темно-дымчатом кварце, одновременном с монацитом и ксенотимом, колеблется от 438 (внутренняя часть зоны) до 285° (внешняя часть зоны). Включения в бесцветном кварце, содержащем ортит, гомогенизируются² при температуре 220—177°. Наличие редкоземельной минерализации только в телах, подвергшихся воздействию наложенных гидротермальных растворов, свидетельствует, возможно, также о генетической связи монацита, ксенотима и ортита с наложенными гидротермальными растворами, являющимися продуктом деятельности остывающего глубинного магматического очага, а не с гидротермальной фазой собственно пегматитового процесса.

В известных нам по литературным данным случаях совместного нахождения монацита, ксенотима и ортита первым обычно кристаллизуется ортит (Вайнштейн и др., 1956). В рассматриваемом случае наблюдается обратная последовательность их выделения. Судя по взаимоотношениям с сульфидами, которые в описываемых другими авторами месторождениях кристаллизуются позже ортита (Калита, 1950), изучаемый ортит является одним из наиболее поздних, известных в настоящее время в литературе. Вероятно, более всего он сходен с ортитом из Бектау-Ата (Центральный Казахстан), обнаруженным в пустотах в граните и ассоциирующим с кальцитом (Костылева, Казакова, 1947).

Как уже указывалось, редкоземельная минерализация в пегматитах изучаемого поля является акцессорной. Монацит и ксенотим распространены несколько шире, чем ортит. Последний встречается в ограниченном числе тел, в которых гидротермальное наложение проявлено наиболее интенсивно.

Монацит наблюдается на месторождении в виде неправильных выделений и в виде мелких хорошо образованных кристаллов, достигающих иногда 2,5 см в длину. Цвет меняется от светло- до темно-оранже-

¹ Аналогичные взаимоотношения монацита и ксенотима, возникших в стадию альбитизации, описаны В. А. Корнетовой для пегматитов Сибири (1964).

² Температура гомогенизации приводится по данным Ф. П. Мельникова (1965).

вого. Блеск стеклянный. В большинстве случаев полупрозрачен, наблюдались мелкие прозрачные кристаллы. Удельный вес¹ 5,12. Спектральным анализом, кроме Р и TR, обнаружены примеси: 0,08% Mn; 0,05% Nb; 0,02% Pb, Ca; 0,002% Mg, Al, Fe; 0,0002% W. По составу редких земель (табл. 1) и горня описываемый монацит близок к монациту из гидротермалитов Стинкемпскрааль (близ Ван-Рейсдорпа, Южно-Африканская Республика) (Семенов, 1963), отличаясь от последнего в основном лишь более низким содержанием Nd, что, видимо, вообще характерно для большинства казахстанских монацитов.

Ксенотим образует неправильные выделения, а также характерные кристаллы тетрагонального габитуса. Размер кристаллов колеблется от микроопических до 2—3 см в длину. Цвет желтый. Блеск стеклянный. Прозрачен. Удельный вес 4,69. Спектральным анализом установлены примеси: 0,01% — Pb; 0,005% — Mn, Al, Fe, Ca; 0,002% Sc, Mg; 0,001% Be.

Состав редких земель (табл. 1) близок к среднему составу TR в ксенотимах (Семенов, 1963) и характеризуется диспрозиевым, эрбиевым и иттербиевым почти разноточными максимумами.

Таблица 1

Содержание редких земель в ксенотиме, монаците и ортите* ($\Sigma TR=100\%$)

Окислы	Ксенотим	Монацит	Ортит	Окислы	Ксенотим	Монацит	Ортит
La ₂ O ₃	1,5	25,9	24,9	Ho ₂ O ₃	1,2	—	—
Ce ₂ O ₃	2,5	53,0	53,4	Er ₂ O ₃	7,5	—	—
Pr ₂ O ₃	0,3	4,8	4,4	Tu ₂ O ₃	0,3	—	—
Nd ₂ O ₃	2,1	10,7	13,8	Yb ₂ O ₃	8,7	—	—
Sm ₂ O ₃	1,0	2,7	1,9	Lu ₂ O ₃	0,2	—	—
Gd ₂ O ₃	4,2	1,2	0,7	Tb ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	62,3	1,02	—
Dy ₂ O ₃	8,2	0,3	—	ΣTR_2O_3	100,0	99,8	100,0
				ThO ₂	1,98	6,25	—

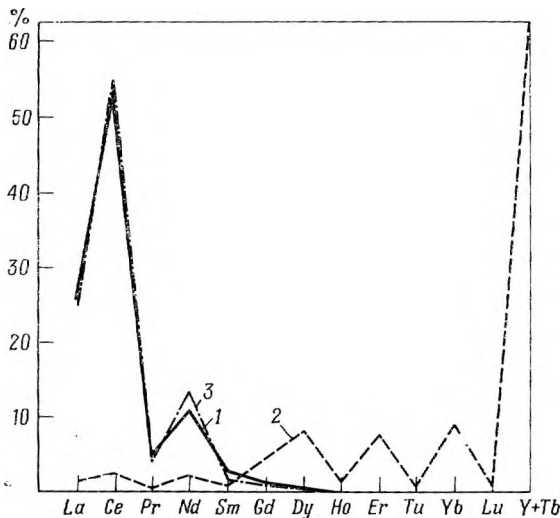
* Расшифровка редкоземельных элементов выполнена Г. М. Варшал (ИГЕМ АН СССР).

Ортит образуется в виде игольчатых кристаллов, вытянутых вдоль оси *b*. Кристаллы достигают 1,0 см в длину при поперечном сечении менее 0,01—0,03 см. В кварце встречаются обычно единичные кристаллы ортита, реже сростки нескольких радиально расходящихся кристаллов. Во флюорите ортит наблюдается чаще, чем в кварце, и, как правило, в виде радиальнолучистых или сноповидных сростков. Цвет ортита темно-коричневый; в тонких сколах светло-коричневый, прозрачный. Блеск стеклянный. Удельный вес² 3,89. Под микроскопом ортит прозрачен. Плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Показатели преломления его следующие: $Ng=1,780$; $Nm=1,765$; $Np=1,754$; $Ng-Np=0,026$. Плоскость оси симметрии параллельна (010). $(+)2V \approx 69^\circ$. Полный химический анализ этого ортита сделан М. Е. Казаковой из навески 0,2 г. Данные анализа и пересчет на формулу помещены в табл. 2. Расчет на 8 катионов дает эмпирическую формулу с соотношениями между группами элементов, близкими к стехиометрическим:



¹ Определен методом гидростатического взвешивания В. С. Амелиной (ИГЕМ АН СССР).

² Определен методом гидростатического взвешивания Е. П. Погодиной (ИГЕМ АН СССР).



Распределение редкоземельных элементов в монаците, ксенотиме и ортите

1 — монацит; 2 — ксенотим; 3 — ортит

Примеси, по данным спектрального анализа, представлены 0,2% Sc; 0,05% Sn; 0,01% Ga, Ge, In; 0,005% Nb; 0,0008% V; 0,0002% Cu.

В табл. 1 и на рисунке показано распределение редких земель в монаците, ксенотиме и ортите. В ранний период кристаллизации редкоземельных минералов совместное образование ксенотима и монацита вызывает осаждение редких земель, по-видимому, в тех соотношениях, в которых они присутствовали в рудообразующих растворах. Общий состав редкоземельных элементов в них отвечает полному составу TR, где $\Sigma TR_{Ce} \approx \Sigma TR_Y$ (Семенов, 1963). Распределение редкоземельных элементов между ксенотимом и монацитом соответствует закономерностям, установленным Е. И. Семсоровым (1963). Цериевый минерал — монацит — содержит небольшое количество иттрия и имеет ограниченный набор элементов иттриевой группы; в иттриевом минерале — ксенотиме содержится весь набор редкоземельных элементов, имеющийся в минералообразующей среде.

Таблица 2
Химический анализ ортита и пересчет на формулу

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Ат. колич.	Отнош. ат. колич.
CaO	13,52	0,24108	0,2411	1,334
MnO	1,21	0,01705	0,0170	0,094
MgO	0,22	0,00545	0,0054	0,029
Al ₂ O ₃	17,30	0,16970	0,3394	1,878
Fe ₂ O ₃	4,78	0,02993	0,0599	0,331
FeO	7,85	0,10925	0,1092	0,604
SiO ₂	32,57	0,54229	0,5423	3,001
TiO ₂	0,47	0,00588	0,0059	0,032
ThO ₂	0,30	0,00113	0,0011	0,006
La ₂ O ₃	5,24	0,01608	0,0322	0,178
Ce ₂ O ₃	10,73	0,03268	0,0654	0,361
Pr ₂ O ₃	0,90	0,00272	0,0054	0,029
Nd ₂ O ₃	2,91	0,00864	0,0173	0,096
Sm ₂ O ₃	0,40	0,00114	0,0023	0,012
Gd ₂ O ₃	0,15	0,00041	0,0008	0,004
(Tb, Dy, Y) ₂ O ₃	0,21	0,00065	0,0013	0,007
H ₂ O ⁺	0,70	0,03885	0,0777	0,429
H ₂ O ⁻	0,17			
Сумма	99,63		Общий делитель 1,4460 : 8 = 0,1807	

Во время кристаллизации ортита, состав редких земель в котором может варьировать в широких пределах, выпадает в основном цериевая группа элементов. Это можно объяснить либо изменением состава редких земель в растворе, либо выпадением из последнего преимущественно цериевой группы TR. Обращает внимание почти полное тождество состава редких земель в монаците и ортите — двух одновременных минералах. Это обстоятельство свидетельствует, по-видимому, о достаточных постоянных соотношениях редкоземельных элементов в рудообразующей среде изучаемого месторождения в течение отрезка времени между кристаллизацией монацита с ксенотимом и ортита. Преимущественное же вхождение в состав ортита редких земель цериевой группы, вероятно, связано с некоторым повышением щелочности среды ко времени кристаллизации ортита.

Исследования последних лет показывают, что кристаллизация кварца в хрусталеносных полостях происходит при рН среды, близкой к нейтральной (Зарянов, 1960). Существует также предположение, что повышение щелочности растворов при прочих равных условиях связано с понижением температуры рудообразующей среды (Коржинский, 1956). В рассматриваемом случае разница в температуре образования ксенотима с монацитом и ортита составляет примерно 160—170° (по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в кварце). Возможно, этим обстоятельством и вызвано некоторое повышение щелочности минералообразующей среды, достаточное для разделения редкоземельных элементов на более «кислую» и более «основную» группы и для выпадения в составе ортита только цериевой группы редкоземельных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Байнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах.— *Геохимия*, 1956, № 2.
- Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования.— *Труды ВНИИСИМС*, 1960, 4, вып. 1.
- Калита А. П. Особенности парагенезиса акцессорных редкометаллических минералов в пегматитовой жиле Алакуртти № 1.— *Труды ИМГРЭ*, 1959, вып. 2.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакции при постмагматических процессах.— *Геохимия*, 1956, № 7.
- Корнетова В. А., Варшал Г. М. Срастание ксенотима с монацитом и распределение в них редкоземельных элементов.— В сб. «Химический анализ минералов и их химический состав». Изд-во «Наука», 1964.
- Костылева Е. Е., Казакова М. Е. Ортит месторождения Бектау-Ата в Казахстане.— *Докл. АН СССР*, 1947, 56, № 3.
- Мельников Ф. П. О строении и генезисе пегматитовых тел Центрального Казахстана.— *Вестник МГУ, серия геол.*, 1965, № 3.
- Семелов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Барсанов Г. П. Развитие Минералогического музея Академии наук за 250 лет (1716—1966 гг.)	3
Блисковский В. З. Минералогия гидрогроссуляров	24
Гинзбург И. В. О моноклинном хлорите состава магнезиального рипидолита	41
Дорфман М. Д., Васильева С. В., Арбузова О. А. Новые минералы, открытые в СССР с 1917 по 1966 г.	50
Кудрин В. С., Кудрина М. А. Криолит и другие сложные фториды из метасоматических пород Восточной Тувы	80
Орлов Ю. Л. Кристаллы алмаза с волокнистой оболочкой	98
Перцев Н. Н., Богомолов М. А., Никитина И. Б. Новые находки харкерита и саханта, их парагенезисы и продукты изменения	105
Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П. Распределение редких щелочных элементов в минералах	123
Чистякова М. Б. Бериллы и бацит из хрусталоносных полостей гранитных пегматитов Казахстана	140
Яхонтова Л. К. Магний-кальциевые и кальциевые арсенаты из зоны окисления арсенидного месторождения	154
<i>Минералогические заметки</i>	
Аполлонов В. Н. Эвклаз из Средней Азии	168
Бонев И., Дорфман М. Д. Эпитаксическое срастание марказита и пирита с флюоритом	172
Волженкова А. Я., Баталиева Н. Г., Плетнева Н. И., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А., Быкова А. В. Таленит Северо-Западной части СССР	176
Иванова Т. А. О сферолитах циркона из щелочных гранитов	183
Илупин И. П. Ускоренная диагностика касситерита и халькопирита	188
Корнетова В. А., Александров В. Б., Казакова М. Е. Акцессорный самарскит из пегматитов Аду-Чолона	191
Корнетова В. А., Александров В. Б., Казакова М. Е. Акцессорный эвксенит в пегматитовых жилах Золотой горы (Борщевочный край, Восточное Забайкалье)	197
Корнетова В. А., Яхонтова Л. К., Казакова М. Е. Леллингит в пегматитовых жилах натро-литиевого типа из месторождения в Забайкалье	203
Куприянова И. И. Бастнезит из альбититов	206
Орлов Ю. Л., Кодочигов П. Н. Эпигенетическое окрашивание кристаллов алмаза в дымчатый и розовато-лиловые цвета	210
Орлов Ю. Л., Кодочигов П. Н., Глазунов М. П., Меднис И. В., Пелекис Л. Л. Радиоактивационное определение примесей в алмазах	214
Рудовская Л. Н., Казакова М. Е. К минералогии тантала и ниобия в пегматитах северо-западного Беломорья	218
Самсонова Н. С. Аксинит из сподуменовых пегматитов (Восточная Сибирь)	225
Сахарова М. С. Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений	228
Смольянинова Н. Н. Случай ориентированного замещения вольфрамитом шеелитом и гематитом	235
Чепижный К. И. Дислокационный рост кристаллов кварца на поверхности (0001) и влияние его на оптическую однородность	238
Чистякова М. Б., Казакова М. Е. Редкоземельные минералы из хрусталоносных полостей гранитных пегматитов (Казахстан)	245

УДК 549:006.9

Развитие Минералогического музея Академии наук за 250 лет (1716—1966 гг). Г. П. Барсанов.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В статье показан сложный и длительный путь развития, который прошел Минералогический музей Академии наук за 250 лет своего существования от «Кунсткамеры» до наших дней. На определенных этапах развития этот путь в значительной мере был путем развития русской и советской минералогии вообще, на других этапах музей являлся лишь одним из звеньев общей созидательной научной работы, приведшей к созданию передовой русской и советской минералого-геохимической школы. Изложены также задачи Минералогического музея в настоящее время, заключающиеся в привлечении и накоплении научного минералогического материала с месторождений СССР и зарубежных стран, в систематическом пополнении коллекций музея всеми вновь открываемыми минеральными видами, в научной работе, связанной с разработкой тематики отдельных выставок, отражающих современный уровень минералогической науки, а также в пропаганде научных знаний и популяризации достижений советской минералогической науки. Библиогр. 20. 5 рисунков.

УДК 549.621.91

Минералогия гидрогроссуляров. Блисковский В. З.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В статье подробно рассмотрены история изучения гидрогроссуляра, его химический состав, свойства, условия нахождения в природе, искусственное получение и генетические особенности. Из природных гидрогроссуляров наиболее гидратированным является гибшит, у которого $\frac{1}{3}$ кремнезема замещена водой. В существующем непрерывном изоморфном ряду гроссуляры — гибшит свойства гидрогроссулятов определяются степенью замещения кремнезема водой. Природные гидрогроссуляры встречаются в пироксеново-роговообманковой и савидиновой фазах контактового метаморфизма, в гидротермально измененных интрузивных габброидных породах, в пустотах амигдалоидных базальтов. Высказано предположение о более широком распространении гидрогроссулятов в природе. 2 таблицы. Библиогр. 45. 7 рисунков.

УДК 549.623.7:53:54

О моноклинном хлорите, состава магнезиального ринидолита. Гинзбург И. В.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Хлорит из контакта метабазитов и гнейсов, образующий сплошные крупнолистоватые выделения (Кольский полуостров), охарактеризован химическим анализом, электрографически, рентгенографически, оптически, И.К.-спектром, термографически. Рассмотрены растворимость хлорита в кислотах и генезис его природных агрегатов. Изученный хлорит оказался эталонным, так как не содержит примеси других слюдястых минералов. Половина Al находится в октаэдрах, а все двухвалентное железо — в бруситовом слое. Связь b_0 и Fe^{2+} надежна, а связь Fe^{2+} — уд. вес, «двупреломление» и « $FeO + MgO - Ng$ » сомнительна. Таблиц 5. Библиогр. 14. Рисунков 3.

УДК 549

Новые минералы, открытые в СССР с 1917 по 1967 г. Дорфман М. Д., Васильева С. В., Арбузова О. А.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В статье дан перечень всех названий новых минералов (видов и разновидностей), предложенных в СССР за 50 лет Советской власти, по данным оригинальных работ. Материал распределен в трех таблицах: «Новые минеральные виды и разновидности», «Минеральные смеси, синонимы, разновидности, в названии которых нет необходимости», «Минералы, недостаточно охарактеризованные».

Открытие новых минералов — показатель уровня развития геолого-минералогических наук и технического оснащения — отражено в диаграмме по годам с 1917 по 1966 г. Таблиц 3. Библиогр. 20. Рисунков 1.

УДК 549.461.12(571.52)

Криолит и другие сложные фториды из метасоматических пород Восточной Тувы. Кудрин В., Кудрина М.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Эрвинский массив щелочных гранитов, подвергшийся интенсивным постмагматическим и метасоматическим изменениям, сложен породами переменного состава, среди которых выделяются рибекитовые, биотитовые, криофиллитовые и цинвальдитовые разновидности. Фториды входят в число второстепенных минералов метасоматических пород. Наибольшим распространением пользуется криолит, образующий две генерации. Кроме того, присутствуют томсенолит, тагаринит и вторичный геарсунит. Первая генерация криолита вместе с томсенолитом и тагаринитом присутствует в рибекитосодержащих метасоматических породах. Криолит второй генерации выполняет тонкие трещинки и присутствует в метасоматических жилах кварцевого и кварц-полевошпатового состава. Приведено описание фторидов, химический состав криолита и тагаринита. Обсуждаются вопросы генезиса фторидов. Таблиц 7. Библиогр. 21. 10 рисунков.

УДК 549.211:53

Кристаллы алмаза с волокнистой оболочкой. Орлов Ю. Л.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Обсуждаются особенности строения и причины окраски внешней оторочки кристаллов алмаза, известных под названием «алмазы с оболочкой». Эта оболочка на якутских алмазах имеет волокнисто-шестоватую структуру. На октаэдрических кристаллах оболочка тонкая при наличии граней ромбодекаэдра более широкая и самая толстая у кубических алмазов. Оболочка содержит включения. Почернение оболочки не связано

с графитизацией алмаза. Ядра таких алмазов прозрачные. Почернение объясняется разложением включений. Наблюдения автора сопровождаются рассмотрением данных иностранных литературных источников. Рисунков 2. Библиогр. 8.

УДК 549.73.6

Новые находки харкерита и сахаита, их парагенезис и продукты изменения. Пердце в Н. Н., Богомолов М. А., Никитина Н. В.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Приведено подробное описание впервые найденных в СССР харкерита (карбонатборосиликата) и сахаита (карбонат-бората) из магнетитовых скарнов В. Сибири, сопровождаемое сравнительной характеристикой их свойств, состава, формул, условий нахождения, парагенезисов и продуктов изменения. Харкерит и сахаит не образуют непрерывного ряда, разрыв в составе обусловлен отсутствием во втором из них Si, все позиции которого заняты В. С различиями в составе связаны различия в свойствах и парагенезисах. Оба минерала характеризуют наименьшие глубины, при которых возможно скарнообразование. Продукты изменения требуют дальнейшего изучения. Ахтарандит не относится к ним. Таблиц 5. Библиогр. 11. Рисунков 28.

УДК 549:54

Распределение редких щелочных элементов в минералах. Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Обобщены результаты аналитического исследования большого количества образцов, собранных за последние 10 лет. В основу положены данные свыше 4000 анализов на щелочные металлы для 100 различных минералов из пегматитов, гранитов и других изверженных и осадочных пород. Степень рассеяния лития, рубидия и цезия в минералах зависит от следующих факторов. Для рубидия определяющим является близость его кристаллохимических свойств к калию. На содержание цезия в минералах большое влияние оказывают особенности их кристаллических структур, а также повышенная способность его к псевдоморфной форме рассеяния. На степень рассеяния лития почти одинаково влияют гетеровалентный изоморфизм его с магнием, железом, алюминием, бериллием и наличие благоприятных кристаллических структур. 7 таблиц. Библиогр. 41.

УДК 549.646(574)

Берилл и бацит из хрусталеносных полостей графитных пегматитов Казахстана. Чистякова М. Б.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В хрусталеносных пегматитах, залегающих в лейкократовых субщелочных гранитах, встречены берилл и его редко встречающийся скандиевый аналог — бацит. Берилл связан с зонами светло-дымчатого и следующего за ним бесцветного кварца, а также с голубым флюоритом. Он ассоциирует с ортитом, мусковитом, кальцитом, хлоритом, галенитом. Бацит кристаллизуется после берилла и связан с конечной стадией образования зон бесцветного кварца и с голубого флюорита. Оба минерала являются гидротермальными и связаны с явлениями наложения. Берилл по составу относится к щелочным натриевым разновидям, но высокое содержание MgO (1,34%) позволяет отнести его к щелочноземельным бериллам. Интересно также высокое содержание в нем железа (2,84% FeO₃). В баците $\frac{2}{3}$ алюминия замещена скандием. 8 таблиц. Библиогр. 19. 1 рисунок.

УДК 549.752/757

Магний-кальциевые и кальциевые арсенаты из зоны окисления арсенидного месторождения. Яхонтова Л. К.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Арсенат-беловит образуется в виде замещающих карбонаты ящичных и ячеистых агрегатов, мелкокристаллических оторочек, тончайших прожилков. Для пикрофармаколита (П.Ф.) и фармаколита (Ф.) даны оптические и физические свойства и два новых химических анализа, дифференциальные кривые нагревания и порошкограммы. Эти минералы не замещают карбонат. П.Ф. отлагается в виде пучков и розеток, мало-мощных прожилков и присыпок; Ф.— в розеткообразных агрегатах. Владимирит охарактеризован оптически и порошкограммой. Он слагает тончайшие поперечно-волокнистые прожилки и шаровидные сростки. Рассмотрены физико-химические условия отложения этих минералов с общей характеристикой растворов и среды. Допускается регулирующая роль концентрации углекислоты в растворах при образовании изученных минералов в течение всего периода развития зоны окисления месторождения. Таблиц 5. Библиогр. 10. Рисунков 6.

УДК 549.615.21(571)

Эвклаз из Средней Азии. Апполонов В. Н.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В слюдиисто-хлоритовых апокарбонатных метасоматитах установлена рассеянная вкрапленность, скопления и корки эвклаза. Его всесторонне ограниченные кристаллы измерены на гониометре. Приведены данные оптических наблюдений, оптические константы, межплоскостные расстояния, химический анализ, спектральный и термический анализы. Эвклаз находится в разнообразных парагенезисах, свидетельствующих о широком диапазоне его выделения при грейзенизации карбонатных пород. Третья находка в СССР этого редкого силиката Al и Be. Таблиц 3. Библиогр. 4. Рисунков 3.

УДК 549:53.549.324.31.61.454.2

Эпитаксия марказита и пирита на флюорит. Бонев Ив., Дорфман М. Д.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Описан флюорит из месторождения Дербишайр (Англия) с выросшими многочисленными мелкими кристалликами марказита и рже пирита. Флюорит мозаичный, ограничен-

ный формой a {100}. Кристаллы марказита остропирамидальные, огранены формами e {101} и q {290}. Пирит обладает гранями куба. Большинство кристаллов марказита и пирита закономерно ориентированы по отношению к граням флюорита, что представляет собой интересный случай эпитаксии минералов с различным характером химических связей, но обладающих структурно-геометрическим сходством соответствующих плоскостей. Особенности сростаний флюорита с марказитом и пиритом позволяют авторам рассмотреть условия их образования. Библиогр. 5. Рисунков 2.

УДК 549.631.4(471.2)

Таленит из Северо-Западной части СССР. Волженкова А. Я., Баталиева Н. Г., Плетнева Н. И., Костин Н. Е., Сидоренко Г. А., Быкова А. В.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Силикант иттрия — таленит установлен в кварцевых метасоматических жилах, связанных со щелочными гранитами. Впервые для него на монокристаллах определены пространственная группа и параметры, уточненные по порошковой диаграмме. Химический анализ показал незначительную примесь Al_2O_3 , Fe_2O_3 и CaO ; в составе редких земель 76% иттрия. Кристаллы таленита призматические и таблитчатые, до 1—3 см; бледно-розовые, белые; излом неровный, блеск стеклянный до жирного. Уд. вес 4,34. В шлифах бесцветный. $(-)$ $2V = 68^\circ$; $Ng = 1,746$; $Nm = 1,736$; $Np = 1,717$. Таблиц 2. Библиогр. 10. Рисунков 2.

УДК 549.514.81

О сферолитах циркона из щелочных гранитов. Иванова Т. А.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В рибекитовых и эгириин-рибекитовых гранитах Забайкалья встречается аксессуарный циркон необычной сферолитовой формы. Принадлежность игольчатых кристаллов сферолитов к циркону определена оптически, по порошковой диаграмме, термограмме, полуконтинентальным спектральным анализам. Произведено сравнение с цирконом обычной формы из того же массива. Сферолитовый циркон встречается в микротрещинах и является более поздним, чем призматический циркон самих гранитов. Таблица 1. Библиогр. 3. Рисунков 4.

УДК 549:53.549.351.12.514.71

Укоренная диагностика касситерита и халькопирита. Илудин И. П.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Описана более усовершенствованная, быстрая, чем приводимая в минералогических руководствах, методика определения касситерита и халькопирита. Касситерит диагностируется максимально через 30 секунд. Методика проверена на касситерите из 32 месторождений. Пленочная реакция на халькопирит позволяет надежно отличать его от пирита, причем реакция длится 1—2 секунды. Метод проверен на халькопирите из семи месторождений различного генезиса. Библиогр. 19.

УДК 549.752.223(571.5)

Аксессуарный самарскит из пегматитов Адун-Чолона. Корнетова В. А., Александров В. Б., Казакова М. Е.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Описанию условий нахождения самарскита предпосылается общая характеристика пегматитового поля и строения зонального пегматитового тела, в котором он был найден. Самарскит выделяется с мелкокристаллическим альбитом. Его кристаллы неправильной формы с одной-двумя гранями головки. Обсуждены удельный вес и микротвердость, результаты травления, оптика в проходящем и отраженном свете, химический анализ (с определением редких земель рентгеноспектральным и хроматографическим методами), кривая нагрева и межплоскостные расстояния. Самарскит сростается с танталовым членом ряда колумбит — танталита. Таблиц 3. Библиогр. 10. Рисунков 3.

УДК 549.66(571.5)

Аксессуарный эвксенит в пегматитовых жилах Золотой горы. Корнетова В. А., Александров В. Б., Казакова М. Е.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Приводится характеристика зон самого дифференцированного пегматитового тела месторождения, в блоковой зоне которого был найден эвксенит. Он встречается в длинных плоских кристаллах, собранных в разного рода агрегаты. Определены удельный вес, микротвердость, параметры ячейки (по порошковой диаграмме прокаленного образца), химический состав (по анализу из 76 мг) с параллельным и повторным (из другой навески) определением редких земель. Изученный эвксенит выделяется высоким содержанием гадолиния. Сравнен с эвксенитом из зарубежных и отечественных месторождений. Таблиц 2. Библиогр. 7. Рисунков 4.

УДК 549.324.651(571.5)

Деллингит в пегматитовых жилах натро-литиевого типа из месторождения в Забайкалье. Корнетова В. А., Яхонтова Л. К., Казакова М. Е.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Деллингит — арсенид железа, впервые обнаруженный в пегматитах СССР, образует равномерную вкрапленность или крупные ланцетовидные кристаллы до 8 см в длину. Приведена подробная характеристика внешнего облика кристаллов и особенностей в

страженном свете. Высокой степени трещиноватости кристаллов обязано их высокое удельное поглощение. Приведен химический анализ, межплоскостные расстояния и данные спектрального анализа минерала. Таблиц 2. Библиогр. 2. Рисунок 1.

УДК 549.744.11

Бастнезит из альбититов. Куприянова И. И.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Описан бастнезит из месторождения альбититового типа Сибири, встречающийся среди флюорита, микроклина и кварца, в ассоциации с бриллитом, ортитом, меланоксеритом. Приведены химический состав, состав редких земель, оптические свойства, удельный вес, дебаеграмма, дифференциальная кривая. Сравнение изученного бастнезита из сравнительно высокотемпературных постмагматических образований (альбититов) с бастнезитами из среднетемпературных гидротермальных жил свидетельствует о постоянстве его свойств. 3 таблицы. Библиогр. 4. Рисунков 2.

УДК 549.211:53

Эпигенетическое окрашивание кристаллов алмаза в дымчатые и розово-лиловые цвета. Орлов Ю. М., Кодочигов П. Н.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В статье изложены результаты работы, позволившей выяснить причину окраски алмазов в дымчатые и розово-лиловые цвета. Исследованы алмазы из трубок «Мир», «Айхал» и месторождений Африки. Розовато-лиловый цвет приурочен только к плоскостям скольжения и образуется после кристаллизации в результате пластической деформации. Дымчатая окраска также является эпигенетической и связана с графитизацией алмаза. 1 таблица. Библиогр. 15. 2 рисунка.

УДК 549.211:54

Радиоактивационное определение примесей в алмазах. Орлов Ю. М., Кодочигов П. Н., Глазунов М. П., Меднис И. В., Пелекис Л. Л.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Методом нейтронно-активационного анализа исследованы 7 кристаллов алмаза из кимберлитовых трубок «Мир» (Якутия) и «Кимберлей» (Южная Африка), а также из рессейпей Приленской области, Урала, Бразилии и Сиера-Леоне. Приведены описания кристаллов и содержания в них примесей. Максимальная концентрация примесей установлена в интенсивно окрашенном в янтарно-желтый цвет алмазе из трубки «Кимберлей». Алмазы одной и той же разновидности обычно содержат более или менее идентичный состав примесей независимо от месторождения. Библиогр. 20.

УДК 549.752(471—22)

К минералогии тантала и ниобия в пегматитах Северо-Западного Беломорья. Рудовская Л. Н., Казакова М. Е.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В пегматитах альбит-микроклинового состава Северо-Западного Беломорья присутствуют в качестве аксессуарных минералов тантало-ниобаты: тапиолит, танталит-колумбит, микролит, джалмаит (ураномикролит), фергусонит, эвсенит. В статье приведены химические анализы тапиолита, ниобом-танталита, тантало-колумбита, микролита, джалмаита, фергусонита, состав редких земель фергусонита, а также физические, оптические и рентгеноструктурные данные исследованных минералов. Для пегматитов с широко проявленной альбитизацией характерны аксессуарные тантало-ниобаты с повышенным содержанием тантала. Микроклиновые же тела с незначительно развитой альбитизацией характеризуются присутствием колумбитов со значительным преобладанием ниобия. 3 таблицы. Библиогр. 7.

УДК 549.623.3(571.5)

Аксинит из сподуменовых пегматитов (Восточная Сибирь). Самсонова Н. С.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В сподуменовых пегматитах, залегающих в мраморах верхнего докембрия Восточной Сибири, среди аксессуарных минералов присутствует аксинит. Строение пегматитов зональное. По минералогическому составу пегматиты характеризуются присутствием олигоклаза (вместо альбита), низким содержанием сподумена и большим количеством кальциевых минералов среди аксессуарных, что объясняется ассимиляцией вмещающих карбонатных пород. Аксинит приурочен к приконтактной кварц-микроклин-олигоклазевой зоне пегматитов. Приведены химический анализ, удельный вес, светопреломление и кривая нагревания аксинита. По составу минерал относится к манганаксиниту. 1 таблица. Библиогр. 2. 1 рисунок.

УДК 549.324.31:54

Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений. Сахарова М. С.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Пирит гидротермальных месторождений золота значительно им обогащен. Пирит включает золото периода их совместной кристаллизации и главным образом позднее золото, наложенное по трещинам и в виде включений. Пирит — основной носитель золота в рудах. Преимущественное выделение золота на пирите обусловлено его высоким электродным потенциалом. Пирит золотосульфидных месторождений обнаруживает повышенное содержание мышьяка, а также рудогенных элементов: серебра, висмута, сурьмы (приведены многочисленные данные), меди, цинка и свинца. Таблиц 2. Библиогр. 17. Рисунков 3.

УДК 548.22.549.761.62.53.517.2

Случай ориентированного замещения вольфрамита шеелитом и гематитом. Смольянинова Н. Н.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

Описана вторая находка ориентированного сростания шеелита и гематита с вольфрамитом, по которому они образуют псевдоморфозы. Измерение сростков этих минералов на гониометре позволило точно индексировать плоскости и оси их взаимного прорастания. Образование таких сростаний определяется сходством параметров ячеек этих трех минералов. Для замещения вольфрамита шеелитом необходима слабощелочная до нейтральной pH богатых кальцием растворов, а для отложения здесь же гематита необходима высокая насыщенность этих растворов кислородом. Вольфрамит и шеелит охарактеризованы химическими анализами. Таблица 1. Библиогр. 6. Рисунков 2.

Индекс по УДК 549.514.51

Дислокационный рост кристаллов кварца на поверхности (0001) и влияние его на оптическую однородность. Чепижный К. И.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В статье рассматривается зависимость оптической однородности монокристаллов кварца от наличия в них дислокаций и других дефектов, возникающих в большом количестве при быстром росте. Природные кристаллы кварца при дорастании по (0001) характеризуются дислокационным механизмом роста. Подсчитанная плотность дислокаций в прозрачном природном кристалле кварца достигает $2 \cdot 10^5$ на 1 см^2 . Наличие дислокаций наряду с другими дефектами обуславливает появление резкой оптической неоднородности кристаллов кварца. Появление многочисленных трещин в природных кристаллах кварца наряду с другими возможными причинами объясняется также напряжениями, возникающими под влиянием взаимодействия дислокаций. Библиогр. 13. Рисунков 6.

УДК 549.752.143.141.618.6(574)

Редкоземельные минералы из хрусталеносных полостей гранитных пегматитов (Казахстан). Чистякова М. Б., Казакова М. Е.— В сб. «Новые данные о минералах», 1968 г.

В хрусталеносных пегматитах, залегающих в субщелочных гранитах, встречены монацит, ксенотим и ортит, приуроченные к различным зонам роста породообразующих минералов друзовых полостей — кварца и флюорита. Ассоциация минералов, сопутствующих редкоземельным соединениям (сульфиды, кальцит, хлорит), свидетельствует об образовании их в гидротермальную стадию, являющуюся наложенной. Приведены содержания редких земель во всех трех минералах, а также полный химический анализ ортита. Обращает на себя внимание почти полное тождество состава редких земель в монаците и ортите — двух одновременных минералов, что свидетельствует о достаточно постоянных соотношениях редкоземельных элементов в рудообразующей среде в период между кристаллизацией монацита с ксенатимом, с одной стороны, и ортита — с другой. Таблицы 2. Библиогр. 10. 1 рисунок.

Новые данные о минералах СССР,

вып 18.

*Утверждено к печати
Минералогическим музеем
им. А. Е. Ферсмана*

Редактор *Шлепов В. К.*
Технические редакторы *Т. А. Прусакова,*
Г. Н. Шевченко

Сдано в набор 12/IX 1967 г. Подписано к печати 1/III 1968 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага: № 1.

Усл. печ. л. 22,4, Уч.-изд. л. 21,5.

Тираж 1300 экз. Т-01776. Тип. зак. 3528.

Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
56	8 стр.	(Na, K)	(Na ₂ O, K ₂ O)
56	4 стр.	[Si ₄ O ₁₂] ₂	[Si ₄ O ₁₂]O ₂
57	3 стр.	(K, Na, B)	(K, Na, Ba)
57	5 стр.	0,5 H ₂ O	5H ₂ O
62	17 стр.	[V ₅ ⁵⁰ O ₇₀]	[V ₂₀ ⁵ O ₇₆]
65	6 стр.	(CO ₃) ₄]	(CO ₃) ₄]Cl(OH) ₂ ·H ₂ O
70	3 стр.	Понаанит	Погашит
78	29—30	значительная	значительная часть этих названий засоряет минералогическую номен-
125	Табл. 1, гр. 8 2 стр.	—	0,016
	3 стр.	0,016	—
174	4 стр.	[10]	[101]
209	2 стр.	V	Y
220	7—8 стр.	предшествовала альбитизация	предшествовало альбитизации
230	24 стр.	S — Sb	S — S

Новые данные о минералах в СССР.