АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

РЕДАКТОРЫ:
акад. Д. С. БЕЛЯНКИН,
д-р геол.-мин. наук Г. П. БАРСАНОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1949 ЛЕНИНГРАД

В. И. КРЫЖАНОВСКИЙ
(1881 — 1947)

СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ

Владимира Ильича

КРЫЖАНОВСКОГО

посвящают настоящий сборник

авторы—друзья, товарищи и ученики

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выпуском настоящего сборника возобновляется печатание трудов Минералогического музея Академии Наук СССР, превратившегося за последние годы, после его выделения в самостоятельное учреждение Академии, в новый центр научно-исследовательской работы по минералогии.

Историческая и фактическая преемственность в методах, задачах и целях работы связывает научное направление работ Минералогического музея с традициями современной русской, советской школы минералогии, начало которой было положено выдающимся нашим современником, минералогом В. И. Вернадским вначале в Московском университете, а затем в Минералогическом музее Академии Наук в Петербурге. Эти традиции, исходящие из точного описания научно проверенного факта, рассматривающие минерал как звено в непрерывно идущих геохимических процессах и требующие изучения процесса на основании точного наблюдения его в природе и последующей работы в Музее и лаборатории, легли в основу всего направления исследований советских минералогов. Тем более прочно эти традиции будут сохраняться в научно-исследовательской работе Минералогического музея, созданного в его современном виде академиком В. И. Вернадским и его ближайшими учениками и выдающимися последователями — академиком А. Е. Ферсманом и профессором В. И. Крыжановским.

Огромный размах научно-исследовательских работ после Великой Октябрьской революции привел к естественному росту и академического музея геологии, который вначале (1925) из единого Геологического музея им. Петра Великого развился в два самостоятельных — Геологический и Минералогический — музея Академии Наук СССР. В дальнейшем Минералогический музей вырос в Минералогический институт (1930) и затем в Ломоносовский институт минералогии, геохимии и кристаллографии. Позднее, после перевода Академии Наук в Москву (1935), на базе этого последнего института создаются самостоятельные институты — Институт кристаллографии и частично Институт геологических наук. На этом этапе Минералогический музей входил в Институт геологических наук на правах отдела. В соответствии с этими этапами в развитии Музея изменялись и названия его печатных органов: «Труды Геологического музея им. Петра Великого» (до 1925), «Труды Минералогического музея» (1925—1930) и с 1930 г. выходили уже только труды институтов.

В настоящее время Музей снова получил права самостоятельного научно-исследовательского учреждения Академии Наук СССР, и предлагаемым выпуском возобновляется издание «Трудов» Музея. Коллектив авторов первого выпуска «Трудов» Музея считает своей задачей опубликование работ по минералогии и генезису отдельных месторождений СССР, описание отдельных минералов и их групп, пополняющих наши знания о минералогии Союза, структур минералов и их генезиса на примерах отдельных минеральных ассоциаций, а также опубликование работ и по другим вопросам собственно минералогии. Одновременно авторы считали полезным ввести в программу «Трудов» раздел «Минералогических заметок», где будут сообщаться отдельные, новые минералогические факты и наблюдения как над полевым материалом, так и над материалом коллекций Музея. Текущая жизнь Музея — работа его научного кружка, а также сведения о поступивших в Музей коллекциях и отдельных минералах также считаются темой, достаточно интересной для освещения в возобновляемых выпусках «Трудов» Музея.

Посвящая первый выпуск новых «Трудов» Музея памяти В. И. Крыжановского, 40 лет работавшего в Музее, создававшего его вместе с А. Е. Ферсманом, под руководством их учителя В. И. Вернадского, коллектив авторов стремился следовать традициям и направлению созданной ими школы русской минералогии.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

Г. П. БАРСАНОВ

ЖИЗНЬ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПРОФЕССОРА ВЛАДИМИРА ИЛЬИЧА КРЫЖАНОВСКОГО (1881—1947)

Директор Геологического музея им. А. П. Карпинского профессор Владимир Ильич Крыжановский, скончавшийся 7 марта 1947 г., по справедливости считался одним из немногих ученых, знающих минералогию СССР во всем ее разнообразии.

В характеристике каждого оригинального ученого часто преобладает та или иная характерная для него черта. Есть ученые, жизнь которых проходит преимущественно в тиши кабинета и лабораторий, где кристаллизуется их научная мысль, в результате трудного и самоотверженного изучения великой книги природы. Это естествоиспытатели-философы, создающие новые направления в науке, новые теории, идеи которых многие годы владеют умами и дают научное направление целым школам и поколениям ученых. В характере других ученых преобладает яркая темпераментная борьба в самой гуще людей и событий, где они смело пролагают новые пути для науки, неутомимо борются за освоение богатств своей страны, щедро сеют в среде своих учеников и сотрудников новые научные идеи, оплодотворяемые практикой живой жизни, осваивают новые пути и пространства и дают новые блестящие обобщения, в которых, как в фокусе, собраны результаты их наблюдений. Есть ученые, которые с любовью и неистощимым энтузиазмом черпают из великой книги природы факты, наблюдают природу и непревзойденную красоту ее материальных объектов — собирают факты, чтобы из них или через них рождались идеи. Они часто вкладывают в это всю свою любовь к делу и весь свой талант и считают это делом своей жизни, заражая людей своей любовью к природе, красоте камня, растения или животных.

В русской минералогии последних 50 лет мы имеем выдающихся ученых — представителей этих замечательных индивидуальных особенностей. Среди них — старейшего, учителя всех последующих минералогов русской школы акад. В. И. Вернадского и его учеников и товарищей по работе — акад. А. Е. Ферсмана и проф. В. И. Крыжановского. Эта славная триада русских ученых-минералогов прославила русскую науку своими замечательными трудами на протяжении последних 50 лет.

В короткое время (1945—1947 гг.) советская наука потеряла всех трех этих, так замечательно дополнявших друг друга в работе ученых.

Среди богатейшего, оставленного ими родной стране и русской науке, наследия большое место занимает Минералогический музей Академии Наук СССР, над созданием которого они работали все трое в гармоническом сочетании своих усилий. Музей является одним из лучших памятников их таланта и служения науке, по справедливости считаясь одним из крупнейших музеев мира. Заложенные в основе его построения и его работы идеи отражают передовое значение русской, советской науки.

В настоящем очерке я хочу, хотя бы кратко и неполно, рассказать о жизненном пути, который прошел в труде и любви к науке В. И. Крыжановский—последний ушедший от нас представитель этой яркой триады ученых.

Вся жизнь В. И. Крыжановского была образцом служения науке, глубокой и органической любви к природе, к красоте камня, любви, которой он так умел заражать окружающих его молодых и старших товарищей. Главным делом всей его сознательной творческой жизни на протяжении сорока лет был всем известный Музей минералогии, где будут учиться и работать еще многие поколения наших ученых.

В. И. Крыжановским написано около 40 работ и статей, но не в этом его главная заслуга. Самая ценная и прекрасная, в значительной мере созданная им книга, огромная по масштабу и вложенному в нее труду — это Минералогический музей Академии Наук — та открытая книга, которая читалась, читается и будет читаться сотнями и тысячами истинных любителей минералогии своей страны всех возрастов и направлений.

Владимир Ильич Крыжановский родился 25 июня 1881 г. в семье студента Петербургского горного института И. Н. Крыжановского. С первых лет своей жизни он находился в кругу интересов работников горного дела на Урале. Сначала он рос в Красноуфимске (до 1893 г.), затем в Перми (Молотове) (до 1899 г.), а затем в Екатеринбурге (Свердловске), где в 1900 г. он окончил гимназию. Отец его, Илья Николаевич Крыжановский, ставший к тому времени окружным горным инженером, был известным на Урале и в столичных кругах минералогов знатоком и любителем камня. Неудивительно поэтому, что уже в юношеские годы, живя в царстве камня на Урале, В. И. Крыжановский проявлял склонность к минералогии, и еще тогда он вместе с отцом и братом Леонидом Ильичем Крыжановским начал собирать и изучать минералы.

Здесь на Урале, на знаменитых копях Мурзинка, Алабашка, Ватиха, Липовка и др., у него завязывались знакомства с замечательными людьми из народа, старателями, «горщиками», известными всем минералогам братьями Южаковыми, Бреховыми, Зверевым, а позднее, в Ильменских горах, с Лобачевым и многими другими. Именно от этих самородных знатоков Владимир Ильич перенял многие приметы, часто неуловимые особенности в нахождении минерала, его вида, в чем старатели были непревзойденными мастерами. Здесь зародились и укрепились на почве общих интересов и любви к камню и те связи, которые Владимир Ильич не прерывал до самого конца своей жизни.

Продолжая образование с вполне уже определившимся тяготением к минералогии, В. И. Крыжановский в 1900 г. поступил в Казанский университет, естественное отделение которого и окончил в 1904 г. За эти годы не порывалась его живая связь с Екатеринбургом; все каникулы проходили в сборе минералов и общении со старателями и любителями камня на Урале. В 1903 г. на Асбестовых копях Владимир Ильич провел и свое первое

самостоятельное исследование, которое легло в основу его дипломной работы, получившей высокую оценку. Здесь же, на Асбестовых копях, он встретился и с Виктором Ивановичем Воробьевым — замечательным минералогом и любителем камня, вскоре (1906 г.) погибшим в трещине ледника во время своих работ на Кавказе. Эта встреча определила дальнейшую судьбу Владимира Ильича и его роль в развитии русской минералогии. В. И. Воробьев в то время был хранителем Минералогического отдела Геологического музея Академии Наук, и Владимир Ильич, желая усовершенствовать свое образование, переезжает в 1904 г. в Петербург, поступает в Горный институт и начинает работать у В. И. Воробьева в Музее.

Революция 1905 г. и последовавшие репрессии царского правительства привели к закрытию Горного института, что создало необходимость для Владимира Ильича снова вернуться на Урал, где он в 1905—1906 гг. занимается практической работой на Каменском и Гумешевском заводах, а также разведкой платины в Полевской даче. Но вкус к камню и стремления Владимира Ильича к научной работе минералога уже определились. В 1907 г. по приглашению директора Геологического музея акад. Ф. Н. Чернышева В. И. Крыжановский заменил погибшего В. И. Воробьева и занял должность младшего ученого хранителя Минералогического отдела. С этого времени жизнь и работа В. И. Крыжановского до самого конца ее неотделимы от Минералогического музея Академии Наук. Здесь, в Музее, произошла вторая решающая для Владимира Ильича встреча с крупнейшим ученым, возглавившим всю русскую школу минералогов — Владимиром Ивановичем Вернадским. Суровая школа В. И. Вернадского, одинаково требовательного к себе и к своим ученикам и сотрудникам, его идеи и его пример истинного служения науке и выработали в В. И. Крыжановском черты того минералога-естествоиспытателя, которого все мы знали в последующие годы.

С момента перехода Владимира Ильича в Музей собственно можно начать и историю восстановления и создания Минералогического музея Академии Наук в его современном виде. Нам, современникам, работающим сейчас над замечательными коллекциями Музея, насчитывающими до 80 000 экземпляров, с удобными каталогами и справочной картотекой, любующимся выставками и уникальными образцами минералов, кажется, что так было всегда, и трудно себе представить, что это создано почти целиком за последние сорок лет. В 1907 г. В. И. Крыжановский застал Минералогический отдел Музея ютящимся в двух маленьких комнатках. Он представлял собою собрание около 6000 экземпляров, размещавшееся в 8 витринах, в значительной мере перепутанное, лишенное и исторического и фактического этикетажа. Последовательные удары, нанесенные минералогическому собранию Академии двумя предшествовавшими хранителями, геологами и палеонтологами Шмидтом и Гебелем, привели к тому, что крупное собрание, над которым работали основоположники русской минералогии М. В. Ломоносов, В. М. Севергин, Н. И. Кокшаров и др., в значительной мере было утеряно, разрознено. Этикетаж был перепутан, а каталоги, составлявшиеся М. В. Ломоносовым, Леманом и Севергиным, утратили свое значение. Остались фрагменты коллекций Кунсткамеры начала 18-го века, коллекций Гревингка, Ломоносова и др., объединенных позднее в каталогах в собрание так называемой «старой Академии». В. И. Крыжановский деятельно развертывает работу по разбору, определению и восстановлению этикеток этого разрозненного собрания. Эта чисто научная, весьма трудная и кропотливая работа ведется им под руководством В. И. Вернадского. Они совместно разрабатывают

систему записи, учета коллекций, составляют инвентарные и карточные каталоги, начинают собирать справочную и топографическую литературу по минералогии. Одновременно В. И. Вернадский и К. А. Ненадкевич закладывают основы химической лаборатории, в которой впервые в России разрешаются отдельные вопросы геохимии — новой науки, создаваемой В. И. Вернадским. На материалах Музея начинают собираться и изучаться новые факты о генезисе и парагенезисе, об изменении минералов в природных процессах, о путях миграции элементов в процессах земной коры, т. е. развивается новое генетическое и геохимическое направление минералогии, оставляющее далеко за собою старые схоластические школы Запада, которые в значительной мере жили еще методами и идеями 19-го века. И в этой работе, в той ее части, которая касается исследования отдельных русских месторождений, подбора в Музее материала, необходимого для разработки новых идей и теорий, В. И. Крыжановский, как ревностный ученик и последователь В. И. Вернадского, принимает непосредственное участие. Энергия и научная инициатива созданного в то время в Музее коллектива приводят к тому, что Музей становится довлеющим научным центром минералогии, развивается в настоящее научно-исследовательское учреждение. В 1912 г. в этот коллектив вливается ряд новых талантливых работников — Е. Д. Ревуцкая, Касперович и А. Е. Ферсман. С этого времени трое ученых, разных по духу и стилю работы, но прекрасно дополняющих друг друга,— В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман и В. И. Крыжановский начинают работать вместе, и их деловая и внутренняя связь и дружба не прерываются до последних лет их жизни.

Научные задачи, поставленные перед Музеем, определяли необходимость постановки региональных исследовательских работ по минералогии России. Первые исследования в этом направлении, начиная с 1911 г., были поставлены на Урале в Ильменских горах. В течение ряда лет большая группа ученых — минералогов, петрографов и геологов и среди них акад. Д. С. Белянкин и вся группа ученых Минералогического музея занимаются исследованием этого замечательного по разнообразию минералов региона. В. И. Крыжановский впервые после работ середины и конца 19-го века, частью забытых, производит обследование всех копей Ильменского хребта, проводит ряд новых работ и дает первую сводку — перечень всех минералов Ильменских гор, их парагенезиса и т. д., постоянно пополняемую им затем в течение почти всей его жизни. Материалы его сборов ложатся в основу полных коллекций по Ильменским горам, являющихся основой для всех последующих работ. Одновременно В. И. Крыжановский собирает материалы по другим замечательным пегматитовым районам Урала — Липовке, Мурзинке, Адую и др. Так начинается та ясно выраженная «пегматитовая» линия работ Музея, а затем и институтов Академии Наук, которая продолжается и по сей день и которая дала науке выдающиеся теоретические работы по пегматитовому процессу акад. А. Е. Ферсмана и его школы.

Однако главной целью и заботой В. И. Крыжановского остается Минералогический музей, занявший к тому времени равноправное положение с Музеем геологии и палеонтологии. Научные командировки 1909 и 1912 гг. для ознакомления с крупнейшими минералогическими музеями Европы позволили Владимиру Ильичу критически освоить их опыт по экспозиции, учету и хранению минералов и окончательно разработать свою систему, которая и сохраняется с тех пор без изменения. Одной из главных задач В. И. Крыжановский считал пополнение коллекций Музея как уникальными, важными для истории минералогии в России образцами, так и

тем текущим новым материалом, который являлся результатом работ ученых нашей страны. При поддержке акад. В. И. Вернадского он добивается приобретения для Музея замечательных коллекций из частных собраний В. П. Кочубея, И. Н. Крыжановского, Романовского и др., благодаря чему Минералогический музей стал одним из лучших собраний старой России.

После Октябрьской революции Советское правительство предоставило Музею широкие возможности для дальнейшего развития. Академии Наук передаются коллекции Шишковского, Строгановых, Редикорцева, Минералогического общества, ряд коллекций, принадлежавших членам б. царской фамилии, и, наконец, большое количество художественных изделий из камня, выделенных из Госфонда к 200-летнему юбилею Академии Наук в 1925 г.

Все эти коллекции, собранные на месторождениях России и заграницы и исчисляемые тысячами образцов, были разобраны, просмотрены и изучены В. И. Крыжановским. Пополненное ими собрание Минералогического музея Академии Наук стало самым крупным в СССР и заняло одно из первых мест в мире. Одновременно после Октябрьской революции происходит и полное изменение направления работ и задач Музея. Из узко-академического, в значительной мере замкнутого научного учреждения, он преобразуется в учреждение, ставящее перед собою конкретные задачи научной помощи практическим запросам социалистического строительства, и широко открывает свои двери перед народом, ищущим знания. С 1919 г. Минералогический музей выделяется в самостоятельное учреждение, и директором его становится акад. А. Е. Ферсман. В этих новых условиях расцветает талант В. И. Крыжановского как организатора и как замечательного популяризатора и пропагандиста науки. Он продолжает свои работы по изучению месторождений и качества отечественного минерального сырья, начатые еще до революции, в 1915—1916 гг. Эти работы по изучению титанового сырья (ильменита, рутила) из месторождений Урала были продолжены затем изучением минералогии полиметаллических месторождений центрального Казахстана (1920 г.) и начатым Музеем под руководством А. Е. Ферсмана изучением Хибинских тундр (1921—1923 гг.). Наряду с этим проводится большая работа по развертыванию новой экспозиции Музея, завершенная в 1925 г. В этом году, к 200-летнему юбилею Академии Наук, Минералогический музей получает в Ленинграде новое большое помещение, где размещаются коллекции и новые выставки, отражающие идеи и результат работы русской школы минералогов — отдел внеземной минералогии (метеориты), выставки, показывающие процессы минералообразования на классических примерах месторождений СССР, специальный отдел парагенезиса пегматитового процесса и, наконец, отдел поделочного и драгоценного камня. Таким образом, вместе с отделом систематической коллекции, показывающей историю минерального вида в процессах Земли, создается сохраняющаяся в основном и сейчас структура отделов и выставок Музея.

Рост научно-исследовательских работ, широкое развитие экспедиционных исследований по изучению производительных сил страны привели в 1930 г. к созданию на базе Музея — Минералогического института, а в 1932 г.— объединенного Института минералогии геохимии и кристаллографии. Музей становится частью Института, и собственно с этого времени Владимир Ильич является его единственным руководителем. Несколько ранее, учитывая огромную потребность в изучении естественных наук, широко возросшую после Октябрьской революции, В. И. Крыжановский организует специальное бюро по изготовлению минералогических

коллекций для институтов, высших учебных заведений, школ и т. д., которое, находясь вначале при Наркомпросе (1920 г.), переходит затем в ведение Института «Литогеа», прикладной минералогии и, наконец, находит свое прочное место при Музее Академии Наук, где оно существует и сейчас. Трудно оценить ту конкретную пользу, которую принесло это дело, заслуга организации которого принадлежит В. И. Крыжановскому полностью и которым он руководил до конца своей жизни.

В 1934 г. состоялось постановление Правительства СССР о переводе учреждений Академии Наук, и в том числе Музея, в Москву. Организаторский талант В. И. Крыжановского и его любовь к делу обеспечили четкое и быстрое выполнение этого задания, требующего большой затраты труда и продуманной организации. Достаточно сказать, что число отдельных образцов, изделий и т. д., иногда до тонны и более весом, достигало к этому времени около 60 000 экз., не считая витрин и другого инвентаря Музея. Здесь в Москве, в здании на Б. Калужской, где Музей находится и сейчас, была в 1935 г. проведена огромная работа, сводившаяся по существу к созданию нового Музея. Обновляются и восстанавливаются старые выставки, заново создается новая выставка, демонстрирующая идеи геохимии, оборудуется помещение, создаются подсобные лаборатории для научно-исследовательской работы. В новых условиях Москвы В. И. Крыжановский развертывает работу по широкой популяризации минералогии и минералогических работ Академии Наук. Он организует крупные отчетные выставки по итогам работ и открытий на Южном Урале, в республиках Средней Азии, по работам отраслевых институтов над новыми видами сырья — кварцем и др. Привлекает ценнейшие материалы и коллекции многочисленных экспедиций, и собрания Музея непрерывно пополняются новыми материалами открытий советских ученых. Под руководством В. И. Крыжановского организуются выставки и лекции в парках культуры и клубах крупных заводов г. Москвы, показывающие минеральные богатства страны и работу ученых-геологов. В Музее создается научно-исследовательская работа с задачей изучения минералов СССР, отдельных месторождений, методов диагностики и т. д. Задачи Музея как научно-исследовательского учреждения формулируются В. И. Крыжановским в ряде статей и записок. В Музее создаются кадры научных работников, и снова Музей вырастает в самостоятельное научно-исследовательское учреждение Академии Наук, которое и возглавляет Владимир Ильич в качестве директора Музея.

Научные работы В. И. Крыжановского теснейшим образом связаны с историей развития и создания современного Минералогического музея Академии Наук СССР, с одной стороны, и с познанием топографической минералогии России — с другой. Ученик В. И. Вернадского, он полностью воспринял и талантливо развил идеи русской школы минералогов — школы генетической минералогии и геохимии, когда минерал рассматривается как звено в развитии природного процесса. За период с 1907 г. по 1947 г. им написано 42 работы, главным образом по исследованию отдельных минералов или топографической минералогии отдельных месторождений. В. И. Крыжановский много уделял внимания также изучению поделочного и драгоценного камня, одним из лучших знатоков которого он был, занимаясь как историей проникновения отдельных самоцветов в материальную культуру человека, так и экспертизой месторождений, применения и качества драгоценного камня. Эти работы его были тесно связаны с Институтом материальной культуры, с Эрмитажем, Русским музеем и др. и имели прямое отношение к чисто практиче-

ским задачам треста «Русские самоцветы». Много открытий в области минералогии СССР, отдельных фактов, наблюдений и материалов оставил он в коллекциях, карточках и каталогах Музея — фактов, которыми должны пользоваться все занимающиеся минералогией нашей страны.

Владимир Ильич был совершенно непревзойденным и лучшим мастером в СССР в области диагностики минералов. Природный дар наблюдателя, наряду с любовью к минералам и огромным опытом и знаниями, накопленными им при углубленной работе над десятками тысяч образцов в Музее, позволяли ему безошибочно определить минерал, пользуясь только глазом и лупой. Мало того, он почти всегда безошибочно, по едва уловимым особенностям и парагенезису, определял и месторождение минерала. Эта область науки — метод сравнительного анализа и диагностики, к сожалению, не культивируется нашей современной школой, и со смертью В. И. Крыжановского мы потеряли, быть может, единственного, владевшего им в совершенстве, минералога.

Главные минералогические интересы Владимира Ильича с самого начала его работы были сосредоточены на Урале. Особый его интерес привлекают минералы пегматитового комплекса Ильменских гор, которым посвящены многочисленные его исследования на протяжении долгих лет (1911 — 1916 гг., 1926 — 1929 гг., 1934 — 1935 гг., 1941 — 1943 гг.). Начав эти исследования в составе экспедиции Академии Наук, организованной в 1911 г. В. И. Вернадским, В. И. Крыжановский на многие годы заинтересовался минералогией этого исключительно интересного района. Его тщательные работы лежат в основе всех наших современных знаний минералогии и парагенезиса многочисленных копей Ильменских гор. По существу после работы М. П. Мельникова восьмидесятых годов прошлого века В. И. Крыжановский был первым, кто создал полное представление о минеральном разнообразии Ильменских гор. Им открыты и разработаны новые копи, открыты некоторые утерянные в 19-м веке минералы; вновь найдены в Ильменских горах уэльсит, синий сульфат-канкринит и ряд других редких минералов. Огромные коллекции по Ильменским и частью Вишневым горам, хранящиеся в Музее, — результат его большой научной работы и свидетельствуют о большом знании и мастерстве в подборе научного материала. Владимир Ильич являлся лучшим знатоком минералогии Урала. Особый его интерес всегда привлекали замечательные пегматитовые месторождения, широкой известностью которых мы в значительной мере обязаны ему и А. Е. Ферсману.

Начиная с 1909 г. В. И. Крыжановский занимается изучением минералогии и парагенезиса Липовки (1909 г.), Мурзинки (1910—1912 гг.), Мокруши, Шайтанки, Адуя, классический материал которых, собранный им в Музее, послужил той основой, на которой строил свои теоретические схемы пегматитового процесса А. Е. Ферсман. Здесь, на этих месторождениях, им впервые для России были открыты и описаны многочисленные минералы — петалит, пиррит и др. Интерес к пегматитам сохраняется у Владимира Ильича надолго, и в 1924 г. он привозит в Музей из Монголии замечательную коллекцию пегматитов района Урги. За первые работы по минералогии Хибин Российское минералогическое общество (1921—1923 гг.) присуждает ему золотую медаль им. Антипова.

В 1930—1931 гг. В. И. Крыжановский заинтересовался генезисом и составом шунгита и провел ряд работ по исследованию этого минерала из месторождений Карелии.

Нет возможности перечислить все районы и все объекты, исследованные В. И. Крыжановским за 40 лет его творческой жизни. Достаточно сказать лишь, что он оставил нам, следующему поколению ученых, и в книгах и особенно в коллекциях первоклассный познавательный материал, научное значение которого трудно переоценить.

В последние годы своей жизни Владимир Ильич начинает обобщать тот огромный опыт и те знания, которые были приобретены им за многие годы работы. Один из лучших знатоков музейного дела, он пишет ряд книг и брошюр о принципах и идеях, которые должны быть положены в основу построения естественно-исторических музеев, о технике, методике и научном содержании музейной работы. На основе изучения архивов, старых каталогов и коллекций 18—19-го веков им, к сожалению, только начата работа по истории развития минералогии в России. Им подведены итоги исторической работы в Ильменских горах и написана статья по истории изучения Ильменских гор.

Стремление передать свои знания и опыт и свою любовь к камню являлось одной из отличительных черт В. И. Крыжановского и как ученого и как человека. Мне кажется, что связь между этой характерной чертой Владимира Ильича и любовью его именно к музейному делу неслучайна, так как Музей по самой своей сущности есть то место, где научно-исследовательская работа смыкается с деятельностью педагога, популяризатора, внедряющего идеи и значение науки в самые широкие слои народа. Быть может, поэтому В. И. Крыжановский и не имел никогда времени и возможности заниматься педагогикой продолжительно, но в экскурсиях по Музею, в своих беседах с отдельными посетителями его, от школьника до профессора, он всегда стремился передать ту любовь к камню и те знания, которыми он обладал. Эта черта в деятельности Владимира Ильича особенно ярко проявилась после Октябрьской революции, когда Музей из узко академического постепенно превратился в учреждение широкого научно-общественного значения, куда приходили учиться и работать отовсюду. Еще в Ленинграде эту школу познания камня на всегда живых и исключительных по красоте и интересу объектах прошли в той или иной степени многие ныне солидные ученые, постоянно общавшиеся с Владимиром Ильичем по совместной работе — Д. И. Щербаков, А. А. Сауков, Э. М. Бонштедт, Е. Е. Костылева, О. М. Шубникова, А. Н. Лабунцов, сам автор этого очерка, пришедший впервые в Музей еще студентом в 1928 г., и многие другие. Часто В. И. Крыжановский не ограничивался показом минералов только в Музее, но принимал деятельное участие и в специальных поездках на многие месторождения Урала с целой группой более молодых и менее опытных, чем он, работников; там в живых и содержательных беседах при сборе и исследовании минералов он передавал свои знания и опыт. Так, в 1924 г. он с группой минералогов совершил поездки на месторождения щелочных пегматитов Вишневых и Ильменских гор на Урале, в 1934 г. с группой аспирантов — в Ильменские горы и на копи окрестностей Златоуста и ряд других экскурсий и поездок.

После перевода Музея в Москву деятельность В. И. Крыжановского получила еще более широкие масштабы. Считая исключительно важным воспитание интереса и любви к науке с самого раннего возраста, Владимир Ильич много сил и энергии отдает организации кружка юных натуралистов-любителей минералогии при Музее, пополняемого лучшими школьниками Москвы. Все свои свободные дни он отдает этому делу, несколько лет систематически занимаясь с большой группой школьников, которые, кончая школы, уходили затем в вузы, чтобы продолжать изучение любимой,

раскрытой перед ними Владимиром Ильичем специальности. Многие из них (Г. С. Горшков, А. А. Беус, Л. Кац и др.), окончив затем аспирантуру, сделались прекрасными научными работниками или поисковиками-разведчиками. Одновременно Владимир Ильич ведет и большую работу с учителями средней школы. Он организует в Музее систематические занятия и лекции по повышению квалификации преподавателей геологических наук в средней школе и завязывает тесные и живые связи с работниками школ и домов пионеров Москвы. В лекциях, читанных им по просьбе Лекционного бюро Комитета по делам высшей школы в Москве и ряде других городов, в лекциях, пропагандировавших горные богатства нашей родины и значение науки для познания производительных сил страны, в клубах, домах культуры, на фабриках, заводах, в военных академиях, — везде Владимир Ильич неустанно несет в народ свои знания, прививает любовь к науке и знакомит с ее достижениями самые широкие круги трудящегося населения.

Педагогической работой в высших учебных заведениях В. И. Крыжановский занимался главным образом уже в московский период своей жизни, т. е. с 1935 г. В 1937 г. его приглашают заведывать кафедрой геологии и минералогии на Высших музейных курсах (1937—1939 гг.). Начиная с 1939 г., он читает лекции по минералогии на геолого-почвенном факультете Московского государственного университета, которые он возобновляет после реэвакуации (1945—1946 гг.). В 1946 г. он начинает читать лекции в Московском горном институте, где и продолжает преподавать до самой смерти. Его лекции, полные жизни, подкрепляемые мастерски подобранным материалом превосходного собрания Музея, сыграли для многих слушателей решающую роль в выборе ими своего жизненного пути. Юннаты, воспитанные Владимиром Ильичем, переходят к нему же студентами, а некоторые из них (В. А. Корнетова, Г. С. Горшков) возвращаются в Минералогический музей уже аспирантами, с определившимся призванием в науке.

Я не буду останавливаться на многочисленных популярных статьях и лекциях В. И. Крыжановского, на его редакторской работе пособий для школ и вузов, на постоянном и живом участии его в работах Института по повышению квалификации учителей, в ученых советах Института музееведения и краеведения, Политехнического музея и т. д.

Сорок лет, отданных В. И. Крыжановским служению науке и своей родной стране, были высоко оценены Правительством СССР, наградившим Владимира Ильича к 225-летнему юбилею Академии Наук в 1945 г. орденом Красной Звезды. Деятельная жизнь этого всегда бодрого, всегда внимательного ко всем без различия званий и рангов ученого, организатора и большого общественника служила и будет служить образцом для нашего и младшего поколения советских ученых.

Я хочу закончить словами большого ученого и большого человека — В. И. Вернадского, написанными им о В. И. Крыжановском, которого он знал и ценил, быть может, лучше, чем кто бы то ни было: «Трудно исчислить и правильно оценить такого рода работу, которая не выражается в книге, а которая выражена в музейном творчестве, сознательном и непрерывном подборе, классификации и использовании всяким ищущим данных материала, собранного в Музее.

Трудом и мыслью В. И. Крыжановского пользовались, пользуются и будут пользоваться для научных и жизненно-практических работ все занимающиеся минералогией не только Союза, но и минералогией Земли в ее целом».

СПИСОК ПЕЧАТНЫХ РАБОТ В. И. КРЫЖАНОВСКОГО

1. Месторождение серпентин-асбеста в Березовской, Каменской и Монетной дачах на Урале. Тр. Геол. музея АН, 1907, 1, вып. 3.

2. Предварительный отчет об исследованиях в Ильменских горах и на Урале летом 1913 г. Тр. Геол. музея АН, 1914, 8, вып. 12.

3. Список минеральных копей, отмеченных на петрографической карте Ильменских гор. Тр. Радиев. экспед. АН, 1915, 3.

4. Краткий предварительный отчет о минералогических исследованиях в окрестностях Степановского завода в Киргизских степях. Изв. Геол. ком., 1922, 12.

5. Хибинские минералы как музейный и поделочный материал. Тр. Сев. научно-промысл. экспед., 1923, вып. 16.

6. Сернистые соединения Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Геол. и минер. музея АН СССР, 1924, 4, вып. 2.

7. Поездка в Монголию за самоцветами. Сб. «Сев. Монголия», 1925, вып. 1.

8. Отчет о разведке месторождения рутила в Верхне-Уфалейской даче. 1917, Изд. КЕПС, 1925.

9. Чевкинит из Ильменских гор. Изв. АН СССР, 1924, № 6.

10. Пегматитовые жилы в окрестностях Урги в Монголии. ДАН СССР, А, 1927.

11. Наблюдения в Ильменском минералогическом заповеднике летом 1926 г. ДАН СССР, А, 1927.

12. Месторождения волконскоита Вятской и Пермской губ. Тр. Инст. прикл. минер., 1928, вып. 36.

13. Самоцветы Сергиевского историко-бытового и художественного музея. Природа, 1930, № 7—8.

14. Геохимия месторождений шунгита. Мин. сырье, 1931, № 10—11.

15. Шунгит в Карелии. Сов. Карелия, 1931, № 8—10.

16. Что такое шунгит? Сб. Карело-Мурм. ком., 1931.

17. Шунгит. Изд. ОПТЭ, 1932.

18. Аметист, малахит. Неметалл. ископ. СССР, 1936, т. I.

19. Контактовые минералы габброидных интрузий западного склона Урала. Тр. УФАН, вып. IV, Свердл. ГИЗ, 1935.

20. Наш автопробег по Южному Уралу по рудникам и стройкам Южного Урала. СОПС, Изд. АН СССР, 1936.

21. Геологический музей им. Карпинского. Изв. АН СССР, юбил. сер., 1937.

22. Гос. Ильменский минералогический заповедник. Путевод. к XVII Межд. геол. конгр. Изд. Геол. ком., 1937, 17.

23. Геологический музей им. А. П. Карпинского АН СССР. Вестн. АН СССР, 1937, № 7.

24. Геологический музей им. А. П. Карпинского АН СССР. Изд. АН СССР, 1939.

25. Минералы Ильменских гор, нефелиносиенитовый комплекс. Сб. «Ильменск. гос. заповедн. им. Ленина», Челяб. ГИЗ, 1940.

26. Основы минералогического учения М. В. Ломоносова. Уч. зап. МГУ, юбил. сер., 1940, вып. 6.

27. Некоторые новые данные к минералогии г. Лохматой в Ильменах. Тр. Ильменск. гос. заповедн. им. Ленина, 1940, вып. 2.

28. Полезные ископаемые и оборона страны. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, вып. 6.

29. Генетическая коллекция минералов. Свердл. ГИЗ, 1941.

30. Геологический музей им. Карпинского. Успехи геолого-географических наук СССР за 25 лет. Изд. АН СССР, 1943.

31. Акад. В. И. Вернадский как организатор Минералогического музея АН СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, 1.

32. Геология на службе обороны. Наука и жизнь, 1943, № 11—12.

33. Тематика, методика и техника показа минералогических коллекций в Геологическом музее им. Карпинского. Тр. Инст. музеевед. и краевед., 1946.

34. Девяносто коллекций акад. А. Е. Ферсмана. Изд. АН СССР, сб. памяти А. Е. Ферсмана, 1946.

35. Поездка А. Е. Ферсмана на уральские пегматиты. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., 1946, № 21.

Различные статьи в годовых отчетах Музея АН СССР и в отчетах по экспедициям в «Тр. геол. и минер. музея».

КОЛЛЕКЦИИ В. И. КРЫЖАНОВСКОГО, ХРАНЯЩИЕСЯ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ

№ 431—1906 г. Урал. № 499—1907 г. Урал, Асбестовые копи. № 516—1908 г. Урал, Адуй, Липовка. № 550—1909 г. Урал, Липовка, Баевка, Мурзинка. № 640—1910 г. Урал, Мурзинка, Ревда, Зюзелька. № 773—1911 г. Урал, Ильменские горы. № 844—1912 г. Урал, Монетная дача, Адуй. № 845—1912 г. Урал, Шайтанка. № 846—1912 г. Урал, Мокруша. № 850—1912 г. Урал, Ильменские горы. № 938—1912 г. Урал, Мурзинка (Вернадский и Ревуцкая). № 1044—1912г. Урал, Ильменские горы. № 1045—1913 г. Урал, окр. Златоуста. № 1046—1913 г. Урал, Поляковка, Кирябинск, Кара-Тау. № 1302—1914 г. Урал, Пермская губ. № 1494—1916 г. Тверская губ. № 1495—1916 г. Урал, Ильменские горы. № 1593—1921 г. Урал, Кочкарское с., Андреевский р-н. № 1607—1922 г. Каркаралинский р-н, Кызыл-Эспе. № 1679—1923 г. Иркутская обл., р. Малая Быстрая. № 2012—1925 г. Урал, Н. Исетская дача, Шайтанка. № 2026—1925 г. Монголия. № 2030—1925 г. Монголия. № 2047—1925 г. Урал, Уфалей, г. Теплая. № 2054—1925 г. Пермская обл. № 2067—1925 г. Урал, Липовка. № 2110—1926 г. Урульга. № 2117—1926 г. Монголия. № 2121—1926 г. Урал, Ильменские горы; Урал, Адуй. № 2189—1927 г. Урал, Нижне-Исетская дача. № 2213—1927 г. Киргизская ССР, Кара-Чагыр и Шор-Су. № 2221—1927 г. Киргизская степь. № 2237—1928 г. Кавказ, Кутаис. № 2278—1928 г. Урал, Ильменские горы, Вишневые горы. № 2279—1928 г. Ю. Урал, Ахматовская копь. № 2290—1928 г. С. Карелия, Ю. Олений о-в, Волк-Остров. № 2293—1928 г. Карелия, Шунга. № 2332—1929 г. Урал, Ильменские горы. № 2350—1929 г. Ю. Осетия, Лопанский р-н. № 2461—1933 г. Урал, Каслинская дача, Вишневые горы. Ю. Урал, Бакал. № 2476—1933 г., № 2540—1935 г. Борщевочный хребет, Саватеевское м-ние. № 2548—1935 г. Ю. Урал, Ильменский заповедник. Асбест, Магнитогорск. № 2563—1935 г. Урал, Свердловская обл. № 2607—1935 г. Казахская ССР, Кызыл-Эспе. № 2630—1935 г. Урал, Ильменские горы, д. Селянкина, Грузинск. ССР, Шаропань. № 2988—1940 г. Окр. г. Москвы, Кунцево. № 2999—1940 г. Ю. Урал, Вишневые горы. № 3116—1944 г. Урал, д. Селянкина. № 3117—1944 г. Ю. Урал, Ильменские горы, копи 15, 28, 17 и 18. № 3206 — 1946 г. З. Грузия, Ахалцихе.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

АКАД. Д. С. БЕЛЯНКИН и В. П. ПЕТРОВ

О КРИСТОБАЛИТЕ И ОБ УСЛОВИЯХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЕГО В НЕКОТОРЫХ ПОРОДАХ ЗАКАВКАЗЬЯ

Впервые, как известно, кристобалит констатирован был на Кавказе около четверти века тому назад. С тех пор накопились довольно обширные материалы по нахождению его в горных породах Кавказа и Закавказья. Сводка этих материалов [2] [1] была опубликована авторами настоящей статьи еще в 1936 г. В соответствии с данными этой сводки обычно нахождение здесь кристобалита приурочено к молодым андезито-дацитовым и дацитовым лавам и их туфам, где частично он замещает стекло и главным образом оседает на стенках лавовых пустот в форме корочек и мелких сферолитов.

В той же публикации авторами было высказано предположение, что кристобалит должен быть весьма широко распространен не только на Кавказе и в Закавказье, но и вообще в областях альпийского вулканизма. Интересным откликом на это предположение явилось сообщение В. И. Влодавца о более или менее постоянном присутствии тридимита и кристобалита в составе ряда исследованных им современных и плиоценовых лав.

В настоящее время, в результате наших петрографических наблюдений и сборов в Армении и Грузии в 1947 г., в наших руках оказались некоторые новые материалы по закавказскому кристобалиту. Любопытные сами по себе, они дали нам, сверх того, повод еще раз вернуться к весьма существенному вопросу об условиях кристаллизации природного кристобалита. В итоге возникла настоящая небольшая работа, посвященная означенной проблеме.

К числу горных пород, описанных нами в 1936 г., относилась, между прочим, характерная полосатая лава из Кипчагского оврага близ районного центра Артик на северо-западном склоне Алагеза. Описание полосатой лавы было выполнено нами по материалам Б. В. Залесского и В. П. Петрова, специально занимавшихся Кипчагом в более раннее время и опубликовавших результаты своих исследований в 1931 г. [5]. Характерным для означенной лавы, согласно Залесскому и Петрову, с позднейшими нашими минералогическими дополнениями, было послойное чередование в ней смоляно-черных и розовых участков, причем первые из них являлись более или менее нормальными трахидацитами, с витроандезитовой основной массой и с порфировидными вкрапленниками лабрадора

[1] Цифры в квадратных скобках соответствуют номерам списка литературы в конце статьи.

обоих — моноклинического и ромбического — пироксенов и магнетита, а вторые оказались представителями совершенно нового типа породы — кристобалито-анортоклазового трахитодацита. При том же приблизительно составе вкрапленников имела здесь место сильно пористая и полностью окристаллизованная основная масса из анортоклаза, кристобалита (и тридимита) и следов гематитизированного пироксена.

Все только что перечисленные особенности розовой лавы — изменение окраски, появление усиленной пористости и своеобразную кристаллизацию основной массы породы — авторы приписывали воздействию газов, содержавшихся в лаве.

В 1947 г. в связи с только что опубликованной тогда статьей А. Н. Заварицкого [4] о туфолавах Армении, где к туфолавам этим отнесена была, между прочим, и полосатая лава Кипчага, мы специально посетили Кипчаг с тем, чтобы, воспользовавшись предварительным опытом одного из нас, детально осмотреть обнажение и составить себе согласное представление, действительно ли мы имеем здесь лавовый поток (Залесский и Петров) или же только сварившиеся на месте пирокластические материалы (Заварицкий).

Решить подобную задачу на основе одного обнажения, конечно, было более чем затруднительно. В пользу своего взгляда А. Н. Заварицкий выдвинул особенно то обстоятельство, что в верхних частях оврага полосатая лава переходит якобы совершенно постепенно в настоящие пирокластические туфы. В результате наблюдений у нас не создалось такой уверенности и, кроме того, нас поразила большая однородность полосатой породы во всей слагаемой ею и хорошо обнаженной скале под кипчагскою церковью.

О размерах этой скалы можно судить по фотографии (рис. 1). Вертикальной стеной, в направлении СЗ 300°, она выходит на дорогу, проложенную по дну оврага. Перпендикулярно ей, в направлении СВ 30°, следует вторая столь же хорошо обнаженная стена. На стыке их нами были произведены замеры. Общее направление розовых полос приблизительно горизонтальное (рис. 2). Толщина их измеряется от долей сантиметра до 2—3 см в раздувах. Детали взаимоотношений черных и розовых участков представлены на фотографии у Залесского и Петрова (1931, фиг. 5). Длина более крупных розовых полос в направлении СЗ 300° составляет от 30 см до 3 м, в среднем, по 20 отдельным замерам, 80 см. Ширина тех же полос в направлении СВ 30° составляет от 3 до 40 см; в среднем, по 26 замерам 13 см.

Таким образом, здесь, действительно, наблюдается известная направленность полосчатости, но образовался ли весь этот комплекс из первоначальных насыпных материалов, или же из сплошной полужидкой массы, как в некоторых брекчиевидных лавах Эльбруса и проч., так и осталось для нас неясным. Так или иначе, но итоговое впечатление у нас получилось такое, что в материалах, давших начало комплексу, должны были, действительно, принимать существенное участие водяные пары, явившиеся основной причиной анортоклазово-кристобалитового перерождения основной массы трахидацита в розовых участках породы.

Впечатление это послужило в дальнейшем нам поводом для пересмотра химико-аналитических данных по полосатому трахидациту Кипчага, приведенных нами в публикации 1936 г. Данные эти свидетельствовали о почти полном химическом тождестве темных и розовых его участков, за исключением лишь цифр, относившихся к окислам железа и к щелочам (табл. 1).

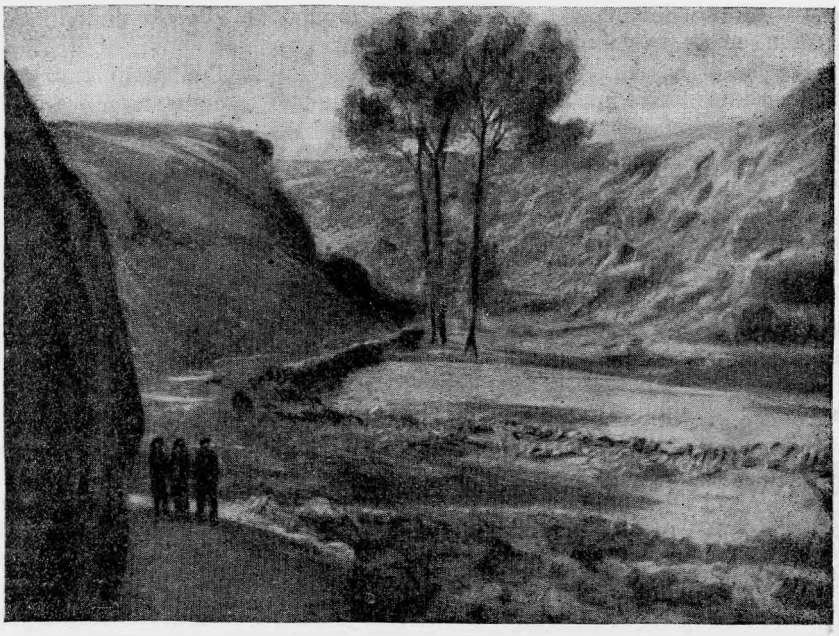


Рис. 1. Обнажение полосатых лав в ущелье Кипчагского оврага под кипчагской церковью.

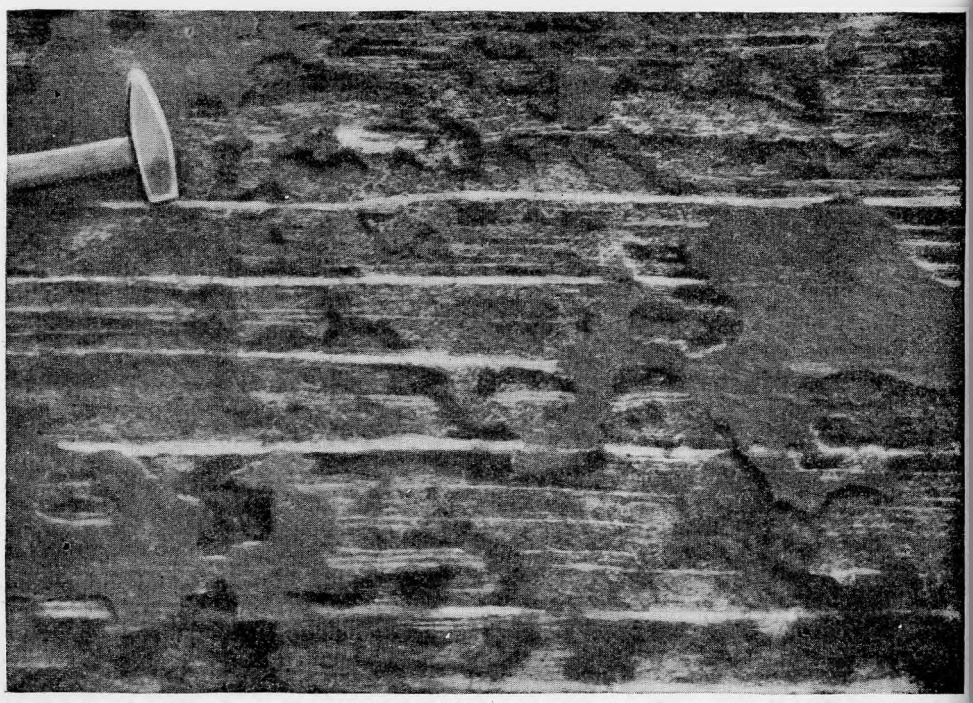


Рис. 2. Деталь обнажения полосатых лав под кипчагской церковью.

Таблица 1

Окислы	Темная часть в %	Розовая часть в %
Fe_2O_3	3.10	3.46
FeO	1.31	0.43
Na_2O	3.02	5.18
K_2O	5.62	4.02

Демонстрируемая приведенной табличкой несколько большая окисленность железа в розовой части лавы была нам вполне понятна: действовали пары воды или элементы воздуха, захватывавшиеся ими. Но каким образом эти же факторы могли быть причиной усиленного накопления Na_2O в ущерб K_2O в той же розовой части породы? Естественно было заподозрить точность самого аналитического определения щелочей с такими результатами. По нашей просьбе химик ИГН АН СССР тов. Разживина со всею возможною тщательностью произвела вновь эти определения и получила в итоге несколько иные, чем ранее, цифры, на этот раз практически тождественные для обоих случаев — черной и розовой лавы. С поправкой Разживиной оба анализа приняли следующий вид (табл. 2).

Таблица 2

Окислы	Темная часть в %	Розовая часть в %
SiO_2	64.34	65.33
TiO_2	0.82	0.75
Al_2O_3	15 77	16.29
Fe_2O_3	3.10	3.46
FeO	1.31	0.43
MnO	0.07	0.007
MgO	1.00	0.93
CaO	2.72	2.60
Na_2O	4.59	4.61
K_2O	4.25	4.23
H_2O^+	1.22	0.64
H_2O^-	0.77	0.38
Сумма	99.96	99.72

Теперь, как видим, оба анализа, со стороны практического их тождества, уже более или менее полностью нас удовлетворяют, причем напомним, что такое же практическое химическое тождество, за исключением степени окисления Fe, черных и красных участков, наблюдалось в вышеупомянутой полосатой брекчиевидной лаве Эльбруса [1]. Наряду с этим характерно, что перерождение первоначального магматического вещества в красной фазе эльбрусской лавы сопровождалось опять-таки кристаллизацией в ней калинатрового полевого шпата и кристобалита, хотя на этот раз в крайне дисперсной форме. В красных участках шевелучской лавы Меняйловым также отмечается присутствие кристобалита.

Возникает теперь весьма интересный вопрос о температурах, господствовавших в период анортоклазо-кристобалитового перерождения кипчагских щелочных дацитов. Для ориентировки в этом вопросе начнем несколько издалека, а именно с экспериментальных данных по гидрохимическому синтезу кристобалита. Впервые таким путем его получил, как известно, К. Хрущов [8] еще в 1895 г., т. е. вскоре же после открытия этого нового тогда минерала (дата открытия — 1885 г.). Условия опыта Хрущова: исходное вещество — смесь растворимой кремнекислоты с во-

дою плюс капля борофтористоводородной кислоты; нагревание в замкнутом сосуде в течение 5 часов при температуре 180—228°, что отвечало давлению около 26 атмосфер. Результат — частичная кристаллизация кремнекислоты в комбинациях октаэдра, куба и ромбического додекаэдра минерала кристобалита.

В новое время (1943) подобные же опыты производил Виарт [10]: порошок кварцевого стекла с дестиллированной водою он нагревал в автоклаве при температуре 374° и давлении 220 кг/см² и получал при этом весьма слабое развитие кристобалита; при добавке 0.01 г-мол KOH на литр воды возникала, напротив того, весьма совершенная его кристаллизация; при более значительных содержаниях KOH вместо кристобалита кристаллизовался кварц.

Как следует из приведенных, а равно и из ряда других литературных аналогий, температура кристаллизации и кипчагского кристобалита также должна была быть весьма невысока и во всяком случае значительно ниже, чем у Хрущова и в особенности у Виарта, поскольку процесс анортоклазо-кристобалитового перерождения магматических материалов происходил здесь при давлении, лишь немного отличавшемся от обыкновенного атмосферного.

Удовлетворяет ли, однако же, подобное столь далеко идущее заключение констатированному нами весьма характерному парагенезису кипчагского кристобалита с калинатровым полевым шпатом типа санидин-анортоклаза? Для положительного ответа на этот вопрос достаточно сослаться на цитированные нами [2] уже ранее наблюдения Феннера [7], описавшего в 1936 г. санидинообразные полевые шпаты из района гейзеров Иеллоустонского парка Северной Америки. Полевые шпаты эти, по его данным, замещают собою вторичным путем основную массу первичных дацитов и образовались в условиях деятельности гейзеров, в температурных пределах от 100 до 200° С.

Было бы, конечно, крайне желательно подкрепить только что приведенные соображения также и прямым экспериментом, производя, однако же, этот последний не статически, в автоклаве, но динамически,— в токе водяного пара, пропускаемого в нагреваемое до тех или иных температур соответственное высококремнеземистое вещество.

Все зафиксированные нами в 1936 г. случаи кристобалита в вулканических образованиях Кавказа и Закавказья представляли собою наиболее молодые четвертичные и современные лавы и их туфы. В 1947 г. нами впервые был обнаружен кристобалит также и в более древних породах, а именно в эоценовых андезит-трахитовых туфах Асканы (Грузия), за счет которых, между прочим, в результате их выветривания, образовались известные асканские бентонитовые глины. Детальное структурно-минералогическое изучение этих туфов, взятых непосредственно под крепостью близ сел. Цихис-Убани, показало весьма сложную петрографическую их природу. Порфировидные вкрапленники (плагиоклаз № 40—45, железистый биотит, редкий калишпат) присутствуют в незначительном количестве. Основу породы составляют пемзовые обломки, отдельные поры которых сильно вытянуты в одном направлении и имеют в поперечном сечении эллиптическую форму. Стекло пемзовых перемычек между порами и более сплошных участков нацело перерождено в зеленое хлоритовидное вещество с очень слабым двупреломлением, при $N=1.591$. Остальные минералы, выполняющие преимущественно пемзовые полости, представляли собою:

1. Кристобалит в метастабильной, т. е., иначе говоря, оптически изотропной его форме, со светопреломлением $N=1.484$.

2. Калиевый анортоклаз, пластинчатый, с $Ng = 1.523$ и $Np = 1.516$.

3. Тонколучистый цеолит, слабо двупреломляющий, в виде сферолитов. В центре они замутнены, со светопреломлением $N = 1.476$, а на периферии, как иглы ежа, совершенно прозрачны, причем N понижается здесь до значения 1.466. Все это отвечает наиболее минералу птилолиту или морденитy. Характерно, что игольчатые концы его кристаллов впиваются в массу кристобалита, что свидетельствует о совпадающем частично времени развития обоих минералов в породе.

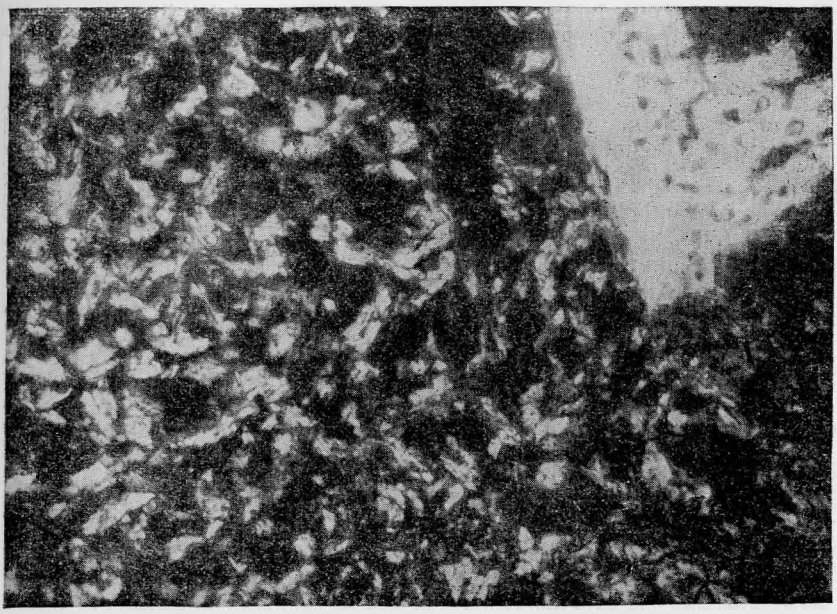


Рис. 3. Кристобалит — анортоклазовый дацит. Пластиночки — анортоклаз; темные промежутки — кристобалит. Кипчаг. Обр. 574. Ув. 240. Николи скрещены.

Приблизительные количественные соотношения минералов в породе, по подсчету в шлифе, оказались следующими.

Таблица 3

Минералы		Объемные проценты
Вкрапленники	Плагиоклаз	2—5
	Биотит	1—3
	Калишпат	Редок
Основная масса	Стекло хлоритизированное	30—40
	Кристобалит	20—30
	Анортоклаз	10—20
	Птилолит	15—25

Валовой химический анализ туфа дал следующие весовые проценты: SiO_2 — 57.84; TiO_2 — 0.35; Al_2O_3 — 18.13; Fe_2O_3 — 3.63; MnO — 0.08; MgO — 1.49; CaO — 1.01; Na_2O — 5.49; K_2O — 5.68; $H_2O(-)$ — 0.60; $H_2O(+)$ — 5.64; сумма — 100.14.

Все это в общем хорошо отвечает вышеприведенным количественно-минералогическим цифрам, но от дальнейших более детальных сопоставлений мы отказались вследствие того, что микроскопические подсчеты были лишь приблизительны, а химический состав хлоритового вещества и птилолита не имел полной определенности.

Интересно отметить, что подобные, как в только что описанном случае, перекрытия во времени выделения кристобалита и морденита описаны со-

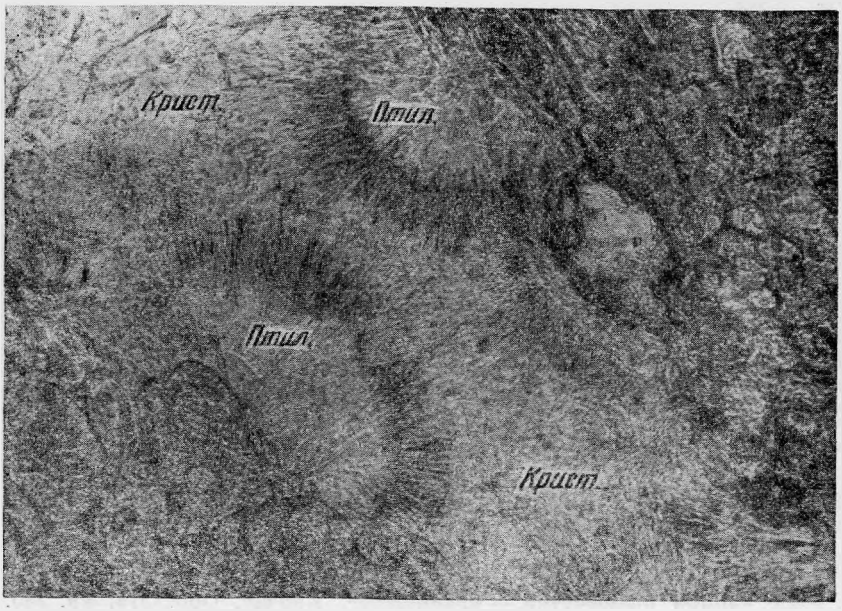


Рис. 4. Выделения птилолита и кристобалита в пустотах андезито-трахитового туфа Асканы. Грузия. Ув. 150. Без анализатора.

всем недавно Валькенбургом и Буи [9] из минералогических заполнений пустот в базальтах Деккана. Однако вытекающее отсюда их заключение о температуре кристаллизации кристобалита, в 300—400°, представляется нам, напротив того, очень сомнительным. В связи со сказанным выше по поводу Кипчага, вероятнее предполагать, по крайней мере для Асканы, значительно более низкие температуры.

В заключение еще об одной описанной в 1936 г. форме выделения закавказского кристобалита, а именно — в контактном глинистом песчанике близ сел. Номаневи (Рача), на границе с вышележащим базальтовым покровом. Кристобалит образует здесь мелкие сферолитовые конкреции в галлуазитовом цементе породы; это с одной стороны, а с другой — находим мы его и в качестве продукта перерождения кварцевых зерен песчаника. В предыдущей публикации Белянкин и Петров ([2], стр. 311—312) предполагали в качестве одной из возможностей, что глинистое вещество песчаника, дегидратированное в процессе контактного обжига, подвергалось обратной регидратации в последующее, послеконтактное время. В свете приведенных новых материалов вероятнее предположить второе

высказанное тогда же наше предположение о низкотемпературном образовании кристобалита [3].

Последнее обстоятельство особенно замечательно, так как оно находится в резком противоречии с диаграммой Феннера (1937), согласно которой при низких температурах стабилен неизменно кварц, а не тридимит или кристобалит. Отсюда вытекает необходимость проверки этой диаграммы путем постановки специальной экспериментальной работы в области физико-химических равновесий в системе SiO_2— H_2O при низких температурах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д. С. Белянкин. К характеристике брекчиевидных и полосатых лав вулкана Эльбруса. ДАН СССР, нов. сер., 1938, 21, № 5, стр. 254—258.
2. Д. С. Белянкин и В. П. Петров. О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья. Изв. АН СССР, 1936, сер. геол., № 2—3, стр. 303—319.
3. Д. С. Белянкин и В. П. Петров. Петрография Грузии. Сер. Петрография СССР, вып. 11, изд. АН СССР, 1945, стр. 159.
4. А. Н. Заварицкий. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, 1947, сер. геол., № 3, стр. 3—18.
5. Б. В. Залесский и В. П. Петров. Артикское месторождение туфовых лав. Тр. Петрогр. инст., 1931, в. 1, стр. 71—78.
6. К. Н. Феннер. Взаимоотношения и пределы устойчивости минералов кремнезема. Классические работы по физико-химии силикатов. Химтеорет., 1937, стр. 9—68.
7. Cl. N. Fenner. Bore hole investigations in Yelloustone Park. Journ. of Geol,. 1936, XLIV, N 2, p. 11.
8. K. Chrustschoff. Über reguläre Kieselsäurekrystalle. Изв. Рос. Акад. Наук, 1895, № 1, стр. 27—31.
9. A. Van Valkenburg a. B. F. Buie. Octahedral cristobalite with quartz Paramorphs from Ellora Caves, Hyderabad State, India. Amer. Miner., 1945, 30, N 7—8, p. 526.
10. J. Wyart. Sur la cristallisation de la silica en présence de l'eau sous pression. Bull. Soc. Fr. Miner., 1943, 66, p. 479—489.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

Г. П. БАРСАНОВ

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЭГИРИН-АВГИТОВОГО ПЕГМАТИТА ГРУППЫ 15-х КОПЕЙ В ИЛЬМЕНСКИХ ГОРАХ

Наиболее известными копями, связанными с сиенитовой зоной Ильменского петрографического комплекса, является группа копей, объединяемых под № 15 (15—I, 15—II и 15—III), расположенных в квартале 163 в районе р. М. Черемшанка. Наиболее старой копью из всей группы является копь № 15, заложенная П. Барбот-де-Марни в 1840 г. Позднее эта копь была описана Г. Розе (1842) и особенно подробно — в известной работе М. П. Мельникова (1882). В этой же работе М. П. Мельников описывает и заложенные П. Барбот-де-Марни копи 15—I,15—III. В 1907 г. К. А. Ненадкевич [15][1] проанализировал сульфиды копи № 15, но остальные минералы он исследованием не затрагивает. Первое петрографическое описание вмещающих пегматитовые тела пород было сделано в 1909 г. акад. Д. С. Белянкиным [2], в связи с общими петрографическими исследованиями Ильменского комплекса. В период работ экспедиции Академии Наук под руководством акад. В. И. Вернадского (1912—1914) копь с целью сбора минералогического материала разрабатывалась В. И. Крыжановским, кратко описавшим ее минеральный парагенезис [8]. Им же был дан на анализ бурый сфен из этой копи, который и был проанализирован Л. Э. Кауфман; анализ впервые напечатан в работе Э. М. Бонштедт [3], где изложена также некоторая минералогическая характеристика сфена. Очень подробное описание условий залегания пегматоидных тел, вмещающих пород, микроскопическую характеристику некоторых минералов и т. п. дал в 1939 г. акад. А. Н. Заварицкий [5], суммировавший до некоторой степени все главные известные до него данные. И, наконец, в 1940 г. Н. Н. Смирнов [18] представил очень подробную петрографическую характеристику сиенитовых пород, заключающих пегматоидные тела. Изучение минералогического состава пегматоидов и парагенетического соотношения минералов значительно отстало и по существу касалось лишь главных силикатных минералов, слагающих пегматит. Достаточно указать, что в сводке Т. И. Устиновой, обобщающей данные по всем работам до 1939 г., приводится список минералов, обнимающий всего 17 видов (из которых три — графит, гематит и хлорит, повидимому, не относятся к пегматитовому парагенезису), в то время как моими исследованиями материала, имеющегося в музее Ильменского заповедника,

[1] Цифры в квадратных скобках соответствуют номерам списка литературы в конце статьи.

установлено 32 минеральных вида. В настоящей статье, на основе произведенных минералогических исследований упомянутого материала и частично материала, любезно предоставленного Л. И. Лобовой, я попытаюсь восполнить этот пробел и дать некоторые данные для суждения о генетическом типе пегматоидных образований копи № 15.

По классификации акад. А. Н. Заварицкого [5] пегматитовые образования копи № 15 относятся к группе сиенитовых пегматитов Ильменских гор (бескварцевых и безнефелиновых), залегающих внутри реакционной сиенитовой зоны. Однако описание взаимоотношений пегматоидных тел и вмещающих пород, приведенное М. В. Агафоновым, показывает, что серия, в которой интрудированы сиенит-пегматиты копи № 15, являет-

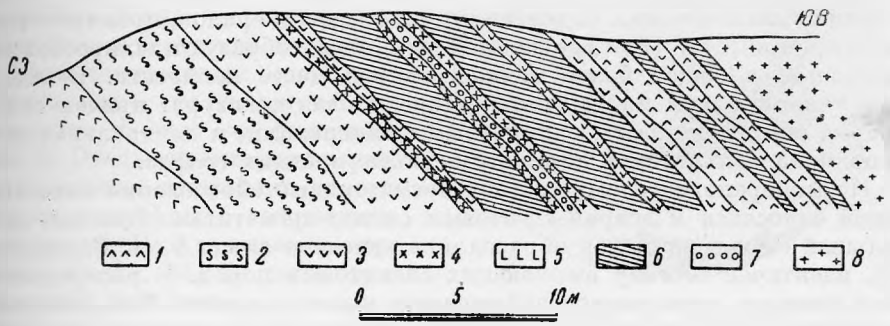


Рис. 1. Геологический разрез через копь № 15—III (по М. В. Агафонову).

1 — инъекционный биотито-мусковитовый гранито-гнейс. *2* — лейкократовый сиенит-пегматит. *3* — меланократовый сиенит-пегматит. *4* — слюдит (биотитовая оторочка). *5* — кварцит. *6* — амфиболит. *7* — эгирин-роговообманковая полевошпатовая жила. *8* — гранито-гнейс.

ся сложной и по существу представляет собой пачку амфиболитов и частью кварцитов, зажатую между гранито-гнейсами — на востоке и серией довольно разнообразных петрографически, частью рассланцованных сиенитовых пород (эгирин-авгитовых сиенитов, роговообманковых сиенитов и т. д.) на западе (рис. 1). По залеганию пегматитовые образования представляются согласными с вмещающими породами и залегают в виде меридиональных тел линзообразного характера, простирающихся СВ 20—30°. Интересно наблюдение М. В. Агафонова, что тектонические трещины, наблюдающиеся в серии гнейсов и амфиболитов, не затрагивают пегматоидных образований, т. е. последние являются наиболее поздними во всем петрографическом комплексе. Мощность пегматоидных тел в раздувах достигает 1.5—2 м и более, обычно же 50—70 см. Там, где пегматитовые жилы контактируют с амфиболитами или рассланцованными гранито-гнейсами, зальбанды жилы резкие и не связаны постепенными переходами с породой (например, жила № 1 и жила № 4—наиболее восточные); в контакте же с сиенитовыми породами (например, жила № 3) в зальбандах наблюдается постепенный переход от крупнозернистой пегматоидной части в типичные мелкозернистые сиениты. Хорошо выражена зональность, которая может быть намечена в следующем виде (по М. В. Агафонову).

1. Мелкозернистая аплитовидная зона светлорозового цвета, состоящая из зерен микроклина, плагиоклаза и кварца. Характеризует собою части жилы, примыкающие непосредственно к зальбандам (особенно в зальбандах у гранито-гнейса и кварцитов). Мощность не превышает 3—4 см.

2. Биотитовая зона, образующая оторочки между телом жилы и вмещающими породами. Обычна на контакте с амфиболитами. Состоит из

биотита, редкого полевого шпата, кварца и сфена («слюдит»). Наблюдались остаточные зерна амфибола и пироксена. Мощность различна: от 2 до 10—15 см.

3. Пегматоидная зона представляет собою главное жильное выполнение и состоит из эгирин-авгита, полевых шпатов и т. д., т. е. из всего комплекса минералов, характеризующих собой данные пегматоидные образования.

4. Кварцевые прожилки, состоящие из серого кварца, занимающие центральную часть жилы. По простиранию обычно не выдержаны, отличаются малой мощностью и, может быть, скорее должны быть отнесены к более поздним образованиям.

Текстура жильных тел обычно пегматоидная неравномернозернистая с крупнобластическими выделениями цветных минералов, преимущественно эгирин-авгита. Цветные компоненты часто образуют шлирообразные выделения в общей более мелкозернистой массе пегматита. В отдельных участках жил наблюдается миаролитовая текстура, причем стенки миарол обычно покрыты силикатными минералами, а центральная часть выполнена кальцитом и силикатами более поздних геофаз.

По минералогическому составу пегматоидные образования описанных копей относятся к эгирин-авгитовым сиенит-пегматитам. Главный минеральный состав жил, как справедливо отмечено акад. А. Н. Заварицким [5], идентичен составу вмещающих сиенитовых пород. В распределении темноцветных компонентов наблюдается неоднородность. Так, например, жилы № 1 и 2 являются более меланократовыми, чем жила № 3. Кроме того, цветные компоненты образуют шлирообразные скопления. Из наложившихся процессов особенно характерны чрезвычайно широкое развитие кальцитовой фазы, замещение микроклина плагиоклазами и наличие многократных генераций цветных минералов, особенно роговой обманки.

Минералогическое изучение пегматитового материала из описываемой копи показало чрезвычайное богатство ее минеральными видами, характеризующими последовательную смену сложных накладывающихся друг на друга процессов минералообразования от собственно пегматитовых до гидротермальных и гипергенных. В результате изучения констатированы 32 минеральных вида. Часть из них, в количестве 17 видов, описана, как указано выше, довольно подробно в ряде работ. Ниже мы приводим описание минералов, являющихся главными для парагенезиса 15-х копей, а также минералов, вновь открытых нами и ранее не описанных.

Пирит. Является наиболее распространенным сульфидом в описываемом пегматите. Выделения пирита обычно локализованы в неправильных прожилках и обособленных выделениях совместно с минералами, относящимися к последним фазам пегматитового процесса. Парагенезис — розоватый и белый кальцит, лучистая роговая обманка, скаполитизированный микроклин, серый кварц, зернистый апатит, сфен, цеолиты и все минералы группы сульфидов. Форма выделения — ксеноморфная вкрапленность, мелкие прожилки и корочки нарастания по тонким трещинкам в кальците, лучистом гастингсите и т. д. Кристаллы очень редки и несовершенно образованы. Габитус кубический, наблюдались только формы (100) — куба. Размер кристаллов не превышает 1 см по ребру, обычно гораздо меньше. Микроскопическое изучение в отраженном свете показало, что мы имеем пирит двух генераций. Пирит I генерации образует крупные ангедральные зернистые агрегаты и реже зерна с кубическими очертаниями. Ангедрален по отношению ко всем другим сульфидам. Пирит II генерации образует очень тонкую сеть про-

жилов в массе нерудных минералов. Характерно окаймление пиритовой оторочкой зерен кальцита, гастингсита и других нерудных минералов. Микрохимическое испытание пирита I на содержание Cu дало отрицательный результат. Вторичных изменений пирита не наблюдалось.

Пирротин. Встречается значительно реже пирита, но всегда связан с выделениями последнего. Парагенезис тот же, что и описанный для пирита. Выделения мелки и представляют собой или ксеноморфные зернистые агрегаты, или тонкие прожилки, иногда секущие пирит I. Микроскопически устанавливается почти во всех образцах, содержащих пирит. Образует ангедральные зернистые агрегаты, отдельные зерна и нитевидные прожилки в нерудном минерале. Нередки четковидные прожилки. Обычно тесно срастается с халькопиритом и реже со сфалеритом (рис. 2). Очень характерно вторичное замещение пирротина агрегатами коломорфного марказита. Микрохимическое испытание пирротина на Cu, Ni, Co дало отрицательный результат.

Рис. 2. Копь № 15. Выделения пирротина (Ро) и халькопирита (Ср), вдоль границ зерен пирита I (Ру). Ув. 75.

Халькопирит встречается совместно с другими сульфидами и обычно может быть констатирован только микроскопически. Особенно тесная связь наблюдается между халькопиритом и пирротином. Халькопирит встречается реже пирротина, образует также ангедральные поля и мелкие извилистые зерна, тесно срастающиеся с пирротином. Вместе с последним окружает выделения пирита I и проникает в него по тонким трещинкам.

Сфалерит констатирован впервые для Ильменских гор. Наблюдался только в отдельных шлифах, совместно с другими сульфидами. Эвгедральные весьма извилистые неправильные зерна сфалерита, совместно с пирротином и халькопиритом, окаймляют с краев выделения пирита I. В сфалерите наблюдаются эмульсиевидная вкрапленность пирита и пирротина, а также включения мелких раздробленных зерен пирита (рис. 3 и 4).

Марказит также констатирован впервые в Ильменских горах. Наблюдался только в шлифах, где широко распространен в виде вторичных колломорфных образований по пирротину (рис. 5). Марказит всегда развивается вдоль трещинок в зернах пирротина. Структура колломорфная, скорлуповатая с перемежающимися участками явно кристаллического и черного порошковатого вещества (мельниковит?).

Флюорит не образует крупных скоплений, однако встречается довольно часто. Форма выделения — мелкие неправильные кристаллические зерна и тонкие прожилки, не превышающие 1 мм в диаметре. Наблюдался в парагенезисе с апатитом в плотном сиенитоподобном пегматоиде. Цвет от светло- до темнофиолетового. При микроскопическом изучении обнаружился совместный парагенезис зернистого апатита, альбита, слабо плеохроичного сфена, кварца, рудного минерала и флюорита, относящихся к гидротермальной стадии.

К в а р ц. Выделения кварца встречаются довольно часто в пегматоидных жилах копи № 15. Однако крупных скоплений кварц не образует, а встречается либо в виде мелких срастаний с другими силикатными минералами, либо в небольших обособленных жилообразных и шлирообразных

Рис. 3. Копь № 15. Сфалерит (Sl) и халькопирит (Cp), корродирующие зерна пирита I (Py). Ув 40.

Рис. 4. Копь № 15. Эмульсионные выделения пирита (Py) в сфалерите (Sl). Ув. 325.

Рис. 5. Копь № 15. Замещение пирротина (Po) колломорфным марказитом (мельниковит). Ув. 75.

выделениях вместе с микроклином. Цвет кварца серый или серовато-белый. Наиболее обогащенными кварцем являются лейкократовые части жилы, где кварц тесно срастается с микроклин-пертитом, а также аплитовидные мелкозернистые оторочки у зальбандов (см. выше). Однако кварц наблюдается и в меланократовых пегматоидных частях жил, образуя или неправильной формы вростки, или срастания с розовым микроклином в шлирообразных выделениях или прожилках, секущих пегматоид. Очень интересно наличие «остаточного» кварца в слюдитовых оторочках, наблюдавшегося микроскопически М. В. Агафоновым. Им же отмечается совместная кристаллизация кварца и полевого шпата в лейкократовых участках, образующих плохо выраженную псевдоэвтектическую структуру. Таким образом, следует наметить по крайней мере две генерации кварца: серый,— выделившийся совместно с полевыми шпатами и серо-белый («остаточный»)—в биотитовых оторочках и шлирообразных выделениях или прожилках среди меланократового пегматоида, обычно в центральной его части. Наконец, в шлирах мною наблюдалась, повидимому, III генерация кварца в участках, связанных с цеолитовым процессом.

М а г н е т и т макроскопически наблюдается довольно редко. Выделения его образуют мелкую вкрапленность кристаллов октаэдрического габитуса, приуроченных к участкам жилы миаролитовой текстуры. Кри-

ста лики магнетита тесно срастаются с почти черной или темнозеленой роговой обманкой в парагенезисе с кальцитом и другими минералами, выполняющими миаролы. При исследовании шлифов с сульфидными минералами в массе силикатных минералов наблюдается также обычно мелкая вкрапленность отдельных, всегда ангедральных зерен магнетита, пространственно не связанных с сульфидными выделениями. Крупных прожилков или шлировых выделений магнетита не наблюдалось.

Ильменит — очень редко встречающийся в жилах минерал. Образует очень мелкие ангедральные зерна в парагенезисе с бурым сфеном, причем, по М. В. Агафонову, наблюдается как обрастание ильменита сфеном, так и наоборот — сфена ильменитом.

Кальцит по форме выделения образует массивные крупнозернистые скопления, прожилки. Встречается также в виде отдельных зерен среди силикатных минералов, в мелких жеодах в меланократовых шлирах и т. д. Кристаллов обычно не образует. По парагенетическим соотношениям можно различить две генерации кальцита. I генерация составляет наибольшую массу встречающегося в пегматитах кальцита. Это зернистые выполнения миароловых пустот, белого, желтоватого или слабо розоватого цвета, очень близкие к описанным для горы Лохматой В. И. Крыжановским [9]. Парагенезис — апатит, эгирин-авгит, гастингсит I, сфен. Этот парагенезис указывает на относительно раннее образование кальцита I. Следует отметить также значительное резорбирующее влияние, оказываемое этим кальцитом на силикатные минералы, что указывает также на выделение его при высоких температурах.

Кальцит II встречается в прожилках и мелких линзообразных скоплениях, часто явно секущих более ранние эгирин-полевошпатовые выделения. Цвет кальцита от розоватого до белого. Структура грубозернистая, хорошо образованных кристаллов не наблюдалось. Парагенезис — пирит и другие сульфиды, лучистый гастингсит и др. Качественная микрохимическая проба на Mg дала отрицательный результат.

Полевые шпаты. Минералы этой группы составляют основную массу пегматоидных тел. По форме выделения наблюдаются как мелкозернистые ксеноморфные агрегаты, тесно срастающиеся с темноцветными компонентами, иногда кварцем, образующие упомянутые выше аплитовидные и мелкозернистые сиенитоподобные зоны у зальбандов, так и крупные фенокристаллы и агрегаты, слагающие наряду с эгирин-авгитом пегматоидные центральные части жил. Главная масса полевого шпата представлена розоватым или розовато-белым микроклин-пертитом, тесно срастающимся с эгирин-авгитом, что обусловлено совместной кристаллизацией. Микроскопическое исследование показывает, что помимо крупнопертитовых структур распада микроклин обычно замещается агрегатом альбит-олигоклаза, развивающегося по контактам зерен микроклин-пертита. Обычно в микроклине наблюдается отчетливая решетчатая двойниковая структура.

Плагиоклазы представлены альбитом и альбит-олигоклазом; образуют несколько генераций. Наиболее ранней генерацией, одновременной с микроклином, является альбит широких, часто клинообразных, пертитовых вростков, представляющих собой типичные структуры распада. Наряду с альбитом пертитовых вростков, в тесном срастании с микроклином, наблюдаются зерна и пластинки, сдвойникованные по альбитовому закону, частично замещающие микроклин. В разрезах $\perp$ Ng дают погасание 19°, что соответствует № 3—5 альбита. Наконец, наблюдались отдельные зерна и прожилки, связанные генетически с выделениями апатита, кальцита, слабо плеохроичного сфена и др., где мелкозернистый пластинчатый

альбит замещает микроклин или образует самостоятельные мелкие прожилки. Измерения в разрезах $\perp$ (010) дали погасание 16°, что соответствует почти чистому альбиту. Микроклин в участках, примыкающих к кальцитовым миаролам, иногда замещается пластинчатым агрегатом скаполита с включениями мелкого зернистого апатита.

Эгирин-авгит является главным фемическим минералом рассматриваемых пегматитовых жил. Главная масса эгирин-авгита образует совместно с микроклином крупнопегматоидный агрегат, с размером отдельных пластинчатых неделимых, доходящим до 10—12 см в длину. Ясно выраженные идиоморфные очертания очень редки. Цвет от светлозеленого до зеленого. Нередки шлирообразные скопления этого эгирин-авгита в теле пегматоидной жилы.

Эгирин-авгит несколько иного характера наблюдается в участках жилы с миароловой текстурой. Кристаллы его темнозеленого, почти черного цвета обычно одевают стенки миарол, более мелки и ассоциируют с кальцитом, роговой обманкой, апатитом и другими минералами, выполняющими миаролы. Таким образом, намечаются как бы две генерации, а при наличии игольчатого эгирин-авгита — три. Оптическое исследование иммерсионным методом и на универсальном столике Федорова дало следующие результаты: эгирин-авгит I генерации: цвет (в шлифе) светлый, желтовато-зеленый; плеохроизм слабый; по Ng зеленовато-желтый; по Nm желто-зеленый, по Np желто-зеленый до зеленого; схема адсорбции: $Ng < Nm \leqslant Np$. Дисперсия сильная, $\rho > v$; $C : Ng = 48—54°$ (измерено в разных шлифах непосредственно и по сетке); 2 V от +68 до +72°. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях: $Ng = 1.720 \pm 0.004$; $Nm = 1.703 \pm 0.003$; $Np = 1.694 \pm 0.003$; $Ng—Np = 0.026$.

Эгирин-авгит II генерации: цвет (в шлифе) — темный, буро-зеленый; плеохроизм сильный; по Ng светлобурый; по Nm зелено-бурый; по Np темнозеленый; схема адсорбции: $Ng < Nm < Np$; дисперсия очень сильная, $\rho > v$; $C : Ng = 69—70°$; 2 V +80°; $Ng - Np = 0.032$ (компенсатором Берека).

Пользуясь известной диаграммой А. Винчелла [32], связывающей изменение оптических свойств в ряду диопсид-эгирина с увеличением в составе эгириновой молекулы, для исследованных нами минералов (не принимая во внимание геденбергитовой молекулы) получим следующий примерный состав: эгирин I—Di $\sim$ 80%; Aëg $\sim$ 20%; эгирин II—Di $\sim$ 65%; Aëg $\sim$ 35%. Таким образом, от начальных к конечным геофазам развития пегматитового процесса наблюдается тенденция к увеличению эгириновой молекулы в составе эгирин-авгита, в то время как главная масса эгирин-авгита, слагающая главное пегматоидное выделение, представляет собою, посуществу, относительно бедный эгириновой молекулой диопсид. Аналогичная тенденция к обогащению щелочами (Na) к концу пегматитового процесса наблюдалась также и в эгиринах ряда других щелочных пегматитов [11].

Процессы замещения эгирин-авгитов более поздними минералами выражены особенно отчетливо в отношении эгирина I. Наиболее широко развиты процессы замещения щелочными роговыми обманками (гастингситом), биотитом и в отдельных шлифах наблюдалось замещение флогопитом.

Гастингсит. Роговые обманки в пегматитах копи № 15 значительно менее распространены, чем эгирин-авгит. По парагенетическим взаимоотношениям и форме выделения может быть намечено три генерации роговой обманки: I генерация — роговая обманка темнозеленого цвета, не дающая идиоморфных кристаллов, развивается за счет замещения эгирин-авгита I, замещаемого иногда нацело. Выделения ее приурочены исклю-

чительно к эгирин-авгитовым участкам и иногда сопровождаются биотитом. Эта генерация наблюдается главным образом при микроскопическом изучении шлифов и макроскопически почти неотличима от эгирин-авгита. II генерация — почти черные идиоморфные блестящие зерна, иногда резорбированные кристаллы, находящиеся вместе с кальцитом, апатитом, мелким сфеном, биотитом и др. Кристаллы часто непосредственно врастают в кальцит, обычно срастаются с мелкопластинчатым биотитом и приурочены к участкам с миаролитовой текстурой. III генерация — лучистые и шестоватые агрегаты роговой обманки светлозеленого и зеленого цвета, приуроченные к трещинкам, заполненным розоватым кальцитом, кристалликами микроклина и серого кварца, пирита, иногда альбита и скаполита. Оптические исследования универсальным методом и иммерсией дали следующие результаты.

Роговая обманка I: цвет (в шлифе) — густозеленый. Плеохроизм сильный; по Ng темный сине-зеленый, по Nm синевато-зеленый, по Np светлый, буровато-зеленый. Схема адсорбции: $Ng > Nm > Np$; дисперсия заметная, $\rho > v$; $C : Ng = 20-21°$; 2 V от -48 до $-52°$; $Ng - Np = 0.016$ (компенсатором Берека).

Роговая обманка II: цвет (в шлифе) густозеленый. Плеохроизм сильный; по Ng темный сине-зеленый; по Nm сине-зеленый; по Np светлый зеленовато-бурый. Схема адсорбции: $Ng > Nm > Np$; дисперсия сильная, $\rho > v$; $C : Ng = 26-28°$; 2 V $-65°$ ($-70°$). Показатели преломления: $Ng = 1.700 \pm 0.004$; $Nm = 1.697 \pm 0.002$; $Np = 1.682 \pm 0.004$; $Ng - Np = 0.018$.

Роговая обманка III—цвет (в шлифе) зеленый. Плеохроизм сильный, по Ng синевато-зеленый; по Nm зеленый; по Np светлый желтовато-зеленый. Схема адсорбции: $Ng > Nm > Np$; дисперсия слабая, $\rho > v$; $C : Ng = 23°$; двуосный отрицательный, 2 V большой; $Ng = 1.658 \pm 0.002$; $Np = 1.632 \pm 0.003$; $Ng - Np = 0.024$.

Приведенные константы показывают, что роговые обманки относятся к ряду паргасита-гастингсита.

Скаполит является очень редким минералом в изученной жиле. Он наблюдался в шлирообразных участках, обогащенных серым кварцем, кальцитом, черными кристаллами гастингсита, апатитом, сфеном, биотитом и др. Скаполит развивается по розоватому микроклину, образуя тонкопластинчатое замещение белого цвета часто с перламутровым блеском. $N\omega = 1.562 \pm 0.004$; $N\varepsilon = 1.539 \pm 0.003$; $N\omega - N\varepsilon = 0.023$; на основании оптических свойств скаполит по данным Е. Ларсена [12] следует отнести к мицциониту.

Группа цеолитов. Цеолитовый процесс в пегматитовых жилах копи № 15 представлен двумя минералами — гейландитом и стильбитом. Гейландит образует мелкие (до 1 см) псевдопризматические кристаллики и отдельные пластинчатые зерна с хорошей спайностью, группирующиеся в пустотках крупнозернистых существенно эгирин-авгитовых шлирообразных скоплений, с включенными участками и прожилками зернистого белого кальцита. Кристаллы прозрачны, бесцветны, с характерным слегка перламутровым блеском по плоскостям спайности. Габитус кристаллов псевдопризматический, так как кристаллы нередко вытянуты по оси b и почти равномерно развитые грани c, t, s придают им псевдогексагональный облик. Из граней наблюдались: c (001); b (010); m (110); t (101); s ($\bar{1}01$). При микроскопическом изучении минерал оказался прозрачным, бесцветным с весьма совершенной спайностью по b (010). Минерал двуосный положительный. 2 V $\sim 5°$. Погасание почти прямое; $Ng \parallel b$; $Nm : C = 3-4°$; плоскостью оптических осей является c (001); острая биссектриса $\perp$ b (010). Дисперсия слабая, $\rho > v$. Показатели преломления,

измеренные в жидкостях: Ng =1.505±0.003; Np =1.497±0.003; Ng — Np =0.008.

Стильбит. Минерал также выполняет пустотки и мелкие трещинки в пегматоиде, образуя плотные прожилки, составленные из пластинчатых, иногда веерообразных или сноповидных агрегатов. Минерал бесцветный, в шлифах и тонких осколках прозрачный. Спайность весьма совершенная по (010) и заметная по (100). Минерал двуосный отрицательный. 2 V ~35°. Плоскостью оптических осей является (010); острая биссектриса почти ⊥(001); погасание косое; Np : C=6—8°. Дисперсия слабая. Показатели преломления, измеренные в жидкостях: Ng = 1.500±0.002; Np =1.492±0.003; Ng — Np = 0.008.

Биотит. В пегматоидных образованиях группы копей № 15 является подчиненным и более редким фемическим минералом, чем эгирин-авгит. Пространственно наиболее крупные скопления биотита приурочены к биотитовым («слюдитовым») оторочкам, в которых биотит совместно со сфеном, апатитом и более редкими кварцем и кальцитом образует тонкочешуйчатый агрегат из черных с синеватым отливом листочков. Отдельные мелкие агрегаты и идиоморфные чешуйки биотита очень характерны также для обогащенных эгирин-авгитом и кальцитом шлировых обособлений в пегматоиде, часто обладающих миароловой текстурой. Наконец, очень характерно нахождение биотита в кристаллах эгирин-авгита, часто в значительной мере тонко прорастающего чешуйками биотита. При микроскопическом исследовании видно, как биотит развивается за счет эгирин-авгита, проникая в него в виде тонких пластинчатых кристалликов и агрегатов. Оптические свойства биотита обычны для этого минерала.

Флогопит. Несколько зерен флогопита было встречено мною при изучении эгирин-авгита из шлировых богатых кальцитом участков. Так же как и биотит, флогопит был отмечен развивающимся в виде мелких пластинок и агрегатов по эгирин-авгиту. Минерал имеет коричневато-желтый цвет и обладает плеохроизмом: по Ng буровато-желтый; по Np желтоватый, почти бесцветный; 2 V—3—5°; Ng — Np = 0.034 (компенсатором Берека).

Титанит. По богатству титанитом и по величине кристаллов его пегматитовые жилы группы копей № 15 (особенно копь № 15 сфеновая) являются наилучшими из копей Ильменских гор. В копи № 15 титанит образует шлировые выделения в меланократовом эгирин-авгитовом пегматите совместно с роговой обманкой, микроклином, апатитом, кварцем, альбитом. В. И. Крыжановским были добыты в 1912 г. крупные темно-бурые кристаллы размером до 12 × 8 см. Непосредственно в пегматоидных жилах, обогащенных сульфидами, сфен обычно встречается в виде более мелкой кристаллической вкрапленности и реже — пластинчатых бурых кристаллов. Обогащенными титанитом являются также биотитовые оторочки вокруг пегматоидных тел. Анализ бурого титанита, проведенный Л. Э. Кауфман по материалам В. И. Крыжановского [3,10], приведен в работе Э. М. Бонштедт.

Данные анализа показывают, что бурый титанит копи № 15 следует отнести к разновидности, известной под названием гротит [3].

Апатит — обычный и очень характерный для описываемых жил минерал. Его находят в форме неправильных зерен, зернистых агрегатов, тонких призматических кристалликов и очень редко — в форме резорбированных кристаллов до 5—6 см в длину. Цвет минерала варьирует от почти бесцветного до бледнозеленого. Наиболее крупные скопления апатита связаны с меланократовыми участками жил миаролитовой текстуры, где апатит, образуя крупнозернистые скопления зеленоватого цвета,

тесно ассоциирует с кальцитом и другими минералами, заполняющими миаролы. Апатит наблюдался также в парагенезисе со скаполитом (тонкие призматические зерна), с пиритом и другими сульфидами в трещинах (зеленоватые мелкие зерна), иногда в парагенезисе с гейландитом. При микроскопическом исследовании обнаружен также тонкий призматический апатит в эгирин-авгите, микроклине и др., а также в парагенезисе с флюоритом. Исследованные оптические свойства оказались обычными для фтор-апатита. Химического изучения апатита с данных копей не производилось.

Описанными минералами, вместе с опубликованными в старых работах, исчерпывается парагенезис сиенитовых пегматитов, вскрытых группой копей № 15. Кроме этих минералов М.П. Мельников [14] указывает на хлорит, имеющийся в незначительном количестве, И. В. Крыжановский [10]—на гематит в тонких налетах на полевом шпате и М. В. Агафонов—на вторичный мусковит (жильбертит) и лейкоксен в виде корочек на сфене.

В 1942 г. геологом Л. И. Лобовой на более глубоких горизонтах в висячем боку пегматитовой жилы № 1 и 2, на ее контакте, в серии вмещающих амфиболитов и кварцитовидных гнейсов был встречен пропласток перекристаллизованной известняковой породы, оказавшейся весьма интересной по установленным в ней контактным изменениям. Порода эта при исследовании обнаруживает все переходы от типичного мраморизованного контактного известняка до сплошного силикатного, преимущественно пироксено-скаполитово-роговообманкового и флогопитового скарна. Структура известняка, повторяющего сланцеватость амфиболитов и гнейсов, и состав, обнаруживающий значительное содержание доломитовой молекулы,[1] в отличие от кальцита в миаролах пегматита, не оставляет сомнения в осадочном происхождении первоначальной породы, впоследствии мраморизованной и скарнированной на контакте с пегматитом. Этот первый случай нахождения известняков среди метаморфизованной серии амфиболитов осадочного, по Н. Н. Смирнову [17], происхождения, безусловно заслуживает быть отмеченным и реально ставит вопрос о возможном вхождении известняков в ту мощную осадочную серию, за счет которой образовались амфиболиты и другие метаморфические породы Ильмен.

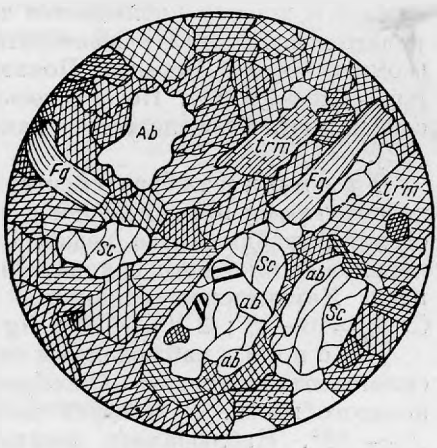


Рис. 6. Копь № 15. Контактовый карбонатный скарн с флогопитом (Fg), тремолитом (trm), плагиоклазом (Ab) и развивающимся по последнему скаполитом (Sc). Николи скрещены. Ув. 80.

Просмотр шлифов показал, что скарнированный известняк представляет собою средне- и мелкозернистую серовато-белую породу, иногда с плоско-полосчатым расположением чешуек флогопита. Листочки и скопления флогопита достигают размера 5×5 см, обычно же 3×3 до 5×5 мм. В массе породы среди зерен кальцита видны включения бесцветных и слабо зеленоватых силикатов, а также наблюдается мелкая вкрапленность

[1] Предварительные данные анализа, произведенного И. Д. Старынкевич-Борнеман, любезно сообщены мне Л. И. Лобовой.

сульфидов, главным образом мелкого ангедрального пирротина и зерен пирита, часто проникающего в трещинки силикатов. При микроскопическом исследовании главная масса породы оказывается состоящей из кальцита и силикатов в различных соотношениях (рис. 6).

Кальцит обычно образует неравномернозернистый агрегат мраморовидной структуры. Почти во всех зернах наблюдается двойниковая структура скольжения. В зернах кальцита наблюдаются, с одной стороны, пойкилитовые включения зерен силикатных минералов, с другой стороны, наоборот, кальцитовые агрегаты наблюдаются в силикатах, где они как бы залечивают трещинки. Микрохимическое исследование на Mg дало положительный результат.

Флогопит — очень распространенный минерал в карбонатном скарне. Цвет его бронзово-желтый. Он образует крупные скопления, мелкие пластинчатые, изогнутые, иногда расчлененные листочки. Вдоль трещинок спайности проникают узкие участки кальцита. Плеохроизм очень слабый и хорошо наблюдается только в толстых пластинках; по Ng буровато-желтый; по Np желтоватый; 2 V от 0 до —3°. Ng — Np=0.032 (компенсатором Берека). Показатели преломления: Ng =1.594±0.004; Np = 1.558±0.004. По оптическим данным флогопит должен быть отнесен к почти безжелезистой разновидности K-Na магнезиальной слюды [12].

Тремолит образует совершенно бесцветные с неправильными, иногда округлыми краями зерна в кальците. Идиоморфные вытянутые кристаллики наблюдаются редко. Тремолит является одним из главных минералов силикатного скарна. Он содержит включения флогопита и кальцита. Характерная спайность по (110) под ∠ 56°. Погасание косое: C: Ng=16—18°; 2 V=—76°; Ng — Np=0.018 (компенсатором Берека).

Диопсид наблюдался в скарнах, почти нацело состоящих из одних силикатных минералов. Он образует столбчатые и шестоватые зерна зеленоватого цвета. В шлифах диопсид бесцветен. Спайность по (110) под ∠ ~ 88°. Наблюдались двойники по (100). Минерал двуосный, положительный; 2 V+ ~ 70°; C : Ng=38—40°. Показатели преломления: Ng=1.700±0.003; Np=1.662±0.004; Ng — Np=0.038.

Скаполит образует крупные (до 1 см), часто идиоморфные, иногда резорбированные кристаллы, обычно с закругленными ребрами. Он содержит неправильные включения олигоклаза, резорбированные, округлые зерна кальцита, обрывки зерен флогопита и очень редко мелкий апатит. Разорванные кристаллы залечиваются кальцитом. В сечениях ⊥ оптической оси (001) наблюдались грани a (100) и m (110), дающие в сечении восьмигранник. Спайность хорошая по (100). Минерал одноосный отрицательный. Погасание прямое; Nε ∥ C; знак зоны — минус. Nω—Nε=0.015 (компенсатором Берека); указанные константы относят скаполит к миццонитовому ряду.

Неизвестный минерал. В скаполите при макроскопическом изучении наблюдались очень мелкие, правильно ограненные и ориентированные вполне параллельно эллипсоиду скаполита, многочисленные кристаллические включения розоватого цвета. Ng и Np включений значительно меньше таковых же у скаполита (т. е. меньше 1.54). Двупреломление включений очень слабое, но отчетливое: Nω — Nε=~0.004. Погасание прямое. Удлинение отрицательное. Оптическая ось минерала совпадает с осью C и с Nε, т. е. минерал оптически одноосный отрицательный. В разрезах перпендикулярно C наблюдаются четкие восьмигранные очертания граней призмы; при больших увеличениях видно, что призматические грани покрыты черным порошковатым веществом. В разрезах

параллельных C, видны удлиненные призматические зерна с конечными пирамидальными гранями. Размер включений — максим. 0.02×0.03 мм (рис. 7). Таким образом, кристаллографическая система минерала, по-видимому, тетрагональная, и кристаллы представляют собой комбинацию призм и пирамиды. Низкий показатель преломления вместе с другими свойствами при просмотре таблиц [12] приводит только к вильомиту ($N\omega = 1.328$; NaF) или хиолиту ($N\omega = 1.349$; $2\ NaF \cdot AlF_3$). Интересно, что в некоторых зернах обнаруживается замещение кристалла кальцитом нацело или частично. В последнем случае внутри призматического зерна видно отчетливое идиоморфное ромбоэдрическое зерно кальцита.

Олигоклаз наблюдался в виде совершенно свежих мелких неправильных зерен. Встречается он как непосредственно в кальците, так и в виде причудливо резорбированных зерен внутри и в краевых частях кристаллов скаполита. Полисинтетически двойниковая структура выражена слабо. Оптически минерал отрицательный, Nm (по сравнению со скаполитом) — несколько больше, почти равен 1.54; $2\ V \sim -85°$. Приведенные данные позволяют относить плагиоклаз к олигоклазу № 15—20.

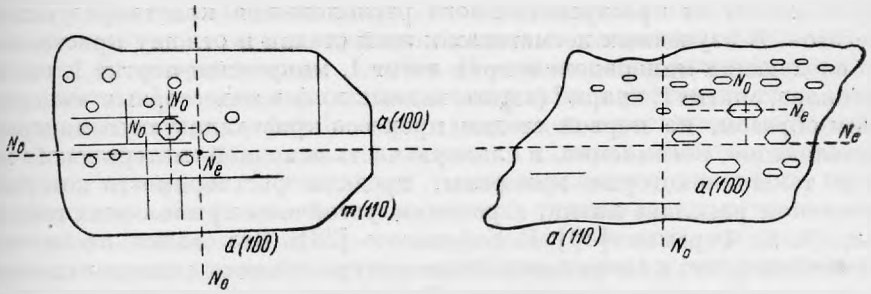


Рис. 7. Копь № 15. Включения в кристаллах скаполита и их оптическая ориентировка. Размер включения 0.02×0.03 мм (max).

Помимо указанных главных минералов при изучении шлифов наблюдались редкие неправильные зерна апатита, ксеноморфные выделения сульфидов — пирротина и пирита и мелкие редкие октаэдрические зерна магнетита. Парагенетические соотношения и порядок выделения представлены в табл. 1.

Таблица 1.

Генетическая таблица скарновых минералов копи № 15—III.

Геофазы / Минералы	Магм.	Эпимагм.		Пневматолитич.				Гидротерм.			Гипергенная		
	A	B	C	D	E	F	G	H	J	K	L_1	L_2	L_3
Апатит													
Диопсид													
Флогопит													
Тремолит													
Олигоклаз													
Скаполит													
Неизвестн. минерал													
Кальцит													
Магнетит													
Пирротин													
Пирит													

* * *

Изложенный выше материал по изучению минералогического состава и парагенетических взаимоотношений своеобразных сиенит-пегматитовых образований группы копей № 15 позволяет сделать некоторые обобщения, касающиеся процессов формирования пегматоидных тел. На основании изучения парагенетического соотношения минералов в шлифах и образцах можно наметить следующие стадии процессов минералообразования.

I стадия обнимает собой начальные геофазы процесса и сводится к последовательной кристаллизации твердых фаз — минералов, из остаточного обособившегося пегматоидного расплава (телокристаллизация). Это собственно пегматитовый процесс, характеризующийся образованием грубозернистых структур, кристаллизацией главных силикатных минералов, насыщающих остаточный расплав в тех или иных соотношениях, и, наконец, структурно-пространственное обособление главных зон — аплитовидной и мелкозернистой у зальбандов и пегматоидной, составляющей главную массу жилы. Характерными для этой стадии текстурами будут плотные массивные от мелкозернистых до грубозернистых пегматоидных, в зависимости от пространственного расположения кристаллизующихся агрегатов. В изученных пегматитах к этой стадии я отношу кристаллизацию следующих минералов: эгирин-авгит I, микроклин-пертит I, альбит-олигоклаз, апатит I, кварц I (аплитовидных зон) и акцессорные минералы. Таким образом, на первой стадии процесса кристаллизуются минералы, составляющие, несомненно, и главную часть исходной «материнской» магмы, и также некоторые минералы, пределы растворимости которых в силикатном расплаве низки, а решетки устойчивы при высоких температурах (А. Е. Ферсман [20]; Г. Бьёрликке [23]). Эта стадия, несомненно, отвечает тому, что в американской литературе принято считать отдельным типом «магматических» пегматитов. Главными элементами, определяющими геохимию этой стадии, являются O, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Fe″, P, Ti. Согласно классификации А. Е. Ферсмана [20], главные элементы этой стадии относятся к основным элементам расплава и частично рассеянным элементам, накапливающимся в остаточном расплаве благодаря низким кларкам. Типичные пневматолиты и летучие комплексы на этой стадии остаются в расплаве и накапливаются по мере выпадения твердых фаз. Очень характерной особенностью именно этого пегматита является недостаток калия и избыток Ca, Mg и Fe″, благодаря чему образуется не обычная для пегматитов слюда (биотит), а богатый диопсидовой молекулой эгирин-авгит. Это же сказывается и в характерном очень раннем, как отмечал и А. Н. Заварицкий [5], замещении K-Na микроклин-пертитов плагиоклазами олигоклазового ряда.

II стадия происходит при активном участии газовой фазы как в кристаллизации новых твердых фаз минералов, так и в замещении минералов I стадии благодаря изменившимся условиям равновесия между пневматолитом, с одной стороны, и раствором и выкристаллизовавшимися минералами, с другой. Характеризуется главным образом широко развитыми процессами метасоматоза (в широком смысле) и кристаллизацией минералов, содержащих летучие. Насыщенность газовой фазой предопределяет главную кристаллизацию минералов этой стадии в участках с миароловой текстурой: совершаются заполнение миарол, метасоматические замещения минералов в участках, примыкающих к миаролам, кристаллизация по трещинам, в промежутках между ранее отложившимися минералами, и, наконец, активные обменные реакции с вмещающими породами, с каталитическим участием галоидных летучих производных [4]. Обра-

зование минералов, относимых мною к этой стадии, представляется мне в следующем виде:

а) Заканчивающаяся телокристаллизация из жидкой фазы в изменившихся условиях равновесия системы: эгирин-авгит II (с большим содержанием эгириновой молекулы), плагиоклаз и биотит I (?).

б) Кристаллизация минералов, связывающих летучие; выпадение новых фаз, связанных с насыщением раствора новыми компонентами, заимствованными при реакционном обмене с вмещающими породами, и широкое развитие метасоматического замещения как ранее выделившихся минералов, так и минералов вмещающих пород помощью фракционной дестилляции летучих и реакций двойного обмена с вмещающими породами при каталитическом воздействии галоидных производных; наконец, образование, благодаря понижению температуры, устойчивых решеток карбоната ниже критической точки диссоциации $CaCO_3$ (~550°; см. А. Е. Ферсман [20]; В. Линдгрен [13]). Относящиеся сюда минералы являются главными для II стадии формирования пегматитовых жил и представлены следующими видами: биотит II — образование биотитовых оторочек «слюдита» на контактах с амфиболитами, замещение эгирин-авгита и кристаллизация в миароловых участках. Гастингсит I и II — замещение эгирин-авгита и кристаллизация в миаролах; флогопит — замещение (?) эгирин-авгита; альбит II— замещение микроклин-пертита и др.; апатит II— кристаллизация в миароловых участках, трещинках и замещенных шлирах; сфен I — кристаллизация в реакционных «слюдитовых» оторочках, миароловых участках и шлирах, богатых щелочными землями; сульфиды I генерации — в миароловых участках, шлирах и трещинках; магнетит — в миароловых участках; ильменит — в миароловых участках; кальцит I — в миароловых участках, пустотках и прожилках, корродирующий силикаты; скаполит замещает микроклинпертит.

в) Остаточная кристаллизация главных компонентов исходного раствора. Очень характерный для пегматитов скрещения процесс «самоочистки» раствора, согласно А. Е. Ферсману [20] всегда заканчивается остаточной кристаллизацией главных компонентов «чистой» линии. Это явление наблюдается, повидимому, и в рассматриваемом нами пегматите. Действительно, и М. В. Агафонов отмечает поздние сегрегации, иногда прожилки (?) в центральной части жил, состоящие из сероватого кварца, микроклина и плагиоклазов. Таковые наблюдались и мною в образцах музея Ильменского заповедника. Относящиеся сюда минералы — кварц II, микроклин II и, быть может, олигоклаз (?).

Эта стадия по характеристике процесса, несомненно, отвечает «гидротермально-пневматолитическим» или пегматитам замещения О. Андерсена [22], Ф. Хесса [27] и других сторонников гипотезы метасоматического образования определенных типов пегматитов и соответствует пневматолитическим геофазам А. Е. Ферсмана [20]. Однако рассмотрение парагенезиса минералов показывает, что для его объяснения мы не нуждаемся в каком-то непрерывном притоке изменяющихся магматических эксгаляций и все изменения могут быть объяснены а) контаминацией вещества разными путями извне, т. е. из боковых пород, и б) явлениями переотложения новых групп минералов благодаря изменившимся соотношениям между летучими, твердой и жидкой фазами, с одной стороны, и фракционной дестилляции летучих и осаждению их согласно полям устойчивости, пределов растворимости и насыщенности, согласно с законом действующих масс, с другой. Главными элементами, характеризующими геохимию этой стадии, будут: O, Si, Al, Na, K, Ca, Mg, Fe'', Fe''', Ti, P, H, S, C, F, Cl. При сравнении со списком элементов I стадии процесса, в отно-

шении ведущих элементов наблюдается, разумеется, большое сходство. Однако резко бросается в глаза наличие летучих элементов (образующих легколетучие соединения — пневматолиты), и при анализе парагенезиса наблюдается иное соотношение между главными группами окислов; так, соотношение между R_2O и RO резко меняется в сторону преобладания последних; отношение K : Na меняется в пользу последнего в собственно пегматитовом теле, так как слюды главным образом образуются вне тела в реакционных оторочках; отсюда альбитизация, появление Na-роговых обманок и увеличение эгириновой молекулы в позднейших эгирин-авгитах. Исключительно характерным для этой стадии процесса является преобладание Ca, Mg, Fe'' над щелочами. Не говоря о том, что все метасоматические процессы идут в сторону замещения Ca — Mg — Fe силикатами, широкое развитие сфена и апатита характерно, как известно, для богатых кальцием пегматитов. Наконец, исключительно большое развитие кальцита I, осаждающегося в сравнительно ранних геофазах, также указывает на пересыщение остаточного раствора Ca и CO_2, т. е. на значительное уклонение от чистой линии процесса. Выделение в конце этой стадии снова розового микроклина и кварца, т. е. главных минералов «чистой» линии кристаллизации, указывает на известную для пегматитов скрещения [20] геохимическую тенденцию «самоочистки» и стремление к исходному соотношению фаз.

III стадия обнимает собою процессы, совершающиеся за счет реакционных взаимодействий ранее выделившихся минералов с минерализованными водными растворами или за счет выпадения новых систем из тех же водных растворов. Эта стадия заключает в себе главным образом гидротермальные геофазы по А. Е. Ферсману, но однако, несомненно, тесно и постепенно связана с предыдущей II стадией, что особенно подчеркивает А. Н. Заварицкий [5]. Действительно, в точках, близких к критическим температурам воды, и особенно в надкритических растворах несомненна большая насыщенность газовыми фазами, т. е. среда, близкая по характеристике к пневматолиту. С другой стороны, надкритическое состояние воды—главного агента гидротермального процесса —при больших давлениях захватывает широкое температурное поле, собственно неразделимое и сосуществующее с пневматолитом. Особенно характерно повышение критической точки, как показал Н. И. Хитаров [21], для щелочных растворов, т. е. тех, которые, повидимому, и характерны для поздних стадий пегматита. Следствием этого является продолжение кристаллизации некоторых минералов, наблюдаемых как типичные в предыдущей II стадии, однако несколько иного состава, габитуса кристаллов и т. д., что и позволяет выделять их в отдельную генерацию, как бы переходную к настоящим гидротермальным ассоциациям. К таковым минералам мы относим: лучистый гастингсит III, апатит III, сфен II.

Остальной минеральный парагенезис, относимый мною к этой стадии, обычен для собственно гидротермальных процессов. Это прежде всего образование обычных сульфидных минералов, последовательно кристаллизующихся из раствора — пирит (две генерации), сфалерит, пирротин, халькопирит и марказит; образование сопровождающих их минералов — кварца и кальцита поздних генераций, и, наконец, цеолитный процесс, представленный образованием гейландита и стильбита. Геохимическая характеристика III стадии определяется в основном следующими элементами: O, Si, Al, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, P, Zn, Cu, H, S, C, F. При сравнении ряда элементов, характеризующих III стадию процесса, вновь наблюдается значительное сходство его с элементами II стадии, а тем самым и с I стадией, т. е. подчеркивается общность геохимического процесса фор-

мирования пегматитовых тел в целом, что является лишним подтверждением известного положения о замкнутости пегматитового процесса, подчеркиваемого, в противоположность американской школе, А. Е. Ферсманом [20], А. Н. Заварицким [5] и другими русскими исследователями. Однако количественные соотношения элементов в этой стадии естественно будут иными, что наряду с изменениями и физического состояния системы в целом дает иной минеральный парагенезис. Прежде всего усиливается группа халькофилов, благодаря чему образуются характерные сульфидные решетки. В алюмо-силикатах усиливается роль воды, что ведет к образованию цеолитов. Роль летучих постепенно уменьшается, и в конце процесса сохраняются только обычные для гидротерм CO_2 и H_2S.

* * *

Приведенный выше фактический материал позволяет сделать некоторые выводы о ходе генетического процесса, приведшего в рассмотренной выше геологической обстановке к формированию своеобразных, обогащенных сульфидами, эгирин-авгитовых пегматитов района копей № 15. Для решения этого вопроса прежде всего необходимо остановиться на составе получившегося пегматоидного образования и сравнении его с составом непосредственно контактирующих с ним пород. В этом отношении большой интерес представляют приводимые М. В. Агафоновым валовые анализы пегматита и анализы пород из непосредственного контакта, в % (табл. 2).

Таблица 2

	I	II	III	IV	V
SiO_2	75.78	60.63	52.44	66.08	74.56
TiO_2	0.02	0.48	0.86	0.94	0.09
Al_2O_3	14.08	12.70	13.64	13.33	11.31
Fe_2O_3	0.84	5.97	4.54	2.90	2.70
FeO	0.12	3.18	7.44	2.94	1.21
MnO	—	0.15	—	—	—
MgO	0.17	1.68	6.84	1.34	0.49
CaO	0.02	2.37	7.90	2.76	0.80
K_2O	3.54	4.76	1.15	2.62	4.68
Na_2O	5.78	5.57	4.24	5.51	3.96
H_2O^{+110}	0.01	—	0.80	0.16	—
H_2O^{-110}	0.05	0.12	0.12	0.11	0.19
P_2O_5	—	—	0.14	0.42	Следы
S	0.12	0.15	—	0.04	»
Пот. при прок.	—	0.13	—	—	0.29
Σ	100.53	98.07	100.11	99.15	100.28
	9.0 SiO_2 · R_2O_3 · 0.99RO; $\alpha = 4.5$; $R_2O : RO = 16.4 : 1$	6.3 SiO_2 · R_2O_3 · 1.6 RO; $\alpha = 2.7$; $R_2O : RO = 1.1.1$	5.4 SiO_2 · R_2O_3 · 3.2 RO; $\alpha = 1.7$; $R_2O : RO = 1 : 5.3$	7.5 SiO_2 · R_2O_3 · 1.7 RO; $\alpha = 3.3$; $R_2O : RO = 1 : 1.2$	9.6 SiO_2 · R_2O_3 · 1.4 RO; $\alpha = 4.4$; $R_2O : RO = 1.6 : 1$

I. Лейкократовый пегматит, копь № 15—III. Аналитик А. В. Помосов.
II. Меланократовый пегматит, копь № 15—III. Аналитик А. В. Помосов.
III. Амфиболит, вмещающий пегматитовые жилы, копь № 15, шурф 2. Аналитик К. П. Гонибесова.
IV. Кварцевый эгирин-авгитовый сиенит, копь № 15, северный штрек. Аналитик К. П. Гонибесова.
V. Гранито-гнейс, копь № 15, канава № 2. Аналитик К. П. Гонибесова.

Из сопоставления анализов можно сделать следующие выводы:

1) По коэффициенту кислотности, соотношению между щелочами и щелочными землями пегматит, особенно в лейкократовых частях, резко отличается от нормального типа сиенитовых пород Ильменских гор. Только меланократовые участки пегматитового тела, значительно обогащенные против среднего состава щелочными землями и соответственно обедненные SiO_2, приближаются по составу к обычным сиенитам и даже кварцевому сиениту, т. е. к породе, заведомо обогащенной против среднего состава окисью кремния и с нормальным для этих пород соотношением $R_2O : RO$.

2) Лейкократовый пегматит очень близок по химической характеристике к гранит-аплиту (Г. Розенбуш [16]), что позволяет говорить о близости среднего состава пегматита к среднему составу гранитов и к составу гранитовых пород Ильменских гор.

3) Амфиболиты по отношению к пегматиту являются породами резко недонасыщенными кремневой кислотой, пересыщенными щелочными землями и бедными щелочами, особенно калием.

Независимо от того, считать ли пегматит телом, закристаллизовавшимся из внедрившегося остаточного расплава, или породой, образовавшейся за счет селективной перекристаллизации участка магматической породы, насыщенного минерализаторами, несомненно, что на соприкосновении таких двух разнородных сред, как вмещающие амфиболиты и образующийся пегматит, должны возникнуть реакционные явления. Частично я упоминал, что таковые, действительно, наблюдаются как в образовании биотитовых оторочек, так и в скарнировании известняковых участков. Характер этих реакционных явлений может быть сведен в виде следующей таблицы (табл. 3).

Неизмененная порода	Минералогический состав	Геохимич. характеристика	Контактовая (реакционная) порода
Амфиболит	Роговая обманка, диопсид, плагиоклаз (микроклин-пертит), (биотит), (кварц), (сфен), (апатит)	O, Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, (K), (Ti), (P), H_2O	Биотитовый «слюдит»
Доломитовый известняк	Кальцит, доломит	Ca, Mg, CO_2	Силикатный скарн

Примечание. В скобках поставлены акцессорные минералы и элементы.

При рассмотрении этой таблицы нетрудно заметить, что реакционные воздействия пегматитового тела на вмещающие породы ближе всего отвечают процессу так называемой десиликации гранитного пегматита, приводящему к образованию десилицированных карбонатных и других типов «пегматита скрещения» в зависимости от характера вмещающих пород, количества и качественного состава летучих и т. д. Процесс десиликации гранитных пегматитов с образованием «пегматитов скрещения», разобранный в работе А. Е. Ферсмана [20] и особенно подробно в работе К. А. Власова [4] как в отношении изменения вмещающих пород, так и в

отношении состава получившегося пегматита, вполне отвечает данным, полученным мною при изучении пегматита группы копей № 15. Действительно: 1) геологическое положение пегматитовых тел, внедрившихся в толщу амфиболитов и гнейсов с прослоями карбонатных пород и кварцита, вполне отвечает положению о нахождении десилицированных пегматитов только в толще железо-магнезиальных или карбонатных пород; 2) анализы пегматитовой породы, правда, уже измененной против первоначального состава в сторону обогащения щелочными землями, все же показывают на близкое ее сходство с производными гранитной группы; 3) минеральный парагенезис пегматитовых жил как в отношении состава, так и в отношении порядка кристаллизации значительно уклоняется от типа гранитных пегматитов «чистой» линии по классификации А. Е. Ферсмана [20] и приближается к так называемому промежуточному («Intermediate») типу комплексных пегматитов К. Ландеса [28], с развитием кальцита, сульфидов и др., которые, повидимому, в большинстве случаев и относятся к контактным десилицированным пегматитам. Характерной чертой изученного пегматита является подавляющее преобладание в меланократовой части богатого диопсидовой молекулой эгирин-авгита, раннее замещение К-полевых шпатов плагиоклазом, чрезвычайное развитие процессов замещения пироксена в пневматолитовой стадии роговыми обманками, биотитом и флогопитом, развитие миаролового процесса с крупными выделениями кальцита и апатита, скопления сфена, флюорита, наличие скаполитизации, остаточная кристаллизация микроклина и кварца, наличие сульфидов, характерные шлировые текстуры — все это целиком отвечает контактному типу пегматитов скрещения, выделяемых А. Е. Ферсманом. Примеры подобных пегматитов находим главным образом в Канаде. Мно-

Таблица 3

Минералогический состав	Геохимич. характеристика	Элементы привноса	Элементы выноса
Биотит, микроклин, альбит, кварц. сфен (апатит)	O, Si, Al, K, Mg, Fe″, Na, Ti, Ca, H_2O, (P)	K, Ti, Si, H_2O, (P)	Mg, Fe″, (Ca)
Тремолит, флогопит, кальцит, диопсид, скаполит, олигоклаз, (апатит), (магнетит), (сульфиды железа)	O, Si, Al, Ca, Mg, Fe, K, Na, CO_2, H_2O, S, Cl, (P), (F)	Si, Al, Fe, K, Na, H_2O, S, Cl, (P), (F)	Ca, CO_2

гочисленные примеры богатых кальцитом пегматитов, залегающих главным образом в карбонатных или амфиболит-пироксенитовых сериях среди гнейсов в Гастингсе и Галибуртоне в Канаде, описывает Г. Эльсворт [24]. Характерен парагенезис: кальцит, роговые обманки, пироксен, K-Na-полевые шпаты, апатит, флюорит, сфен и др. Автор считает, что пегматиты этого типа образовались за счет ассимиляции известняков пегматитовой магмой. Г. Спенс [31], описывая пироксеновые пегматиты Онтарио и Квебека для жил Mines Branch, Hull'a и др., приводит пар агенезис, очень близкий к описываемому мною для копей № 15. Интересно

отметить, что этот тип «карбонатных» и «пироксеновых» пегматитов в месторождениях Канады часто содержит и сульфиды. Очень близкими по типу являются пегматиты апатит-флогопитовых месторождений Квебека, описанные К. Ландесом [29]. Парагенезис жил — пироксен (диопсид), микроклин, кварц, скаполит, сфен, роговые обманки, кальцит, апатит, флогопит, турмалин, флюорит, сульфиды (сфалерит и др.)— очень близок к изученным мною пегматитам. Автор отмечает также широкое развитие процессов замещения пироксена роговыми обманками, слюдами и т. д. и выделяемую им II фазу — микроклин-пегматитовую, т. е. соответствующую выделенной мной II стадии процесса. Образование пегматита К. Ландес связывает с отщеплением расплава, богатого водой, фосфором, кремнием, калием и алюминием, от гранитной магмы, с последующим насыщением его кальцием, магнезией и углекислотой за счет вмещающих пород. Некоторые аналогии можно наметить и с образованием контактных пегматитов района Слюдянки. Работы последних исследователей установили связь этих месторождений с гранитными десилицирующими интрузиями [19]. Своеобразные флогопитовые пегматиты по А. Е. Ферсману [20] образуются за счет кристаллизации пегматитового расплава, ассимилировавшего доломитовые известняки. По П. В. Калинину [6, 7] процесс образования связан с воздействием пневматолитов и флюидных растворов остаточного гранитного расплава и взаимодействием их с боковыми породами — известняками и пироксен-амфиболовыми гнейсами. Этот тип процесса мы находим и в изученных пегматитах, в образовании своеобразных скарнов с парагенезисом, очень близким качественно к Слюдянке. Процессы замещения известняка скарновыми минералами, как видно из генетической таблицы образования скарна (см. табл. 1), я также склонен считать относящимися к пневматолитовой фазе.

Реакционные взаимодействия с вмещающими породами целиком отвечают процессу десиликации. Как показал К. А. Власов [4], образование реакционных зон возможно только в случае внедрения пегматита в железо-магнезиальные или Ca-Mg-породы. Поэтому естественно, что именно только в этих случаях проявляются реакционные зоны, а в случае внедрения в гнейсы или сиениты подобных явлений нет и быть не могло. С этой точки зрения совершенно закономерно обогащение пегматитового расплава Mg и Fe'' при каталитическом действии HF, обогащение Ca за счет ассимиляции диссоциирующей $CaCO_3$ и, наоборот,— вынос K и частично Si в виде легколетучих и подвижных соединений, с относительным накоплением Na, дающего более труднолетучие соединения. Очевидно, эти процессы должны происходить в фазе пневматолита, т. е. отвечают выделяемой мной II стадии, что и объясняет широкое развитие здесь процессов замещения, разъедания, выделение накопляющихся избыточных компонентов и т. д. Развитие в биотитовой реакционной кайме кварца и остаточного кварца в пегматите также целиком увязывается с данными К. А. Власова, показавшего, что если десиликация в амфиболитах идет, то зоны талька не образуется, и в биотитовой зоне и в остаточном пегматите наблюдается скопление зерен и линз кварца.

* * *

Изложенные факты и соображения позволяют мне считать эгирин-авгитовый пегматит копей № 15 генетически не сиенитовым пегматитом, а гранитным пегматитом линии скрещения, образовавшимся за счет процесса десиликации. Этим, вероятно, объясняется и редкость этого типа среди образований так называемых сиенитовых пегматитов Ильменских

гор, большинство которых представлено биотит-полевошпатовыми жилами, совершенно иного, более обычного типа. С этой точки зрения представляется интересным изучить все известные эгирин-авгитовые пегматиты и особенно у д. Селянкино, которые, как мне представляется, возможно, относятся также к десилицированным пегматитам скрещения. По классификации А. Е. Ферсмана, пегматиты копи № 15 следует отнести к десилицированным контактным пегматитам линии скрещения (тип XXVIII— карбонатные пегматиты).

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. П. Барсанов. Зап. Минер. общ., 1944, № 2—3.
2. Д. С. Белянкин. Очерки по петрографии Ильменских гор. Изв. Полит. инст., 1909, в. 12 и 13.
3. Э. М. Бонштедт. Титанит. Тр. Ломонос. инст. АН СССР. Минер. Союза, 1934, сер. А, в. 3.
4. К. А. Власов. О теории десиликации гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 2.
5. А. Н. Заварицкий. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Изд. Ком. по заповедн., М., 1939.
6. П. В. Калинин. Минералы Слюдянского района. Тр. ВИМС, 1939, в. 150. ГОНТИ.
7. П. В. Калинин. Генезис флогопитовых месторождений. Тр. ВИМС, 1939, в. 150, ГОНТИ.
8. В. И. Крыжановский, Е. Д. Ревуцкая. Список минеральных копей, отмеченных на петрографической карте Ильменских гор. Тр. Радиев. экспед. АН, 1915, 3.
9. В. И. Крыжановский, А. И. Гинзбург. Некоторые новые данные к минералогии г. Лохматой в Ильменских горах. Тр. Ильменск. заповедн., 1940, в. II.
10. В. И. Крыжановский. Минералы нефелин-сиенитового комплекса Ильменских гор. Сб. «Ильменский заповедник». Челябгиз, 1940.
11. Е. Е. Костылева. Группа пироксенов. Сб. Изд. АН СССР, 1937.
12. Е. Ларсен и Г. Берман. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937.
13. Б. Линдгрен. Минеральные месторождения, в. 3. ОНТИ, 1935.
14. М. П. Мельников. Ильменские минеральные копи. Горн. журн., 1882, I, № 1.
15. К. А. Ненадкевич. Материалы к познанию химического состава минералов России. Тр. Геол. музея, 1907, I.
16. Г. Розенбуш. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
17. Н. Н. Смирнов. Кристаллические сланцы южной части Ильменских гор. Тр. УФАН, сер. общ., 1935, в. 3.
18. Н. Н. Смирнов. Сиениты восточных предгорий южной части Ильменского хребта. Тр. Ильменск. заповедн., 1940, в. II.
19. А. И. Сулоев. Петрология кристаллического комплекса слюдянского флогопитового района. Тр. ВИМС, 1939, в. 150. ГОНТИ.
20. А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. I. Изд. 3, АН СССР, 1940.
21. Н. И. Хитаров. К познанию критических явлений в природных процессах. Сов. геол., 1939, 9, № 2.
22. O. Andersen. Discussion of certain phases of the genesis of pegmatites. Norsk. geol. Tidsskrift, 1931, B. 7.
23. H. Bjorlykke. The granit pegmatites of southern Norway. Amer. Miner., 1937, v. 22, N 4.
24. G. Ellsworth. Rare-element minerals of Canada. Econ. geol. Ser. № 11. Canada Dep. Mines, 1932.
25. V. Goldschmidt. Atlas der Kristallformen. B. IV, 1918; B. VI, 1920. Heidelberg.
26. C. Hintze. Handbuch der Mineralogie. B. I, Abt. 1, 1904.
27. F. L. Hess. Pegmatites. Econom. geol., 1933, v. XXVIII, № 5.
28. K. Landes. Origin and classification of pegmatites. Amer. Miner., 1933, v. 18, № 2—3.
29. K. Landes. Origin of the Quebec phlogopite-apatite depositis. Amer. Miner., 1938, v. 23, № 6.
30. G. Rose. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural. Berlin, 1842, II.
31. H. S. Spense. Pegmatite minerals of Ontario and Quebec. Amer. Miner., 1930, v. 15, № 9—10.
32. A. Winchell. Elements of optical Mineralogy, II. N. Y.. 1933.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

Г. П. БАРСАНОВ

ВЕЗУВИАН ИЗ КЕДАБЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗАКАВКАЗЬЕ (АЗЕРБ. ССР)

Кедабекское месторождение — одно из самых старых разрабатывающихся месторождений Закавказья — неоднократно служило объектом исследования для ряда ученых, давших детальное описание рудной тектоники, условий залегания и генезиса рудных тел, а также тщательно описавших вмещающие рудное тело породы и сопровождающие их минеральные комплексы. Наиболее подробные исследования принадлежат Е. С. Федорову [6, 7, 8], Н. С. Успенскому [5], П. Н. Чирвинскому [9, 10] и К. Н. Паффенгольцу [4]. Указанными авторами среди прочих пород были описаны и определены встреченные в районе Кедабека контактово-метасоматические породы. Несмотря на тесную пространственную связь с рудными телами, уже Е. С. Федоров отметил отсутствие прямой генетической связи между процессом образования контактовых пород «кедабекитов» и непосредственным формированием медных рудных штоков Кедабека. Однако, увлекшись теоретическими вопросами происхождения и дифференциации габброидных магм, Е. С. Федоров считал скарны Кедабека магматическими породами, создав на основе их изучения известную в свое время «авгит-гранатовую» гипотезу магматического происхождения метаморфических комплексов. Позднее П. Н. Чирвинский и К. Н. Паффенгольц трактовали эти породы уже как характерные контактово-метасоматические образования. Изучив минералогию контактовых образований Кедабека детально, я в 1929—1933 гг., описав ряд новых для Кедабека минералов, с несомненностью доказал контактово-метасоматический генезис всех скарновых образований Кедабека и их более раннее, чем рудных тел, образование.

Выходы контактово-метасоматических пород в Кедабеке ограничиваются площадью в 0.15 км^2. Геологически они приурочены к контакту толщи порфиритовых туфогенов юрского возраста с более молодой гранодиоритовой интрузией, вытягиваясь в виде неправильного тела на СЗ вдоль фиксированной здесь зоны разлома. По минералогическому признаку метаморфический комплекс Кедабека можно разбить на 2 типа: 1) пироксено-гранато-плагиоклазовые скарны с обычным присутствием кварца, эпидота, магнетита и др. («кедабекиты» Е. С. Федорова) и 2) везувиано-гранатовые и везувиано-геленитовые скарны, обычно с хлоритом, брандизитом, кальцитом и др. К последнему типу скарнов и относятся все находки давно известных кристаллов и скоплений везувиана с Кедабекского рудника.

Везувиано-гранатовые и везувиано-геленитовые скарны обнажаются в виде небольшого линзообразного тела, приуроченного к восточной части метаморфической толщи Кедабека. Они заключены в гранато-пироксеновые инъицированные скарны, но с востока контактируют непосредственно с диоритовым дифференциатом гранодиоритов. По текстуре и минералогическому составу везувиано-гранатовые скарны чрезвычайно разнообразны. Обычно это плотные трещиноватые желто-зеленые породы, пронизанные множеством трещинок и пустот, в которых выкристаллизовывается большое количество разнообразных минералов. Крупные трещинки и полости заполнены голубым кальцитом, коричневым и зеленым везувианом, гранатом; мелкие поры в гранато-везувиановой породе заполнены кристалликами светлозеленого ксантофиллит-брандизита. Часто встречаются крупные пластинчатые вкрапленные кристаллы темнозеленого пеннина. В некоторых участках совместно с везувианом выделяется плотный мелкозернистый серо-голубоватый геленит. Вокруг пустоток и трещинок, заполненных голубым кальцитом, гранато-везувиановый скарн часто образует полосчатые текстуры. По жилкам и трещинкам явно заметно замещение везувиана слабо-желтоватым, почти бесцветным гранатом-гроссуляром. Позднейшее отложение везувиана среди других минералов видно также отчетливо.

Под микроскопом скарн представляет собой крупнозернистую породу с чрезвычайно развитыми структурами разъедания и замещения. Основную массу породы слагают обычно везувиан и гранат. Везувиан представлен крупными раздробленными зернами с характерной буро-зеленой или аномальной лиловой интерференционной окраской. Гранат, образующий извилистые зернистые агрегаты, явно замещает зерна везувиана, который иногда сохраняется между агрегатами граната лишь в виде реликтов. Эпидот образует в скарнах весьма незначительные скопления из вытянутых, часто разорванных зерен, располагающихся в промежутках между зернами граната и везувиана и ассоциирующих обычно с кальцитом или (реже) с кварцем. В некоторых шлифах обнаруживается большое количество пластинчатых и неправильных, с хорошей спайностью зерен ксантофиллита-брандизита, погруженного в массу везувиана и граната. Ряд шлифов показал, что некоторые участки скарновой толщи являются существенно диопсидовыми, сложенными из крупных зерен идиоморфного зеленоватого диопсида, разъедаемого и замещаемого в этом случае в свою очередь везувианом. Встречаются крупные зерна хлорита (пеннин), как бы замещающие пустотки среди кристаллов пироксена и, несомненно, относящиеся к более поздней минерализации. Интересны существенно геленитовые скарны, представляющие собой очень плотные голубоватые, мелкозернистые породы, состоящие под микроскопом из крупных идиоморфных зерен геленита, рассеченного тонкими прожилками, заполненными халцедоном и мелким зеленым хлоритом. Геленит наблюдается также в парагенезисе с везувианом, гранатом, эпидотом и кальцитом.

На основании наблюденных в шлифах взаимоотношений различных минералов друг с другом можно установить следующий порядок выделения: геленит, диопсид, везувиан, ксантофиллит и пеннин, гроссуляр, кварц, эпидот, кальцит, вторичный хлорит, халцедон. Наблюдаемые замещения можно свести к следующему: диопсид замещается везувианом, везувиан замещается гроссуляром, гроссуляр разъедается кварцем и эпидотом и частично переходит в последний.

Везувиан. В минеральном парагенезисе везувиано-гранатовых скарнов Кедабека везувиан является наиболее распространенным мине-

ралом, встречающимся совместно со всеми описанными выше для этого типа пород минералами. Можно различить два типа везувиана.

I тип представлен светлозеленым, иногда слегка желтоватым везувианом, трещиноватым, но обладающим прозрачностью. По трещинкам кристаллы иногда окрашены в яркозеленый цвет пленками солей меди. Встречаются ясно выраженные кристаллы квадратного облика, нацело замещенные губчатой массой и представляющие собой псевдоморфозы граната по везувиану. Кристаллы везувиана этого типа образуют тесно сросшиеся друзы и лишь редко попадаются более или менее свободно сидящие кристаллы. Облик кристаллов везувиана I типа призматический с хорошим развитием пояса призм двух родов. Всегда присутствуют пинакоид и минимум два рода пирамид. Гранные углы кристаллов часто обнаруживают некоторую сглаженность. В везувианах этого типа, однако, встречаются кристаллы и бипирамидального облика со слабым развитием зоны призм.

II тип везувиана отличается канифольно-коричневым цветом и обладает сильным жирным блеском. Он встречается обычно в виде крупных плотных кристаллических масс совместно с более поздним голубым кальцитом, покрывающим плоскости кристаллов везувиана. Везувиан этого типа образует также крупные (до 4 см) кристаллы, образующие друзовидные сростки. Тип кристаллов отличен от зеленого везувиана и представлен кристаллами исключительно бипирамидального габитуса. На ребрах и гранных углах часто наблюдается система мелких вицинальных граней. Некоторые кристаллики везувиана заключены целиком в выделениях голубого кальцита и не имеют связи со стенками полостей, сложенными гранато-везувиановой породой, т. е. являются образованиями, в какой-то мере синхронными кальциту.

Парагенезис везувиана определяется следующими минералами: гроссуляр, ксантофиллит-брандизит, пеннин, кальцит, волластонит, геленит, диопсид, эпидот, альбит, халцедон. Парагенетически стадия выделения везувиана определяется как более поздняя по отношению к диопсиду, гелениту и как более ранняя по отношению ко всем другим минералам. Везувиан II типа, повидимому, более поздний и образование его надо отнести к фазам после главного выделения гроссуляра (отсутствие характерных замещений). Процессы разрушения везувиана не наблюдаются, но исключительно характерным является замещение везувиана I типа гроссуляром с образованием псевдоморфоз.

Оптическая характеристика везувиана сводится к следующему: под микроскопом везувиан образует крупные неправильные сильно трещиноватые зерна, иногда нацело замещенные изотропным гроссуляром. Минерал прозрачный, почти бесцветный, одноосный, оптически отрицательный. Интерференционная окраска его темная, серо-коричневая. Наблюдается аномальная интерференционная окраска в характерных сине-лиловых тонах, располагающаяся пятнами. В некоторых кристаллах наблюдается аномальная двуосность. Знак зоны —минус. Спайность в разрезах, перпендикулярных Np, хорошая по (100) и заметная по (001). Погасание прямое, Np параллельно (100). Измерение показателей преломления методом иммерсии дало следующие результаты:

I тип везувиана:

$Ng = 1.705 \pm 0.002$; $Np = 1.702 \pm 0.002$; $Ng - Np = 0.003$;

II тип — коричневый везувиан:

$Ng = 1.717 \pm 0.002$; $Np = 1.712 \pm 0.003$; $Ng - Np = 0.005 \pm$.

Таким образом, железистые везувианы, к которым принадлежит II тип (см. ниже химический анализ), характеризуются более высокими показателями преломления.

Хорошо развитые кристаллы везувиана позволили произвести кристаллографическое изучение обоих выявленных в месторождении типов. Для измерения были отобраны 7 кристаллов, из которых один по измерении оказался дающим очень плохие сигналы, благодаря чему данные приводятся только для 6 кристаллов. Измерено 3 кристалла I типа, светло-зеленых, призматического габитуса, и 3 кристалла II типа — буро-коричневых, со слабым развитием зоны призм. Измерения производились на двукружном гониометре системы В. Гольдшмидта.

При измерении кристаллов обнаружены следующие 15 форм: c (001), o (011), p (111), n (122), z (121), b (221), s (131), i (132), t (331), N (441), (142) *,[1] (304) *, a (010), m (110), f (120).

В кристаллах I типа не было встречено граней: (211), (132), (142) и (304).

В кристаллах II типа грани (221) и (441) не развиты.

На приложенных рисунках даны гномонические проекции всех наблюденных граней и лучей для везувиана I и II типов и общий вид отдельных кристаллов и головок, характерных для обоих типов везувиана. В табл. 1 дано количество наблюденных граней каждой формы в измеренных кристаллах и в табл. 2 представлена сводка результатов всех измерений с вычисленным отношением осей.

Таблица 1

Числа наблюденных граней каждой формы

№ кристалла	001	101	111	122	211	221	311	132	331	441	100	110	120	142	304
1[2]	1 1	2 4	4 4	—	—	1 3	—	—	3 3	1 3	3 4	2 3	3 6	—	—
2	1 1	2 4	4 4	1 4	—	—	3 6	—	3 3	—	2 4	1 3	1 6	— —	— —
3	1 1	2 2	3 3	—	—	—	2 4	—	2 2	—	3 3	2 2	2 4	— —	— —
5	1 1	4 4	4 4	1 4	4 6	—	4 6	—	—	—	2 3	2 3	1 5	1 6	2 4
6	1 1	3 4	4 4	2 8	1 6	—	3 6	—	—	—	—	1 2	—	—	—
7	1 1	3 4	4 4	—	3 6	—	2 5	1 6	2 3	—	—	—	—	—	—

[1] Формы, отмеченные звездочками, являются новыми и у Гольдшмитда не приводятся. Развиты слабо, в виде мельчайших несимметричных граней.

[2] В первой строке — количество действительно наблюдаемых граней; во второй — количество возможных граней в данном кристалле.

В призматических кристаллах I типа (рис. 1, 2, 3) грань с (001) является всегда хорошо и симметрично развитой, дающей хорошие сигналы, по которым легко произвести установку кристалла.

p (111)— основная бипирамида, хорошо развита во всех измеренных кристаллах и является формой преобладающего развития в зоне пирамид. Грани гладкие, дают хорошие сигналы.

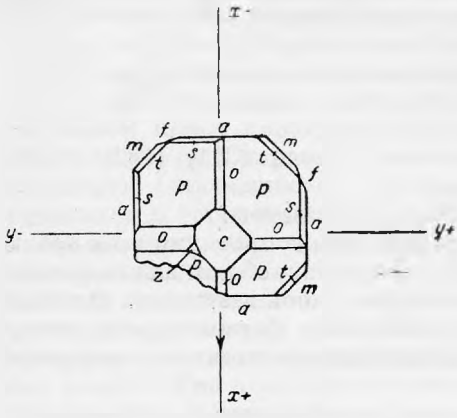


Рис. 1. Зеленый везувиан I типа. Головка кристалла.

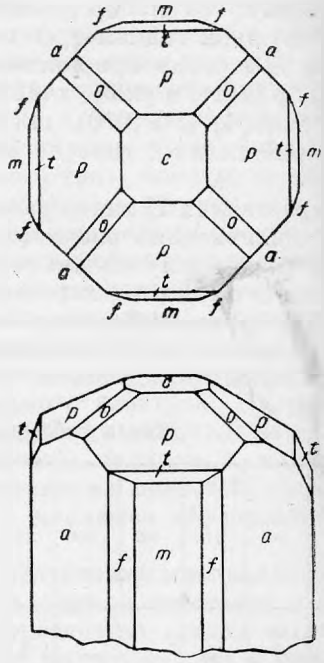


Рис. 2. Зеленый везувиан I типа. Головка и общий вид идеализированного кристалла.

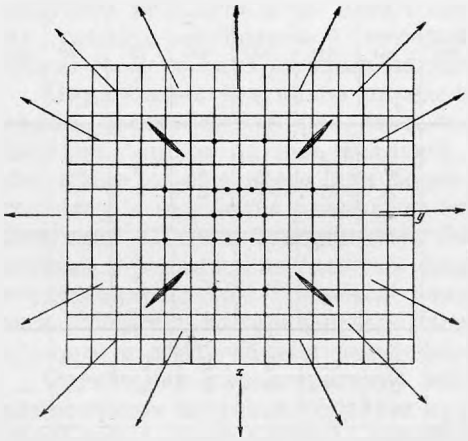


Рис. 3. Гномоническая проекция наблюденных форм и лучей вициналей I типа кристаллов зеленого призматического везувиана.

o (011) — образует грани, притупляющие ребра основной пирамиды. Иногда развита только в виде узких полосок. В некоторых кристаллах развита не полностью.

t (331)— образует узкие полоски, притупляющие ребра между основной пирамидой и зоной призм. Обычно развита несовершенно и неполно. Характерны вицинальное развитие и постоянное наличие широкого луча к грани p.

s (131)— образует тонкие полоски на ребре граней p и a. Форма очень плохо развита, сигналы неотчетливы и расплывчаты. Иногда в кристаллах отсутствует.

z (121)— встречена как единичная в одном кристалле. Сигнала не дает, установлена по отблеску.

Зона призм развита в кристаллах этого типа очень хорошо. Наибольшее развитие имеет призма a (100). Постоянно и в хорошем развитии граней присутствует призма m (110). Дитетрагональная призма f (120)

присутствует постоянно, но обычно развита плохо и часто грани присутствуют не полностью.

Кристаллы II типа бипирамидальны, с очень слабым развитием зоны призм, которая иногда отсутствует совершенно. Характер развития ос-

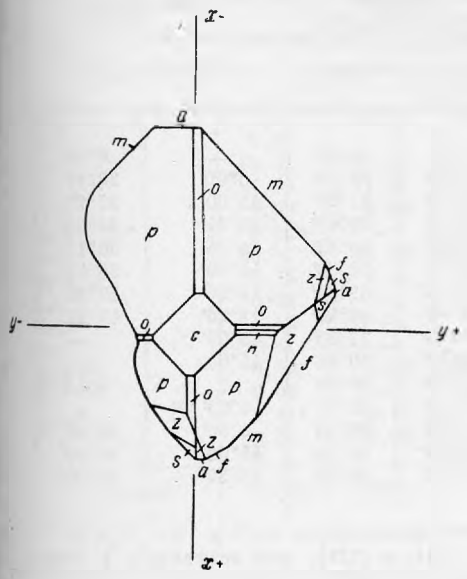


Рис. 4. Коричневый везувиан II типа. Головка кристалла.

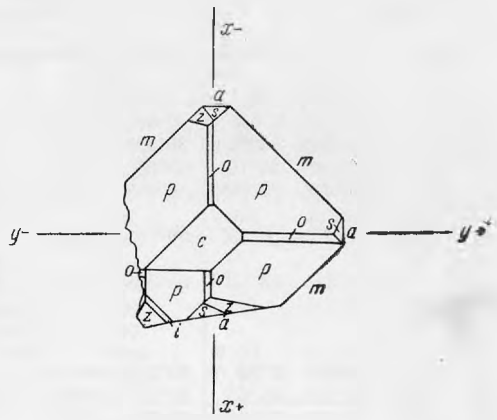


Рис. 5. Коричневый везувиан II типа. Головка кристалла.

тальных граней аналогичен описанному для везувиана I типа. Обычно наблюдается большее богатство форм, обусловленное более постоянным присутствием граней s (131) и z (121), а также присутствием грани n (122), в I типе не встречающейся. В кристаллах этого типа также значительно более развитым является вицинальный характер целого ряда форм, в результате чего наблюдается целая система хорошо выраженных лучей в формах зоны пирамид, направленных преимущественно к грани основной пирамиды p (111) и реже к грани o (101) (рис. 4, 5, 6).

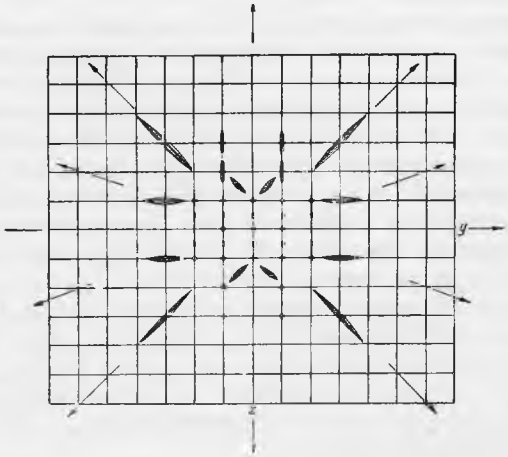


Рис. 6. Гномоническая проекция наблюденных форм и лучей вициналей II типа кристаллов коричневого бипирамидального везувиана.

Результаты измерений сведены в табл. 2, помещенной на 52 стр.

В ряде работ С. М. Курбатова [2, 3] по описанию везувиана из русских месторождений делается попытка на основании преобладающего развития отдельных зон и форм, по характеру и направлению лучей вицинальных форм выделить несколько типов везувианов. По этим признакам везувианы Кедабека ближе всего подходят к обычному типу, выделяемому С. М. Курбатовым под названием «Поляковского типа», или типу, промежу-

Таблица 2

Сводка результатов измерений* **lg C = 9.7311**

Обозначение	Индексы	Колебания в измерениях		Среднее		Вычислено	
		φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
c	001	—	—	—	0°00′	—	0°00′
o	011	0°08′—0°53′	27°48′—28°45′	0°26′	28°10′	0°00′	28°18′
p	111	44°56′—45°12′	36°59′—38°17′	45°02′	37°26′	45°00′	37°17′
n	122	17°50′—23°10′	29°04′—30°33′	20°30′	29°49′	26°34′	31°03′
z	121	26°13′—26°26′	50°04′—50°25′	26°20′	50°12′	26°34′	50°17′
b	221	—	—	44°57′	56°39′	45°00′	56°42′
s	131	18°15′—18°48′	59°10′—59°35′	18°34′	59°22′	18°26′	59°34′
i	132	—	—	17°48′	40°49′	18°26′	40°24′
t	331	44°16′—48°43′	65°55′—67°38′	45°38′	77°39′	45°00′	—
N	441	—	—	44°57′	70°46′	45°00′	—
?	142	—	—	23°10′	30°33′	?	6°17′ (?)
?	304	—	—	0°05′	22°55′	0°00′ (?)	—
a	010	0°07′—0°52′	89°57′—90°59′	0°23′	90°33′	0°00′	90°00′
m	110	44°13′—44°55′	89°57′—90°59′	44°34′	90°33′	45°00′	90°00′
f	120	26°42′—27°38′	89°57′—90°59′	27°07′	90°33′	26°34′	90°00′

* (ρ°) c = 0.5384, вычисленное по граням (111) и (121); для везувиана у Гольдшмидта c = 0.5376.

точному между I и II по более поздней номенклатуре [3]. Очень близки к изученным кристаллам типичные везувианы контактов Шишимских и Назямских гор на Урале. Кристаллы, аналогичные выделяемому нами II типу везувиана, имеются в коллекциях Минералогического музея АН СССР из Николае-Максимилиановской группы копей Ю. Урала.

Кристаллы везувиана из Кедабека изучались ранее П. Н. Чирвинским [10] и О. Корном [11], однако наблюдения этих авторов не совсем совпадают с материалами, приводимыми мною. П. Н. Чирвинский, например, отмечает, что из пирамид наиболее развитой является (331), указывает на частое отсутствие (001), в то время как мною отмечается совершенно иной характер развития граней. О. Корном установлены для зоны пирамид формы (111), (221), (331), (441), (544), (17.4.4), из которых две последние описываются как новые формы для везувиана. Мною две последние формы совершенно не наблюдались и, наоборот, наблюдались как весьма развитые и обычные формы o (110), z (121) и др., которые О. Корном не указаны.

Химический состав везувиана представляется достаточно сложным. Для выяснения колебаний в составе везувиана было сделано два анализа — анализ зеленого везувиана I типа и анализ бурого везувиана бипирамидального II типа. Анализы произведены химиком В. А. Молевой. Данные этих анализов сведены в табл. 3.

Из приведенных анализов везувиана видно, что тип I и тип II довольно существенно отличаются друг от друга по своему химическому составу. Коричневые, бипирамидальные везувианы отличаются значительно бо́льшим содержанием Fe_2O_3 и относительно бо́льшим содержанием группы RO относительно SiO_2. Первое обстоятельство, несомненно, сказывается и на цвете кристаллов и на сравнительно большем показателе преломления. Приведенный в табл. 3 анализ О. Корна, повидимому, отвечает II типу везувиана. Везувианы Кедабека содержат мало B_2O_3 и F.

Таблица 3

Химический состав везувиана

Окислы	Везувиан зелен., I тип			Везувиан коричн., II тип			Везувиан (по О. Корну)
	Вес. %	Пересчет на 100%	Молек. колич.	Вес. %	Пересчет на 100%	Молек. колич.	
SiO_2	37.94	37.84	0.6306	36.94	37.27	0.6200	36.81
TiO_2	0.09	—	—	0.94	—	—	—
Al_2O_3	19.31	19.26	0.1889	17.26	17.41	0.1708	15.46
Fe_2O_3	1.59	1.59	0.0099	4.49	4.53	0.0284	5.418
FeO	0.09	0.09	0.0012	0.13	0.13	0.0018	0.692
MnO	0.028	—	—	0.03	—	—	Сл.
CaO	36.67	36.58	0.6549	36.25	36.57	0.6643	35.57
MgO	3.75	3.74	0.0930	3.37	3.40	0.0852	3.66
K_2O	0.02	—	—	0.05	—	—	Сл.
Na_2O	0.15	—	—	0.13	—	—	—
CuO	Нет	—	—	0.003	—	—	—
H_2O^{+110}	0.78	0.78	0.0433	0.60	0.61	0.0340	} 2.060
H_2O^{-110}	0.08	—	—	0.07	—	—	
B_2O_3 *	0.111	0.11	0.0017	0.084	0.07	0.0011	—
F	0.01	0.01	0.0005	0.0089	0.01	0.0005	—
Сумма	100.61	100%	—	100.35	100%	—	99.67

* B_2O_3, F и CuO определялись в отдельных навесках.

Вообще характерной особенностью обоих анализов является недостаток H_2O, которая почти во всех анализах везувиана, приводимых у С. Дельтера, составляет несколько процентов. Наблюдаемая в обоих анализах полная аналогия содержания H_2O исключает возможность аналитической ошибки.

Формула и состав везувиана являются весьма сложными и еще до сих пор не вполне установленными. Согласно В. И. Вернадскому [1], везувиан следует представлять себе как алюмосиликат каолинового строения, имеющий в продуктах присоединения изменчивую по составу и довольно сложную группу. Эмпирическая формула его, согласно изложенным взглядам, имеет следующий вид: $qM''R'''_2\ R''''_2O_8 \cdot qA$, где M'' — Ca, Mg, Fe, Mn и др.; R''' — Al, Fe, B, Cr и др.; R'''' — Si, Ti. В группу A наиболее обычно входят соединения типа $R\ SiO_3$, $R\ (OH)_2$, RF_2, RO, в которых R — главным образом Ca. Таким образом везувиан довольно близко стоит по структуре к группе граната, усложняясь обычным присутствием гидратных и фтористых соединений.

Подробное рассмотрение и обсуждение взглядов на химический состав везувиана, начиная от работ Магнуса (1824), Карстена (1832) и др., кончая работами Янаша и Вейбуля (1895—1896) и современными воззрениями кристаллохимиков (Ф. Махачки, 1930), приводятся в работе С. М. Курбатова [3].

Несмотря на существование весьма определенных указаний на то, что везувиан следует рассматривать как основной ортосиликат типа $R''_6 R'''_2 (R''',F,OH) Si_5O_{20}$, С. М. Курбатов склоняется ближе к представлениям акад. В. И. Вернадского и считает везувиан алюмосиликатом сложного состава, с продуктами присоединения в боковой цепи типа:

$$pCa\ R'''_2\ Si_2O_8 \cdot q \left| \begin{matrix} R''_2SiO_4 \\ Ca\,(OH,F)_2 \end{matrix} \right. ,$$ где R''' — Al, Fe, Cr, B;

R'' — Ca, Mg, Fe, Mn, Na_2, K_2; отношение p : q близко 1:2.

При расчете произведенных анализов кедабекского везувиана можно, исходя из изложенных принципов, вывести следующие эмпирические формулы:

$$\text{для типа I: } 2R''R'''_2Si_2O_8 \cdot 4 \begin{cases} R_2SiO_4 \\ R(OH,F)_2 \end{cases}$$

$$\text{для типа II: } 3R''R'''_2Si_2O_8 \cdot 4 \begin{cases} R_2SiO_4 \\ R(OH,F)_2, \end{cases}$$

где R'' — Ca, Mg, Fe; R'''_2 — Al, Fe, B.

П. Н. Чирвинским [10] для везувиана Кедабека выводится несколько иная формула:

$$3Ca(Mg,Fe)(Al,Fe)_2Si_2O_8 \begin{cases} CaSiO_3 \\ CaCO_3 \\ Ca(OH)_2 \\ 3\ CaO \end{cases}$$

Соотношение окислов, вычисленное О. Корном: $8RO$, $2R_2O_3$, $7SiO_2 + 1^1/_4 H_2O$, близко к таковому, вычисленному мною.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Вернадский. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1937.
2. С. М. Курбатов. Везувиан из русских месторождений. Изв. АН, 1914—1925, в. I, II, III, IV.
3. С. М. Курбатов. Везувианы из месторождений СССР. Изд. Ленингр. унив. Л., 1946.
4. К. Н. Паффенгольц. Кедабек. Тр. ВГРО. 1932, в. 218.
5. Н, С. Успенский. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. Изв. Общ. горн. инж., 1910.
6. Е. С. Федоров. Кедабекит и виолкит. Изв. Моск. сель.-хоз. инст., 1903.
7. Е. С. Федоров. Горные породы Кедабека. Зап. АН, 1903, т. XIV, № 3.
8. Е. С. Федоров. Геологические исследования летом 1900 г. Ежег. по геол. и минер. России, 1901, т. IV, в. 6.
9. П. Н. Чирвинский. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. Изв. Донск. политехн. инст. 1914, т. III, в. 1.
10. П. Н. Чирвинский, Н. А. Орлов. К минералогии Кавказа и Крыма. Ежег. по геол. и минер. России, 1914, т. XVI, в. 9.
11. O. Korn. Untersuchungen am Vesuvian von Kedabeg in Kaukasien. Zeit. f. Krystall., 1883, Bd. 7.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

Г. П. БАРСАНОВ и В. А. ШЕВЕЛЕВА

О ТАК НАЗЫВАЕМОМ ФОШАЛЛАСИТЕ П. Н. ЧИРВИНСКОГО

Впервые как новый минеральный вид фошалласит был описан в 1936 г. П. Н. Чирвинским [1].

Исследования этого минерала, произведенные П. Н. Чирвинским и опубликованные в ряде его работ [1, 2, 3], привели его к заключению, что минерал является новым видом, относящимся к группе так называемых простейших пластинчатых цеолитов, не содержащих алюминия, или, точнее, к группе простых или основных водных силикатов кальция с различными кислотными радикалами. Ознакомившись с работами Ф. Корню [7, 8], О. Бёггильда [6] и Ф. Вигфуссона [13], занимавшихся исследованием этой группы минералов, и сравнивая полученные ими данные с анализами и физическими константами ранее известных минералов этой группы, П. Н. Чирвинский считает, что изученный им минерал по химическому составу почти тождественен фошагиту, а по физическим свойствам — централасситу, что дало ему основание считать этот минерал новым промежуточным членом с названием фошалласит.

В связи с работой по составлению сводного труда «Минералы СССР» нами были проделаны некоторые дополнительные исследования минерала, описанного П. Н. Чирвинским под названием фошалласит, которые дали новые данные, показавшие, что этот минерал не является новым минеральным видом, а тождественен описанному еще в 1902 г. А. Пеликаном [12] цеофиллиту. Следует отметить, что все дополнительные исследования проводились нами на образце, переданном в Геологический музей Академии Наук СССР самим П. Н. Чирвинским (инв. № 42932), так что идентичность использованного нами минерала с подлинником работы П. Н. Чирвинского не оставляет сомнения. Ввиду крайней редкости описываемого минерала для исследования могло быть отобрано всего около 50 мг чистого материала, проверенного микроскопически. Это позволило провести заново только некоторые оптические измерения и дополнительное химическое определение фтора. Последнее было любезно произведено химиком В. В. Даниловой в Институте геохимии и аналитической химии Академии Наук СССР.

Произведенное нами оптическое изучение показало, что минерал одноосный отрицательный или в некоторых зернах аномально двуосный, с очень малым 2V. Структура агрегатов минерала пластинчатая, иногда спутанно-волокнистая. Погасание зерен часто агрегационное. Наблюдается много мельчайших включений карбоната, с которым «фошалласит»

часто срастается. Листочки минерала изогнуты, деформированы, мутны и прозрачны только в тонких осколках. Показатели преломления: $Ng = 1.565 \pm 0.003$; $Np = 1.559 \pm 0.004$; $Ng - Np = 0.006$. Погасание прямое. Дисперсия заметная, $\rho > v$. Удлинение параллельное спайности, положительное. Если принять главную плоскость спайности за (0001), то $Np \perp (0001)$.

Измерение показателей преломления иммерсионным методом в проверенном наборе жидкостей показало, что вновь полученные данные (см. табл. 1) значительно отличаются от полученных ранее и очень близки к данным для минерала цеофиллита. Литературные данные показывают, что и состав цеофиллита очень близок к составу, установленному аналитически И. Д. Старынкевич-Борнеман для так называемого фошалласита. Отличие заключается в замене в цеофиллите части воды фтором, в количестве до 8% (см. табл. 2). Так как указанный анализ фошалласита не отличается большой точностью, вследствие невозможности набрать достаточно вещества для полного анализа, что оговаривается и самим автором, то не было произведено и определения фтора, присутствия которого исследователи, очевидно, не подозревали. Оптические данные, полученные нами, естественно навели нас на мысль о необходимости пробы на фтор, который и был легко обнаружен микрохимически в значительном количестве. Позднейшее количественное определение В. В. Даниловой, произведенное повторно, дало содержание F в количестве 3.00%. Таким образом, оптические измерения, давшие указание на цеофиллит, получили аналитическое подтверждение. Просмотр литературы показал, что существует ряд водных силикатов кальция, довольно близких друг к другу, которые могут быть генетически и кристаллохимически поставлены в один ряд с цеофиллитом (см. табл. 1).

К сожалению, все минералы этой группы настолько редки, что отсутствуют в коллекциях Минералогического музея АН СССР, вследствие чего основные физические и химические данные не могли быть проверены на вещественном материале и приводятся в таблицах по литературным данным.

Из рассмотрения табл. 1 вытекает, что наиболее резкое различие в группе минералов, сравниваемых с фошалласитом П. Н. Чирвинского, наблюдается в показателях преломления и особенно в химическом составе. По последнему признаку все минералы этой группы могут быть разбиты на два резко отличающихся друг от друга ряда: минералы с отношением $SiO_2 : CaO$, близким 50—60 : 32—28 (гиролит, централласит), и минералы с отношением $SiO_2 : CaO$, близким 35 : 45—55 (фошагит, афвиллит, «фошалласит», цеофиллит). К первым относится также окенит, а ко вторым крестморит, гиллебрандит и бультфонтейнит, не указанные в таблице, так как по оптическим свойствам они настолько отличаются от изучаемого «фошалласита», что не могут быть с ним сравниваемы.

Не менее интересная общая закономерность наблюдается и в отношении оптических свойств. У минералов первой группы показатели преломления очень близки друг другу и колеблются в пределах 1.550—1.556±, в то время как оптические свойства минералов второй группы варьируют значительно больше, а показатели преломления изменяются от 1.565 до 1.634. Как выяснено в работе Ф. Вигфуссона [13] и особенно Е. Флинта и др. [10], многие из приводимых минералов этой группы уже оказались идентичными друг другу (например — централласит гиролиту, а риверсайдит крестмориту), что было доказано химически и рентгеноструктурно. То же самое выяснили и наши работы относительно фошалласита, идентичного цеофиллиту. Действительно, новые полученные и проверенные нами оптические данные (в табл. 1 они поставлены в квадратные

Таблица 1

Сравнительная характеристика водных силикатов Са

Название минерала	Формула	Сингония	Удельный вес	Показатели преломления	Осность и знак	Оптическая ориентировка	Содержание основных окислов, в %
Гиролит	$2CaO \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$	Тригон.	2.4±	$N_\omega = 1.540—1.548$ $N_\varepsilon = 1.530 \pm$ $N_\omega - N_\varepsilon = 0.01$	Одноосн. (—) Иногда двуосн. 2V оч. мал.	Np ⊥ (0001)	SiO_2 — 53 CaO — 33 $H_2O + F$ — 14
Централласит	$4CaO \cdot 7SiO_2 \cdot 5H_2O$	Ромбич.? (тригон.)	2.4—2.5±	Ng = 1.549; Nm = 1.548 Np = 1.535 Ng — Np = 0.014	Двуосн. (—) 2V мал	Np ⊥ пластинч. спайности	SiO_2 — 60 CaO — 28 H_2O — 12
Фошагит	$5CaO \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$	Ромбич.	2.36±	Ng = 1-598; Nm = 1.594 Np = 1.594 Ng — Np = 0.004	Двуосн. (+) 2V оч. мал	Ng ∥ C	SiO_2 — 34 CaO — 54 H_2O — 10
Афвиллит	$3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 3H_2O$	Монокл.	2.63±	Ng = 1.633; Nm = 1.620 Np = 1.616 Ng — Np = 0.016	Двуосн. (+) 2V = 54°	Np ∧ C = 30°	SiO_2 — 35 CaO — 49 H_2O — 16
Фошалласит *	$3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 3H_2O$	Ромбич. ? [тригон.]	2.5±	Ng = 1.549 [1.565] Np = 1.535 [1.559] Ng — Np = 0.014 [0.006]	Двуосн. (—) 2V ~ 12° [Одноосн. (—); иногда двуосн. 2 V мал]	Ng ∥ C; Np ⊥ (100) [Ng ∥ a; Np ⊥ (0001)]	SiO_2 — 34 CaO — 46 H_2O — 20 [$H_2O + F$ — 20]
Цеофиллит	$3CaO \cdot CaF_2 \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$	Тригон.	2.76±	$N_\omega = 1.565$ $N_\varepsilon = 1.560$ $N_\omega - N_\varepsilon = 0.005$	Одноосн. (—) Иногда двуосн. 2V до 27°	Ng ∥ a Np ⊥ (0001)	SiO_2 — 38 CaO — 45 $H_2O + F$ — 17

* В квадратных скобках данные, полученные Г. П. Барсановым.

скобки) указывают на полную их аналогию у фошалласита и цеофиллита. Интересно, что фошагит и афвиллит, несмотря на очень близкий химический состав (см. табл. 2), сильно отличаются друг от друга и от цеофиллита по своим оптическим свойствам. Повидимому, это объясняется двумя причинами: с одной стороны, вхождение фтора, как известно, понижает показатель преломления вещества, что и наблюдается для цеофиллита; с другой стороны, очевидно, имеет место и другая причина — диморфизм самих соединений, несомненно сказывающийся и на оптических свойствах.

По данным О. Бёггильда [6] и А. Гиммельбауэра [11], цеофиллит относится к тригональной сингонии, в то время как афвиллит и, повидимому, фошагит моноклинные. На диморфизм же, повидимому, вообще характерный для всей группы упомянутых минералов, указывает и наличие оптических аномалий (изменение 2V от 0 до —27° и т. д.).

Таким образом, изменение оптических свойств, повидимому, может объясняться комбинированным влиянием обеих причин, что, вероятно, определяет и близкое схождение свойств цеофиллита из Гроспризена (Чехия) с 8.0 % F с цеофиллитом, описанным в настоящей статье, содержащим фтора всего 3.0%.

Переходя к рассмотрению химического состава «фошалласита», цеофиллита и близких, если не подобных им, афвиллита и фошагита, следует отметить полную аналогию между этими минералами (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав фошалласита, цеофиллита, афвиллита и фошагита

Окислы	I	II	III	IV	
				Вес. %	Пересчет на 100 за вычетом $CaCO_3$
SiO_2	32.65	38.84	35.10	33.92	35.30
Al_2O_3	} 1.89	1.73	} 0.05	0.83	0.87
Fe_2O_3		0.10			
CaO	45.45	44.32	49.00	53.48	53.23
MgO	—	0.17	—	сл.	—
Na_2O	0.40	0.38	—	—	—
K_2O	—	0.24	—	—	—
H_2O^{-110}	0.16	—	0.01	—	—
H_2O (п. при прок.)	16.66	8.98	15.81	10.19	10.60
CO_2	—	—	—	1.83	—
F	3.00*	8.23	—	—	—
Σ	100.21	102.99	99.99	100.25	100.00
$O = F_2$	1.26	3.47	—	—	—
	98.95	99.52	—	—	—

I. Фошалласит. Анализ И. Д. Старынкевич-Борнеман, 1936.

$A : B : X = 1.5 : 1 : 5.2 = 3 : 2 : 10$; $Ca_3Si_2(O, OH, F)_{10}$.

II. Цеофиллит, Чехия. Ф. Цдарек, 1902.

$A : B : X = 1.4 : 1 : 4.4 = 3 : 2 : 9$; $Ca_3Si_2(O, OH, F)_9$.

III. Афвиллит, Кимберлей, Африка, Пэрри и Райт, 1925.

$A : B : X = 1.5 : 1 : 5.0 = 3 : 2 : 10$; $Ca_3Si_2(O, OH)_{10}$.

IV. Фошагит, Крестморе, США. А. Икли, 1925.

$A : B : X = 1.6 : 1 : 4.6 = 3 : 2 : 9$; $Ca_3Si_2(O, OH)_9$.

* Отдельное определение В. В. Даниловой 1948 г.

Пересчет анализов проделан нами заново, причем в анализ фошалласита И. Д. Старынкевич-Борнеман, давшего сумму в 97.21%, нами включен фтор, полученный отдельным определением по нашей просьбе В. В. Даниловой. Состав минерала, богатого кальцием, исключает возможность потери фтора при определении суммарной потери прокаливания, и поэтому он может быть включен в анализ непосредственно без дополнительного пересчета. Все анализы пересчитаны по известному методу на атомные количества, соотношения между которыми дали приведенные в таблице формулы. Как показывает рассмотрение формул, они необычайно близки друг другу, ибо колебания в пересчете в 1 атом на 10 в группе (O, OH, F) легко могут быть отнесены к аналитическим неточностям, тем более, что колебания в содержании H_2O, определяемой как потеря при прокаливании, безусловно зависят частично и от микровключений карбонатов, столь характерных для данной группы минералов. Цеофиллит и фошалласит, как очевидно, идентичны и по соотношению атомов и по характерному вхождению в группу (O, OH) фтора, который, как известно, кристаллохимически легко заменяет гидроксил. Афвиллит и фошагит по составу также идентичны цеофиллиту, но отличаются отсутствием фтора и представляют диморфные бесфторовые аналоги последнего.

Таким образом, минерал фошалласит как новый минеральный вид следует признать несуществующим, а описанный П. Н. Чирвинским минерал может быть определен как цеофиллит по полной аналогии физических свойств и химического состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. П. Н. Чирвинский. Сб., посвящ. 50-летию научн. и пед. деятельн. акад. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1936.
2. П. Н. Чирвинский. Фошалласит. Сб. Изд. АН СССР, 1937.
3. П. Н. Чирвинский. Изв. АН СССР, 1939, сер. геол., № 4.
4. О. М. Шубникова и Д. В. Юферов. Справочник по новым минералам 1922—1932 гг. ОНТИ, 1934.
5. О. М. Шубникова. Новые минеральные виды и разновидности, открытые в 1939—1944 гг. Тр. Инст. геол. наук, 1947, в. 74, № 15.
6. O. Böggild. Meddel. om Grönland. H. XXXIV, 95, 1910.
7. F. Cornu. Tscherm. miner. Mit., **24**, 127, 1905.
8. F. Cornu. Z. B. Miner. etc., **154**, 1909.
9. E. Fairbanks. Amer. Miner., № 9, 249, 1926.
10. E. Flint, Mc. Murdua. L. Wells. Journ. Res. Nat. Bur. Stand. USA, **21**, 617, 1938.
11. A. Himmelbauer, C. Doelter. Handb. d. mineralchem., B. II, H. 1, 1914.
12. A. Pelikan. Sitzber. Wiener. Akad., III, 1, 1902.
13. F. Vigfusson. Amer. Journ. Sci., **21**, 67, 1931.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

А. И. ГИНЗБУРГ

ПЕТАЛИТ В ПЕГМАТИТАХ КАЛБИНСКОГО ХРЕБТА И ПРОЦЕССЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Петалит — редкий алюмосиликат лития $LiAl(Si_2O_5)_2$. Впервые он был обнаружен на территории Советского Союза в конце прошлого века И. В. Мушкетовым в валунах ледника Аманауз на Северном Кавказе. Химический анализ этого минерала приведен П. В. Еремеевым [3] в протоколах заседания Минералогического общества за 1896 г. Однако до настоящего времени точное местонахождение петалита на Северном Кавказе неизвестно. В 1911 г. петалит был обнаружен в значительных количествах В. И. Крыжановским [4] в Липовке на Среднем Урале. Этим исчерпывается все, что до последнего времени известно о месторождениях петалита в пределах Советского Союза.

В 1940—1941 гг. петалит в виде мельчайших выделений был обнаружен под микроскопом в пегматитах Калбинского хребта, сперва на В. Бай-Мурзинском месторождении (А. И. Гинзбург), а затем в пегматитах Асу-Булака (М. Ф. Стрелкин, И. В. Дуброва). Однако он встречался здесь в таком незначительном количестве, что справедливо считался большой редкостью.

При осмотре в 1945 г. вновь открытых месторождений Калбинского хребта петалит был нами обнаружен в виде больших кристаллов размером свыше 1 м. Выделения петалита большей частью были сильно изменены и превращены в мелкозернистый агрегат различных минералов.

Поскольку в мировой литературе процессы изменения петалита почти не описаны, нами уделено этому вопросу наибольшее внимание.

Петалитовые месторождения представлены серией параллельных линзообразных жил или жил с небольшими раздувами, залегающими в биотитовых порфировидных гранитах варисцийского возраста. Граниты сильно обогащены биотитом и содержат большое количество как мелких, так и больших ксенолитов измененных вмещающих пород — песчаников и сланцев такырской свиты (D_2 — C_1).

Петалит в этих месторождениях встречается в осевых частях жил, в местах раздувов, совместно с другими литиевыми минералами, в частности, совместно с амблигонитом, лепидолитом, поллуцитом.

Следует отметить, что в жилах, содержащих крупные кристаллы петалита, никогда не встречаются крупные кристаллы сподумена и, наоборот, в месторождениях, содержащих сподумен, петалит является редкостью. Эта закономерность наблюдается не только на месторождениях Калбинского хребта, но и подтверждается почти на всех других месторождениях мира.

Исключением из этой общей закономерности являются месторождения Швеции (Утё и Варутреск), где сподумен и петалит встречаются совместно, но обычно один из них резко преобладает; в других же случаях в различных участках одного и того же месторождения развиты то сподумен, то петалит. Вообще нужно заметить, что петалит встречается значительно реже сподумена, и появление его является редкостью.

Петалит описываемых месторождений обычно встречается в виде сильно удлиненных по (010) и (120), плохо образованных кристаллов.

В отдельных случаях они имеют клиновидную форму. Несмотря на то, что они плохо образованы, в них все же различимы отдельные грани (рис. 1): c (001), g (120), m (110), o (201).

Углы между гранями были измерены прикладным гониометром, но поскольку кристаллы петалита несовершенны, полученные при измерении углы не всегда сходятся с теоретическими.

	Измерено	По Ш. Гинтце
g : c = (120) ∧ (001)	81°	80°41'
m : c = (110) ∧ (001)	72°	74°52'
o : c = (201) ∧ (001)	39°	38°37'

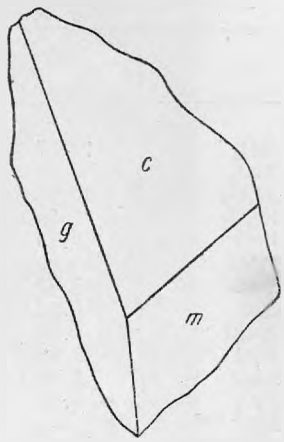


Рис. 1. Кристалл петалита.

Свежий, неизмененный петалит полупрозрачен и имеет стеклянный блеск. Цвет его обычно серый, реже желтоватый, темносерый или белый. Твердость 6—7. Спайность совершенная по (001) и ясная по (201). Петалит по внешнему виду можно принять за полевой шпат, кварц и амблигонит. От полевого шпата он отличается наличием только одной совершенной спайности, а также своим цветом. К-полевой шпат в пегматитах данного типа обычно желтый, кремовый или светлорозовый, в то время как петалит — серый. От кварца петалит отличается наличием совершенной спайности, а от амблигонита — по удельному весу (удельный вес амблигонита — 3.1, петалита — 2.5).

Под микроскопом петалит весьма напоминает К-полевой шпат и отличается от него наличием только одной системы трещин спайности, по которой он погасает почти прямо, несколько меньшим показателем преломления и своим оптическим знаком.

Знак главной зоны петалита — положительный. Угол погасания Ng : C = 4 — 5°.

Помимо хорошо выраженной системы трещин спайности по c (001) под микроскопом в петалите наблюдаются еще следующие системы трещин отдельности:

1) трещины отдельности по o (021) развиты очень хорошо, угол между трещинами спайности и трещинами отдельности равен 54°;

2) трещины отдельности по m (110) наблюдаются значительно реже, угол между ними и трещинами спайности равен 75°.

Оптический знак петалита положительный, 2V — очень большой. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались равными: Ng = 1.516±0.001; Nm = 1.511±0.002; Np = 1.505±±0.001; Ng — Np = 0.011.

Под микроскопом видно, что зерна петалита сильно катаклазированы и разбиты на отдельные полосы, часто неодновременно погасающие.

Химический анализ петалита, произведенный кандидатом геолого-минералогических наук А. И. Пономаревым, показан в табл. 1, где для сравнения помещен анализ петалита с Сев. Кавказа.

Содержание Li_2O в петалите вообще колеблется от 1.00 до 4.4% и всегда ниже теоретического 4.9%. В петалите Li_2O замещается до некоторой степени Na_2O, а в анализе петалита с ледника Аманауз — FeO.

Таблица 1

Химические анализы петалита

	I	II
SiO_2	75.87	77.28
TiO_2	0.00	—
Al_2O_3	16.96	14.82
Fe_2O_3	0.34	—
FeO	0.13	1.08
MnO	Следы	Следы
MgO	0.03	—
CaO	0.49	0.58
Na_2O	1.96	2.07
K_2O	0.68	
Li_2O	3.38	1.97
P_2O_5	0.03	—
$H_2O^{-110°}$	0.56	—
$H_2O^{+110°}$		0.45
Сумма	100.43	98.25

I. Калбинский хребет. 1946.
II. Сев. Кавказ. Ледник Аманауз. 1896.

Анализ нашего петалита, при предположении, что Na_2O и K_2O замещают Li_2O, почти точно укладывается в соотношение: $Li_2O : Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1 : 8$, что отвечает нормальной формуле петалита:

$$(Li, Na)_2Al_2(Si_2O_5)_4.$$

Петалит точно так же, как и сподумен, очень легко изменяется и переходит в различные другие минералы. Процессы изменения петалита развиты настолько широко, что совершенно неизмененные образцы петалита можно встретить очень редко.

Произведенное микроскопическое изучение различных измененных петалитов позволило установить следующие процессы его изменения.

I. «Альбитизация» петалита. На отдельных месторождениях часто встречаются своеобразные разновидности непрозрачного, белого, как бы мелоподобного петалита, отличающиеся от обычного петалита своим белым цветом, непрозрачностью и менее развитой спайностью. Переходы от нормального петалита к таким его разновидностям постепенные. Под микроскопом подобные белые разновидности оказались состоящими из петалита, интенсивно замещаемого зернами альбита, и представляющими собой как бы псевдоморфозы альбита по петалиту. Однако альбит, образующийся по петалиту, отличается характерной особенностью — он содержит большое количество мельчайших включений кварца, имеющих форму типичных мирмекитов.

Эти мирмекитоподобные включения кварца располагаются незакономерно и не имеют единой оптической ориентировки. Размер и количество их постепенно изменяются по мере перехода от петалита к альбиту. На границе между ними, вблизи самого петалита, количество включений кварца весьма большое, но включения эти настолько незначительны по размеру, что видны под микроскопом только при самом большом увеличении. При обычном же увеличении, порядка 80—100 раз, отдельные включения кварца в альбите незаметны, но благодаря множеству их альбит приобретает своеобразную «шагреневую» поверхность. По мере удаления от петалита количество включений резко уменьшается, но пропорционально этому увеличиваются их размеры. В центральной части зерен альбита обычно находятся уже крупные, неправильные выделения кварца (см. рис. 2).

Процесс альбитизации петалита можно представить себе в виде следующей схемы (рис. 3).

1. Петалит.

2. Альбит с «шагреневой» поверхностью. Под большим увеличением видны мельчайшие точечные включения кварца.

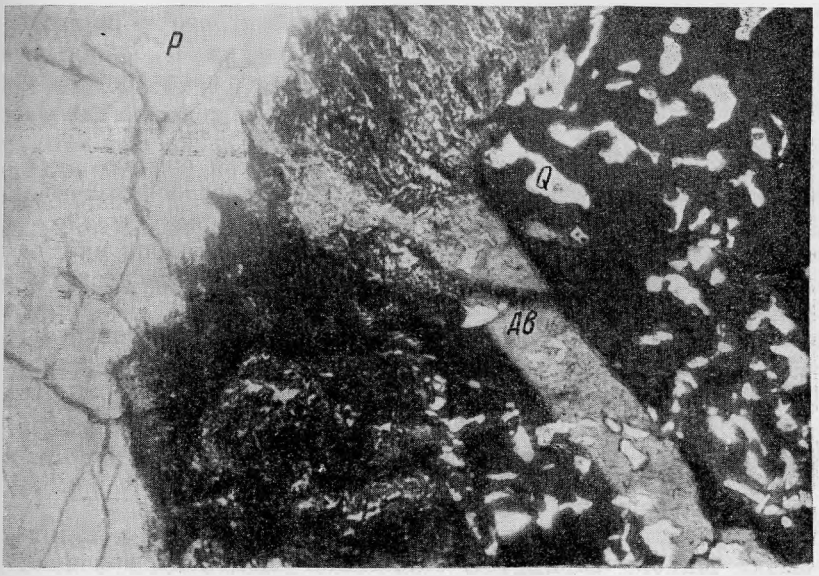


Рис. 2. «Альбитизированный петалит». Включения кварца (Q) в альбите (Ab) на границе его с петалитом (P). Николи скрещены. Ув. 76.

3. Альбит с густой вкрапленностью мелких мирмекитоподобных включений кварца. Последние чаще всего ориентированы перпендикулярно границе с петалитом.

4. Альбит с большими редкими включениями кварца. Последние иногда приурочены к трещинам спайности.

Следует отметить, что граница между описанными зонами обычно бывает резкой (рис. 2).

Очень часто альбит выделяется в петалите по трещинам спайности, однако и в этом случае среди альбита появляются мирмекитоподобные включения кварца.

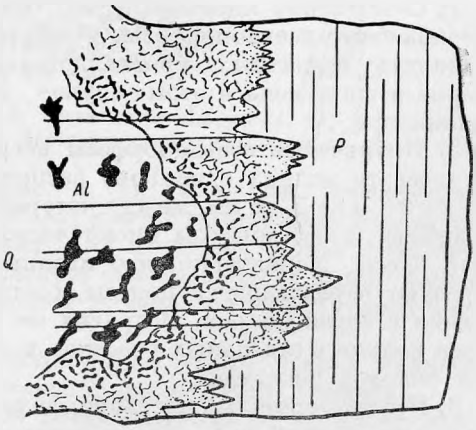


Рис. 3. Схема альбитизации петалита.

Образование включений кварца в альбите при замещении им петалита объясняется легко, поскольку петалит содержит избыточное количество SiO_2 по сравнению с альбитом. Этот своеобразный процесс альбитизации петалита можно схематически изобразить в следующем виде:

$$2LiAl(Si_2O_5)_2 + Na_2O \rightarrow Li_2O + Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2SiO_2.$$

II. Распад петалита на сподумен и кварц. В некоторых месторождениях Калбинского хребта часто встречаются своеобразные псевдоморфозы по петалиту, состоящие из мелкозернистого агрегата кварца и игольчатого минерала. В этом агрегате все зерна игольчатого минерала обычно имеют одну общую ориентировку: они располагаются перпендикулярно к удлинению кристалла петалита. Микроскопическое исследование позволило установить, что этим игольчатым минералом являются мелкие пластинки сподумена. Таким образом, петалит переходит в сподумен и кварц, т. е. имеет место процесс распада

$$Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \rightleftarrows Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 + 4SiO_2.$$

Эта реакция является обратимой, так как нами описано и обратное явление — петализация сподумена. Характерной особенностью наблюдаемого процесса распада петалита является то обстоятельство, что никаких переходных форм от петалита к сподумену и кварцу наблюдать не удается. Среди агрегата кварца и сподумена никогда не встречаются какие-либо остатки, реликты ранее бывшего петалита. Либо кристаллы петалита совершенно не затронуты этим изменением, либо же они нацело превращены в тонкозернистый агрегат сподумена и кварца. Очевидно, что процесс распада петалита, протекающий при определенных условиях, всегда протекает нацело, до конца.

Образующийся по петалиту агрегат мелких зерен кварца и иголок сподумена различается как по размерам самих кристаллов кварца и сподумена, так и по текстуре и структуре.

Размер зерен кварца и сподумена в образующемся по петалиту агрегате обычно широко вариирует. Пластинки сподумена изменяют свою величину от десятых долей миллиметра и до нескольких сантиметров. По размерам выделений сподумена и кварца можно различать три типа псевдоморфоз:

1) Совершенно плотные белые, однородные по внешнему виду, кварцитоподобные псевдоморфозы, в которых невооруженным глазом нельзя различить отдельных кристаллических индивидуумов. Размер зерен кварца и сподумена в этом случае достигает десятых и сотых долей миллиметра.

2) Игольчатые псевдоморфозы встречаются наиболее часто и состоят из агрегата мелких одинаково расположенных иголок сподумена размером от 2—3 до 5—6 мм, между которыми находятся мелкие зерна кварца. Подобные псевдоморфозы имеют часто волокнистое строение и шелковистый блеск. Характерно, что иголки сподумена и зерна кварца часто образуют чередующиеся полосы, состоящие почти из одних иголок сподумена и зерен кварца. В других же случаях наблюдаются обособление зерен кварца в отдельных участках и образование характерной пятнистой или очковой текстуры.

3) Крупнозернистые псевдоморфозы, состоящие из крупных пластинок сподумена длиной до 1—2 см и кварца. Как правило, в таких крупнозернистых агрегатах единая ориентировка лейст сподумена теряется. Точно так же в этом случае часто нарушается первоначальная форма кристалла петалита, т. е. мы здесь уже не имеем дела с нормальной типичной псевдоморфозой, и происхождение этих кристаллов сподумена из петалита не всегда легко устанавливается.

Между выделенными тремя типами псевдоморфоз, конечно, наблюдаются все переходы, при этом переходы постепенные. Следует отметить, что лейсты сподумена усиленно разъедаются кварцем. С другой стороны, не все выделения сподумена образовались одновременно, так как одни идио-

морфны друг к другу, другие же разъедают более ранние выделения или заполняют промежутки между ними. Структура образующегося кварц-сподуменового агрегата весьма характерна (рис. 4).

Значительно реже кварц и сподумен образуют характерную «торцевую» структуру, свидетельствующую об одновременном их образовании. В отдельных случаях наблюдаются выделения сподумена как бы двух генераций; более ранние образуют совместно с кварцем крупные кристаллы, которые сцементированы мелкозернистым сахаровидным кварц-сподуменовым агрегатом.

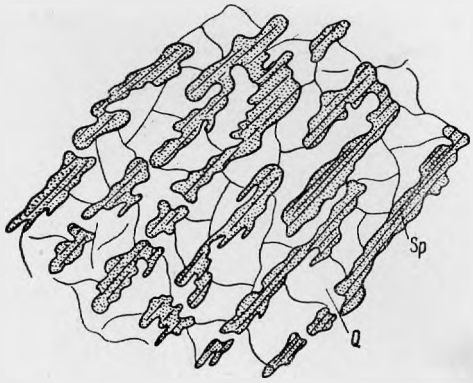


Рис. 4. Структура кварц-сподуменового агрегата.

В осевых частях зерен сподумена часто появляется большое количество мелких, совершенно неправильных включений кварца весьма своеобразной формы; они иногда вытянуты, иногда имеют червеобразную форму с сильно зазубренными краями, благодаря чему они не похожи на выше описанные мирмекитоподобные включения кварца в альбите[1] (рис. 5). Вокруг этих мелких зазубренных включений иногда появляются более крупные выделения кварца. Эти включения часто сосредоточиваются в центре зерен сподумена (рис. 6, *I*), реже они распределены неравномерно по сподумену (рис. 6, *II*) или же вытягиваются полосами (рис. 6, *III*). В отдельных случаях они придают зернам сподумена зонарную структуру (рис. 6, *IV*). Следует отметить, что в месте нахождения этих включений кварца двойное лучепреломление у сподумена несколько понижено.

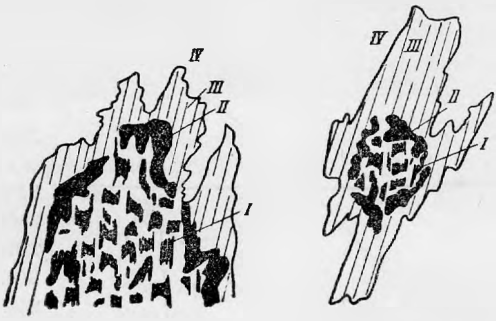


Рис. 5. Включения кварца (*I*, *II*) в сподумене (*III*). Зерна сподумена находятся в кварце (*IV*).

Появление в сподумене таких мелких включений кварца является весьма характерной особенностью кварц-сподуменового агрегата.

Термическое изучение игольчатой псевдоморфозы по петалиту показало ту же эндотермическую остановку при температуре 1000°, которая характерна для сподумена (рис. 7), сам же петалит, как это видно из кривой нагревания, никаких остановок не дает.

Из всего сказанного выше следует, что процесс распада петалита на сподумен и кварц есть процесс весьма сложный и длительный, но всегда доходящий до конца, что при этом, возможно, образуются промежуточные

[1] В период подготовки данной работы к печати вышла статья П. Квенселя [12], в которой он описывает совершенно аналогичные включения кварца в сподумене в образцах из пегматитов Варутреска. П. Квенсель называет подобную структуру с и м п л е к т и т о в о й.

весьма неустойчивые соединения (хотя бы типа литиевого полевого шпата — $Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$), которые в свою очередь распадаются на кварц и сподумен. Этим, возможно, можно объяснить появление внутри самого сподумена мелких включений кварца, а также появление нескольких разновидностей кварца. Возникает предположение, не имеет ли здесь место следующий процесс:

$$Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 8SiO_2 \rightarrow Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + 2SiO_2;$$
$$Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \rightarrow Li_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 + 2SiO_2.$$

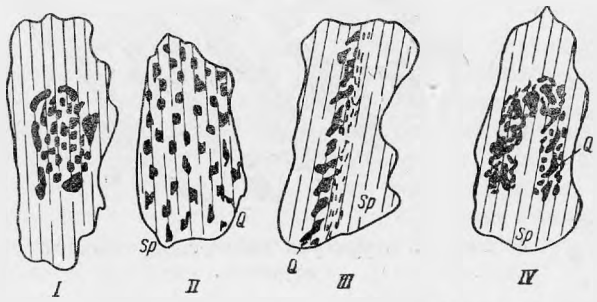


Рис. 6. Различные типы включений кварца в сподумене.

Наиболее интересными являются вопросы о причине распада петалита на сподумен и кварц и о времени протекания этого процесса. Имеющийся фактический материал не позволяет однозначно решить первый вопрос и дает некоторые основания к решению второго. Распад петалита на сподумен и кварц происходит после процесса альбитизации. За это говорят следующие данные.

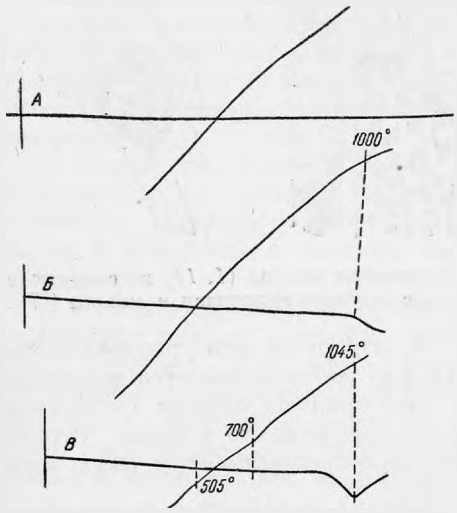


Рис. 7. Дифференциальные кривые нагревания.

А — петалит; *Б* — кварц-сподуменовый агрегат по петалиту; *В* — сподумен.

1) Среди кварц-сподуменового агрегата часто встречаются выделения альбита, содержащие мирмекитоподобные включения кварца, совершенно аналогично тому, как это имеет место при альбитизации петалита. Это может быть объяснено тем, что, по всей вероятности, сперва происходила альбитизация петалита, а затем уже образование по оставшемуся петалиту сподумена и кварца.

2) Зерна сподумена в кварц-сподуменовом агрегате никогда не бывают изменены и превращены в эвкриптит, хотя они и соприкасаются часто с альбитом. Процесс альбитизации сподумена (т. е. переход его в альбит и эвкриптит) [1] почти не развит, хотя альбит присутствует здесь же. Это можно объяснить только тем, что сподумен образовался после альбитизации.

Что же касается самого распада петалита на сподумен и кварц, то, очевидно, петалит является весьма неустойчивым минералом и может существовать в очень ограниченном температурном интервале. Надо отметить, что согласно исследованиям Р. Хетча системы $Li_2O—Al_2O_3—SiO_2$ [6] петалит не образуется непосредственно из расплава при температуре выше 950°. Этим, быть может, объясняется тот факт, что петалит и сподумен не встречаются совместно в промышленных количествах.

Следует отметить, что образование больших кристаллов сподумена по петалиту (крупнозернистые псевдоморфозы) есть скорее всего результат вторичной перекристаллизации более мелкого агрегата аналогично тому,

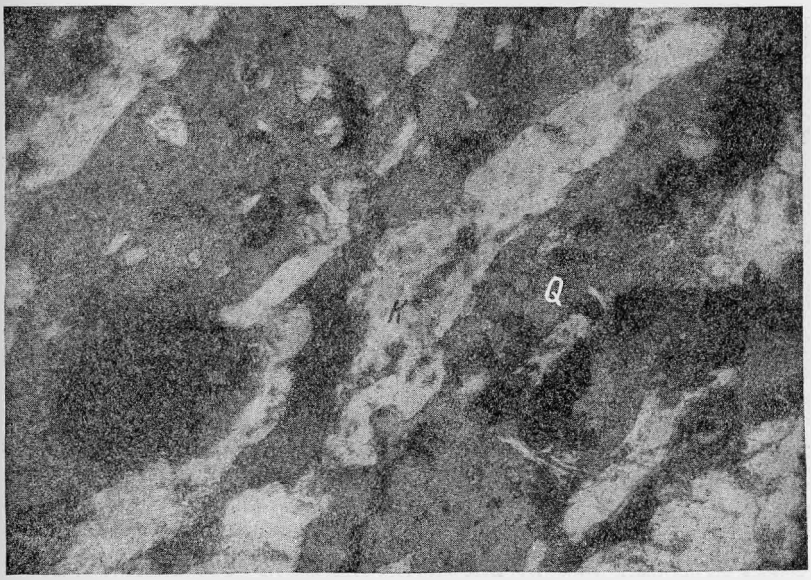


Рис. 8. Кварц-сподуменовый агрегат по петалиту, в котором лейсты сподумена замещены листочками куккеита (К). Николи скрещены. Ув. 46.

как это предполагает С. М. Курбатов [5] для скаполита и ряда других минералов, образующих псевдоморфозы по полевому шпату.

III. Образование кварц-куккеитового агрегата. Игольчатые псевдоморфозы по петалиту во многих участках изменены и превращены в кварц-слюдистый агрегат. Макроскопически это сказывается в том, что мелкие пластинки сподумена исчезают, игольчатая псевдоморфоза превращается в белый, серый или розовый мелкозернистый сахаровидный агрегат кварца и слюдистого минерала. Так как листочки слюды очень мелкие, то они едва различимы невооруженным глазом и придают образцам характерный шелковистый блеск. Под микроскопом можно отчетливо наблюдать, как по лейстам сподумена, образовавшимся в результате распада петалита, развиваются мелкие листочки слюдки. Последние образуют вокруг зерен сподумена оторочки, а также замещают их с образованием по ним псевдоморфоз (рис. 8). Часто среди таких слюдистых псевдоморфоз сохраняются реликты сподумена. Слюдка, замещающая сподумен в псевдоморфозах по петалиту, резко отличается по своим оптическим свойствам и форме выделения от обычного мусковита и лепидолита. Она образует характерные веерообразные агрегаты, иногда напоминающие настоящие сферолиты с типичным облачным погасанием. Под большим увеличением видно, что облачно-погасающие сферолиты слюдки состоят из большого количества тончайших пластинок, расположенных веерообразно (рис. 9), благодаря чему весь агрегат в целом легко принять за один листочек слюды.

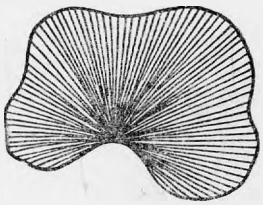


Рис. 9. Сферолит куккеита.

Одиночные листочки в тех случаях, когда они наблюдаются, вытянуты по Np, т. е. знак главной зоны отрицательный. Оптический знак минерала — положительный, угол оптических осей — очень малый. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались равными: Ng = 1.589±0.002; Np =1.572±0.001; Ng — Np = 0.017.

Проведенные реакции на литий оказались положительными.

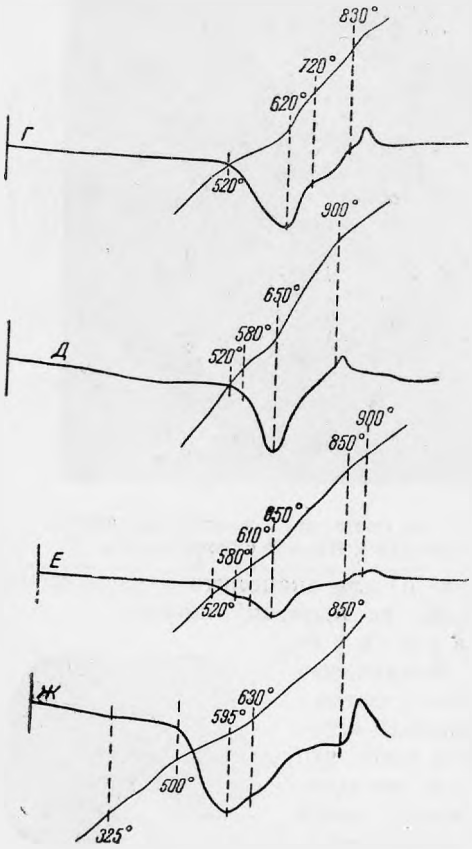


Рис. 10. Дифференциальные кривые нагревания.

Г, Д, Е — куккеит по петалиту; *Ж* — куккеит по рубеллиту.

Термический анализ кварц-куккеитового агрегата показал характерную кривую нагревания с одной эндотермической остановкой с максимумом при 620—650° и одной экзотермической остановкой с максимумом при 900° (см. кривые нагревания, рис. 10).

Слюдистый минерал — куккеит почти всегда встречается совместно с мелкими зернами кварца и мелкими плоскими кристаллами апатита. Последние иногда видны макроскопически и окрашены в светлофиолетовый цвет.

Совершенно аналогичные же образования наблюдались нами в виде псевдоморфоз по рубеллиту. Произведенная в 1944 г. кривая нагревания зеленой псевдоморфозы по рубеллиту совершенно совпадает с нашей. Подобная слюда также описана К. Ляндесом [7] для пегматитов штата Мэн под названием «куккеита».

Из приведенной выше характеристики следует, что куккеит нельзя относить к обычным слюдам, так как он прежде всего оптически положительный и кривая нагревания его совершенно не характерна для слюд. Остановки на кривой нагревания скорей соответствуют серпентиниту или хлориту, нежели слюдам. Это обстоятельство весьма любопытно, поскольку литий по своим свойствам ближе всего подходит к магнию и в лепидолитах играет роль двухвалентного катиона, входя в решетку совместно с Mg'', Mn'' и Fe'' в шестерную координацию.

Весьма возможно, что куккеит можно рассматривать как своеобразный литиевый хлорит, тем более, что он и по своим оптическим свойствам подходит к хлоритам (положительный оптический знак, небольшой угол оптических осей, небольшое двойное лучепреломление).

В поверхностной части месторождений встречаются глинистые псевдоморфозы по кварц-куккеитовому агрегату, образовавшемуся по петалиту, окрашенные обычно в светлорозовый цвет, мягкие, иногда жирные наощупь и часто сохраняющие шелковистый блеск. Под микроскопом отчетливо видно, что они состоят из зерен кварца и листочков куккеита,

образовавшихся по мелким иголкам сподумена. Листочки куккеита почти всюду изменены и превращены в изотропный минерал, однако при этом полностью сохраняется характерная веерообразная форма листочков куккеита. Переход куккеита в изотропный глинистый минерал происходит постепенно и начинается по краям листочков (рис. 11), при этом двойное лучепреломление его резко падает до 0.004—0.002 и одновременно с этим понижается показатель преломления. Поэтому обычно в таких листочках интерференционная окраска падает по направлению от центра к периферии. По всей вероятности, мы в данном случае имеем дело с процессом гидратации, и куккеиты переходят в своего рода гидрокуккеиты,

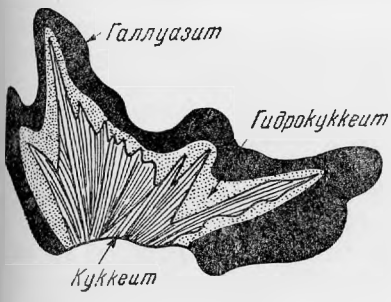


Рис. 11. Переход куккеита в галлуазит.

аналогично тому, как мусковиты переходят в гидрослюды типа иллита.

Однако этот процесс протекает еще дальше, и измененные куккеиты с низким двойным лучепреломлением переходят в совершенно изотропный глинистый минерал. Этот переход сопровождается дальнейшим уменьшением показателя преломления. Если для куккеита Ng = 1.589 и Np =1.570, то для гидрокуккеита показатели преломления сильно колеблются, и Np доходит до 1.552, а у изотропного минерала N = 1.543, что характерно для галлуазита. Следует отметить, что переходы от куккеита к гидратизированному куккеиту всегда постепенные, а от последнего к галлуазиту — резкие, совершенно так же, как это имеет место для слюд типа мусковита [2].

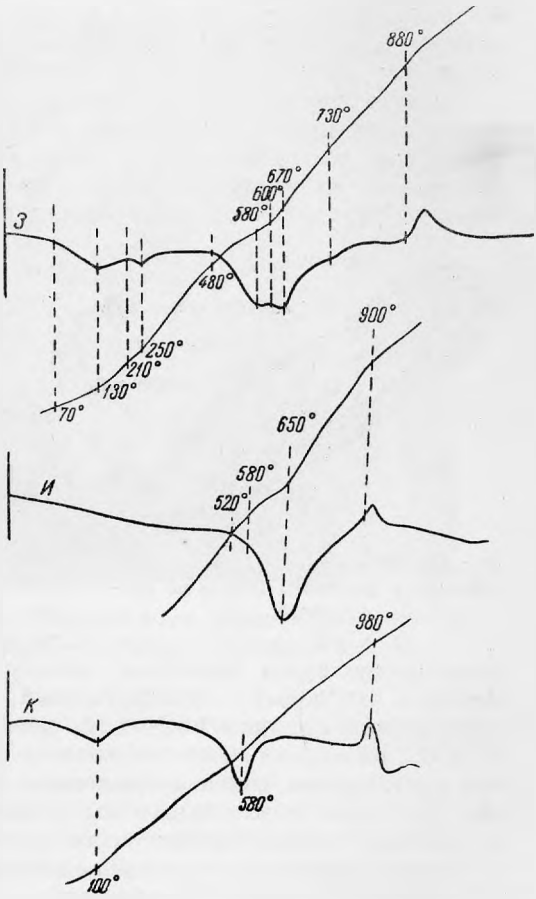


Рис. 12. Дифференциальные кривые нагревания.

З — псевдоморфоза галлуазита по куккеиту; *И* — куккеит; *К* — галлуазит.

Кривая нагревания (рис. 12), полученная в Лаборатории экспериментальной петрографии ИГН Академии Наук СССР для такой кварц-куккеитовой псевдоморфозы, показала наличие нескольких остановок: слабо выраженная эндотермическая остановка при 130°, слабо выраженная эндотермическая остановка при 250° и хорошо проявившийся эндотермиче-

ский эффект при 580—670°. При внимательном рассмотрении видно, что здесь имеют место две эндотермические остановки, которые слились вместе: одна остановка при 580° и вторая при 650 — 670°. Последняя хорошо проявившаяся широкая экзотермическая остановка наблюдается при 900°.

При сравнении этой кривой нагревания с кривыми нагревания куккеита и галлуазита, образовавшегося по сподумену, видно, что: а) эндотермические остановки при 650—670° и экзотермическая при 900° обусловлены наличием в исследованном образце куккеита; б) эндотермические остановки при 130, 580° характерны для галлуазита, но у галлуазита экзотермическая остановка лежит выше, чем у куккеита, примерно на 60—80°; по всей вероятности, они в данном случае слились вместе; в) не находит себе объяснения эндотермическая остановка при 250°; по всей вероятности, она обусловлена гидратацией куккеита.

Следует отметить что процессы изменения сподумена, образовавшегося по петалиту, протекают совершенно иначе, чем это нами отмечалось раньше [1] для месторождений, в которых сподумен кристаллизовался непосредственно из остаточных расплавов. В последнем случае по сподумену всегда образовывались гидрослюдки типа онкозина-дамурита, не содержащие совершенно лития, в то время как в нашем случае по сподумену образуются литиевые слюдки — куккеиты. Подобные же псевдоморфозы куккеита по сподумену отмечались и П. Квенселем [11] для пегматитов Варутреска (Швеция).

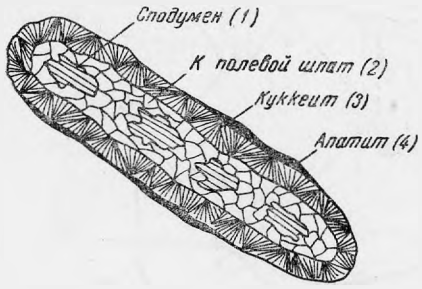


Рис. 13. Строение псевдоморфозы калиевого полевого шпата по сподумену.

IV. Образование по сподумену К-полевого шпата. В тех случаях, когда игольчатая, кварц-сподуменовая псевдоморфоза по петалиту переходит в кварц-куккеитовый агрегат, т. е. когда происходит замещение зерен сподумена куккеитом, среди листочков последнего часто наблюдаются мелкие зерна минерала, весьма напоминающего К-полевой шпат. Минерал двуосный, отрицательный, 2V близок к 90°, показатель преломления порядка 1.52—1.53, двойное лучепреломление Ng —Np = =0.006, дисперсия осей сильная, $\rho > v$. Спайность совершенная в одном направлении, плохо выраженная в другом, погасание Ng : C — прямое. По всем этим данным мы имеем дело с поздними выделениями К-полевого шпата, скорее всего ортоклаза.

Весьма характерно строение подобной псевдоморфозы К-полевого шпата по сподумену (рис. 13): в центральной части ее часто сохраняются отдельные реликты сподумена, сохраняющие единую общую ориентировку [1]. Реликты сподумена находятся среди мелкозернистого агрегата К-полевого шпата [2], который окаймляется оторочкой куккеита [3]. В отдельных шлифах последняя в свою очередь окружалась каймой, состоящей из мелких зерен апатита [4]. Образование позднего К-полевого шпата по сподумену, несомненно, связано с привносом значительных количеств K_2O и SiO_2 и выносом Li_2O. Схематически уравнение может быть представлено в следующем виде:

$$2LiAl(SiO_3)_2 + K_2O + 2SiO_2 \rightarrow 2KAlSi_3O_8 + Li_2O.$$

Освобождающаяся Li_2O входит в состав куккеита.

V. Образование по петалиту глинистых минералов типа цимолита. По периферии выделений петалита и по трещинам в нем обычно развивается вторичный глиноподобный минерал. Он плотный, мягкий и окрашен в светлорозовые тона. Развивается он, главным образом, по трещинам спайности, и в отдельных участках петалит оказывается нацело измененным и превращенным в розовую глинистую псевдоморфозу. Такая псевдоморфоза легко рассыпается в руках.

Под микроскопом превращение петалита в розовый глиноподобный минерал видно во всех деталях (рис. 14). Глиноподобный минерал развивается в виде прожилков и пятен, чаще всего вдоль трещин спайности и

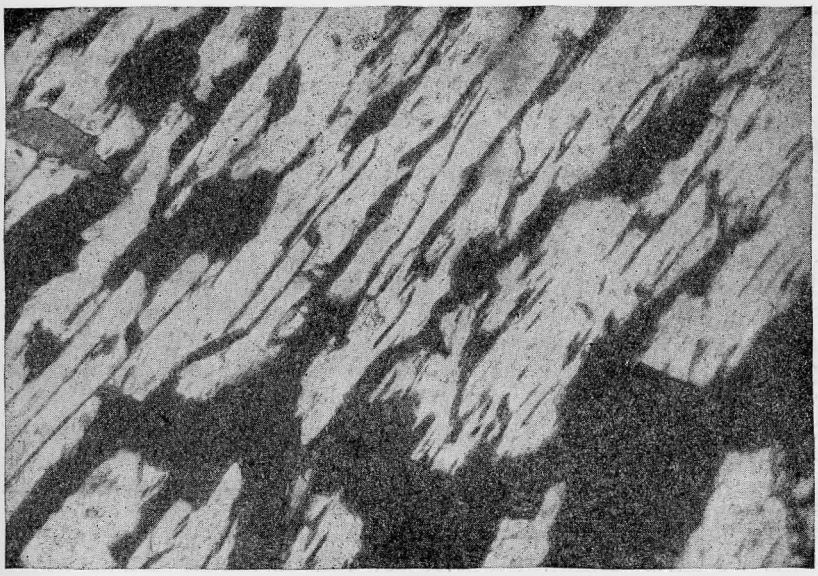


Рис. 14. Измененный петалит. По трещинам в нем развивается изотропный глинистый минерал типа цимолита. Николи скрещены. Ув. 46.

с периферии отдельных зерен. Почти все петалиты, встречающиеся на поверхности месторождений, в той или иной степени затронуты этим процессом. В проходящем свете глиноподобный минерал обычно светложелтого, розового или желтовато-зеленого цвета, реже бесцветный. Окраска очень неравномерная. Он обычно весьма неоднороден и представлен агрегатом мельчайших, неразличимых под микроскопом зерен-чешуек. Весь агрегат в целом изотропен, но в некоторых участках он агрегативно поляризует. Показатель преломления, неоднократно измеренный иммерсионным методом, оказался равным: $n = 1.500 \pm 0.001$.

В некоторых образцах наряду с этим глинистым минералом наблюдались мелкочешуйчатые агрегаты другого минерала, с несколько бо́льшим показателем преломления порядка 1.514—1.517. Этот минерал сильно агрегативно поляризует.

Совершенно аналогичные же розовые глинистые минералы, развивающиеся по петалиту, описаны П. Квенселем [9] из месторождения Варутреск, А. Линтоком из месторождения Оакхомптон, Дэвоншир и Нелем из Карибиб (юго-зап. Африка), при этом все авторы относят их к монтмориллониту и дают для них следующие показатели преломления:

Варутреск (П. Квенсель)=1.495; Оакхомптон (А. Линток)=1.495; Калбинский хребет = 1.500.

Однако от типичного монтмориллонита все эти глинки отличаются низким показателем преломления и почти полной изотропностью. По своим оптическим свойствам они ближе всего подходят к своеобразной, мало изученной глине-цимолиту, относимой некоторыми к группе монтмориллонита.

Агрегативно поляризующий глинистый минерал с показателем преломления 1.514—1.517, скорей всего, является типичным монтмориллонитом. К сожалению, выделить его в чистом виде для дальнейших исследований не оказалось возможным.

Таким образом, устанавливаются следующие процессы изменения петалита.

I. «Альбитизация» петалита, переход его в альбит и кварц.

II. Распад петалита на сподумен и кварц.

III. Образование по петалиту кварц-куккеитового агрегата в результате замещения сподумена куккеитом.

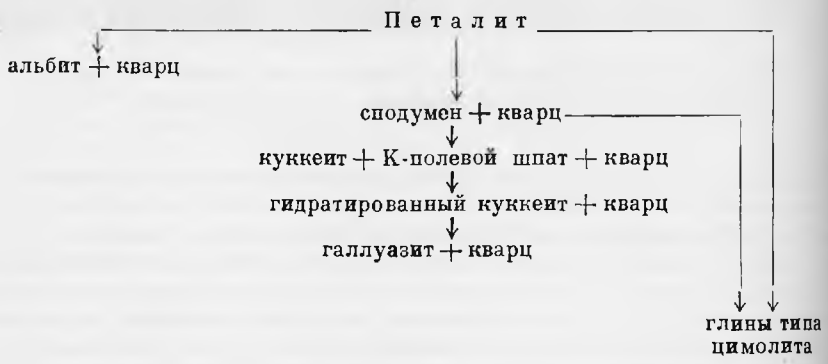
IV. Образование по петалиту агрегата кварца, куккеита и калиевого полевого шпата в результате замещения сподумена куккеитом и калиевым полевым шпатом.

V. Образование по петалиту, сподумену и куккеиту изотропных глинистых минералов типа монтмориллонита, цимолита и галлуазита.

Первый процесс является наиболее высокотемпературным и совпадает с моментом общей альбитизации микроклина и сподумена, третий и четвертый процессы, скорей всего, относятся к гидротермальному этапу, а последний связан с гипергенными процессами.

Время распада петалита на сподумен и кварц не может быть точно установлено.

Процессы изменения петалита могут быть представлены в виде следующей схемы:



На примере образования различных псевдоморфоз по петалиту видно, что псевдоморфозы могут быть разнообразного типа: можно различать простые псевдоморфозы, при которых один минерал непосредственно образуется по другому, сохраняя при этом его форму, и сложные псевдоморфозы, при которых минерал новообразования сам изменяется и переходит в другие минералы. Такие сложные псевдоморфозы могут быть как второго порядка, так и третьего, четвертого и т. д. Например, в результате распада петалита образуется кварц-сподуменовый агрегат, сохраняющий форму петалита,— простая псевдоморфоза сподумена и кварца по петалиту. Но сподумен в этой псевдо-

морфозе сам замещается листочками куккеита, при этом форма выделений его сохраняется. Образуется псевдоморфоза куккеита и кварца по петалиту, но это будет уже псевдоморфоза как бы второго порядка. Но на этом процессы изменения не останавливаются, листочки куккеита, образовавшиеся по сподумену, сами изменяются и переходят в глину — галлуазит, сохраняя при этом веерообразную форму, характерную для куккеита. В результате образуется псевдоморфоза галлуазита по петалиту, но эта псевдоморфоза будет уже третьего порядка, так как галлуазит образуется не непосредственно по петалиту, а в результате изменения куккеита, который сам образовался при замещении сподумена, как продукт распада петалита. Очевидно, что галлуазит может образоваться и непосредственно из петалита, так же как и из сподумена. Таким образом, галлуазит может образовывать как простые псевдоморфозы по петалиту первого порядка, так и сложные второго и третьего порядка.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Гинзбург. Процессы изменения сподумена. Зап. Минер. общ., 1944, № 4, стр. 184.
2. И. И. Гинзбург. Стадийное выветривание минералов. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии», 1946, стр. 122.
3. П. В. Еремеев. Протоколы заседания СПб. Минер. общ. за 1896 г. Зап. Минер. общ., 1896, т. 34, стр. 55.
4. В. И. Крыжановский. Отчет Геологического музея Академии Наук за 1911 г.
5. С. М. Курбатов. Роль водных растворов в образовании пегматитовых и контактовых месторождений. Тр. Юбил. научн. сесс. ЛГУ, 1946, стр. 39.
6. R. Hatch. Phase equilibrium in the system: $Li_2O—Al_2O_3—SiO_2$. Amer. Miner., 1943, v. 28, № 9—10, p. 471—496.
7. K. Landes. The paragenesis of the granite pegmatites of Central Maine. Amer. Miner., 1925, v. 10, p. 355.
8. H. J. Nel. Petalite and Amblygonite from Karibib. South-West Africa. Amer. Miner., 1946, v. 31, № 1—2, p. 51.
9. P. Quensel. Petalite and its Alteration Product, Montmorillonite. Geol. Fören. Förhandl., 1937, Bd. 59, H. 2, p. 150.
10. P. Quensel. Spodumene and its Alteration Products. Geol. Fören. Förhandl., 1938, Bd. 60, H. 2.
11. P. Quensel. On the Occurrence of Cookeite. Geol. Fören. Förhandl., 1937, Bd. 59, H. 3, p. 262—268.
12. P. Quensel. A Spodumene.Quartz Symplektite. Geol. Fören. Förhandl., 1946. Bd. 68, H. I.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

А. И. ГИНЗБУРГ

СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ СЛОЖНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИТИЕВОГО ТИПА

Структуры минеральных агрегатов сложных пегматитов литиевого типа в литературе почти не описаны и специальных работ, рассматривающих эти вопросы, нет. Между тем специфические условия кристаллизации минералов на последних стадиях формирования пегматитового процесса, в частности — необычайная концентрация летучих, кристаллизация минералов непосредственно из газообразного состояния в условиях существования только твердой и газообразной фазы, быстрое изменение самого состава флюидного раствора, интенсивное развитие процессов замещения и растворения ранее образовавшихся минералов приводят к появлению весьма специфических структур минеральных агрегатов и образованию своеобразных форм минералов, не встречающихся в более высокотемпературных пегматитах.

Все наблюдающиеся в этом типе пегматитов структуры можно разделить на ряд групп, образующихся в зависимости от условий кристаллизации и развития процессов замещения.

А. СТРУКТУРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ УСЛОВИЯМИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И РОСТОМ МИНЕРАЛОВ

I. Зонарные структуры

Впервые А. Е. Ферсман отметил, что для литиевых пегматитов необычайно характерна зонарная структура минералов, свидетельствующая о колебательном ритмичном движении растворов в процессе кристаллизации и закономерном изменении их состава. Среди зонарных структур можно выделить несколько типов.

Зонарные структуры, образующиеся при кристаллизации одного минерала, изменяющего состав в различные стадии своего образования

Классическим примером таких структур могут служить полихромные турмалины. В последних часто наблюдается как поперечная, так и вертикальная зональность [4]. Наблюдения над полихроматными турмалинами различных месторождений мира показывают, что последовательность образования различных по окраске зон почти всюду одинакова.

Окраска полихромных турмалинов в типичных пегматитах чистой линии меняется по схеме:

черный — темносиний — темнозеленый-зеленый — бесцветный — розовый
(шерл) (индиголит) (верделит) (ахроит) (рубеллит)

После розовой зоны в турмалинах некоторых месторождений вновь появляются те же зоны до синей, но только в обратной последовательности, и представляют собой как бы зоны второго порядка.

Как правило, окраска зон второго порядка бывает много слабее, чем окраска зон первого порядка. Не все зоны всегда хорошо развиты, многие иногда выпадают. Наиболее редко развивается бесцветная (ахроитовая) зона. В некоторых случаях бесцветные и зеленые зоны второго порядка выпадают, и розовые рубеллиты окаймляются непосредственно голубой или синей зоной. Полихромные турмалины с темносиней головкой прекрасно описаны А. Е. Ферсманом. Не всегда, конечно, рост кристаллов турмалина начинается с черной зоны, он может происходить с любой из зон, в зависимости от времени начала кристаллизации турмалина.

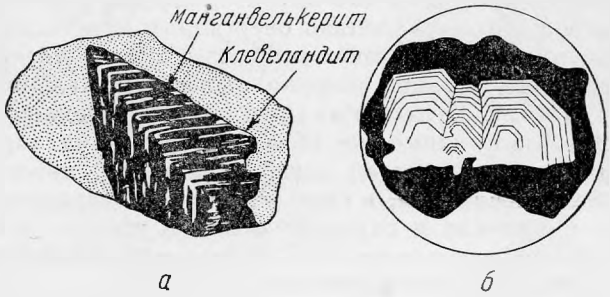


Рис. 1. Зонарные структуры.

а—зонарный кристалл манганвелькерита; полосы манганвелькерита чередуются с пластинками клевеландита; *б* — зонарные кристаллы мусковита.

В тех случаях, когда остаточные расплавы были обогащены Mg (чаще всего в результате ассимиляции вмещающих пород), в турмалинах намечается иная последовательность смены окраски зон:

темнокоричневый — бурый — медово-желтый — бесцветный — розовый
(дравит) (ахроит) (рубеллит)

В зонах второго порядка желтые цвета обычно исчезают и появляются синие и зеленые.

Таковы полихромные турмалины многих месторождений Борщевочного кряжа, Туркестанского хребта, Эльбы и других районов. В пегматитах Калбинского хребта в пустотах совместно с альбитом встречаются кристаллы позднего зональноокрашенного апатита. Осевые части их бесцветны или светлозеленого цвета, а периферические — яркофиолетового.

Подобные изменения окрасок различных зон минералов вызваны изменением соотношения FeO и MnO в остаточных расплавах (в частности, закономерным увеличением MnO к концу кристаллизации минералов) и, как показали работы С. В. Грум-Гржимайло [3], различной степенью их окисления.

Различные типы зонарных структур наблюдаются часто в крупных кристаллах дымчатого кварца из занорышей, в листочках и кристаллах мусковита, лепидолита (рис. 1, *б*) и в других минералах.

Зонарные структуры, обусловленные ритмической кристаллизацией нескольких минералов

В этом случае кристаллизация одного минерала прерывается или сопровождается кристаллизацией другого или же нескольких других минералов. В результате образуются «слоеные» или «фаршированные» кристаллы различных минералов. Подобные явления необычайно характерны для многих кристаллов манганапатита, велькерита, трифилина и ряда фосфатов.

Аналогичные же слоеные кристаллы манганвелькерита были встречены нами в Калбинском хребте. В них концентрические полосы манганвелькерита чередуются с полосами альбита, кварца и мусковита, располагающимися примерно параллельно очертаниям кристалла манганвелькерита. В результате образуется необычайно характерная структура (рис. 1, *а*). Такие образования широко развиты в Калбинском хребте, Туркестанском хребте, Султан-Уиз-Даге, в Борщевочном кряже (бассейн р. Канги). Аналогичные же образования весьма характерны для трифилина. Поскольку трифилин легко изменяется, переходя в черно-бурый гетерозит, а последний, в свою очередь, в поверхностных участках жил переходит в лимонит и охристые фосфаты железа, в то время как альбит не изменяется, то с поверхности многих литиевых пегматитов часто встречаются пустоты с характерной скелетной структурой, напоминающей элатолит, выполненные бурыми охристыми продуктами изменения гетерозита.

Зонарные структуры, обусловленные последовательной кристаллизацией различных минералов вокруг одних и тех же центров (структуры обрастаний)

В литиевых пегматитах очень часто рост минералов происходит вокруг уже образовавшихся индивидуумов других минералов. В результате вокруг многих минералов образуются характерные каемки, оторочки. Часто наблюдается целая серия таких оторочек, последовательно окаймляющих и иногда разъедающих друг друга и первоначально выкристаллизовавшийся минерал. Анализ подобных структур, наблюдаемых почти на всех пегматитах этого типа, показывает удивительное постоянство в последовательности образования и характере развития этих каемок. Ниже приводятся наиболее типичные примеры подобных образований.

1) Каемки граната-спессартина вокруг манганапатита встречаются часто. Гранат не только обрастает манганапатит, но и замещает его. В отдельных случаях спессартин образует хорошо выраженные кристаллы, в центре которых находятся зерна манганапатита. Весьма возможно, что спессартин, разъедающий апатит, содержит значительное количество P_2O_5, поскольку такие фосфорсодержащие спессартины, замещающие литиофиллит, известны из месторождения Воджины (З. Австралия) [8]. Гранат образует часто оторочки и вокруг других Ca — Mn-фосфатов (рис. 2, *а*, *б*).

2) Каемки синего или зеленого турмалина вокруг красного граната-спессартина встречаются во многих пегматитах Калбинского хребта. Наблюдаются они обычно в призальбандовых участках сильно альбитизированных жил. Турмалин образует тонкие каемки шириной в 1—3 мм. В тех случаях, когда ширина каемок большая, отчетливо видно, что турмалин по мере удаления от граната меняет свою окраску от синей к зе-

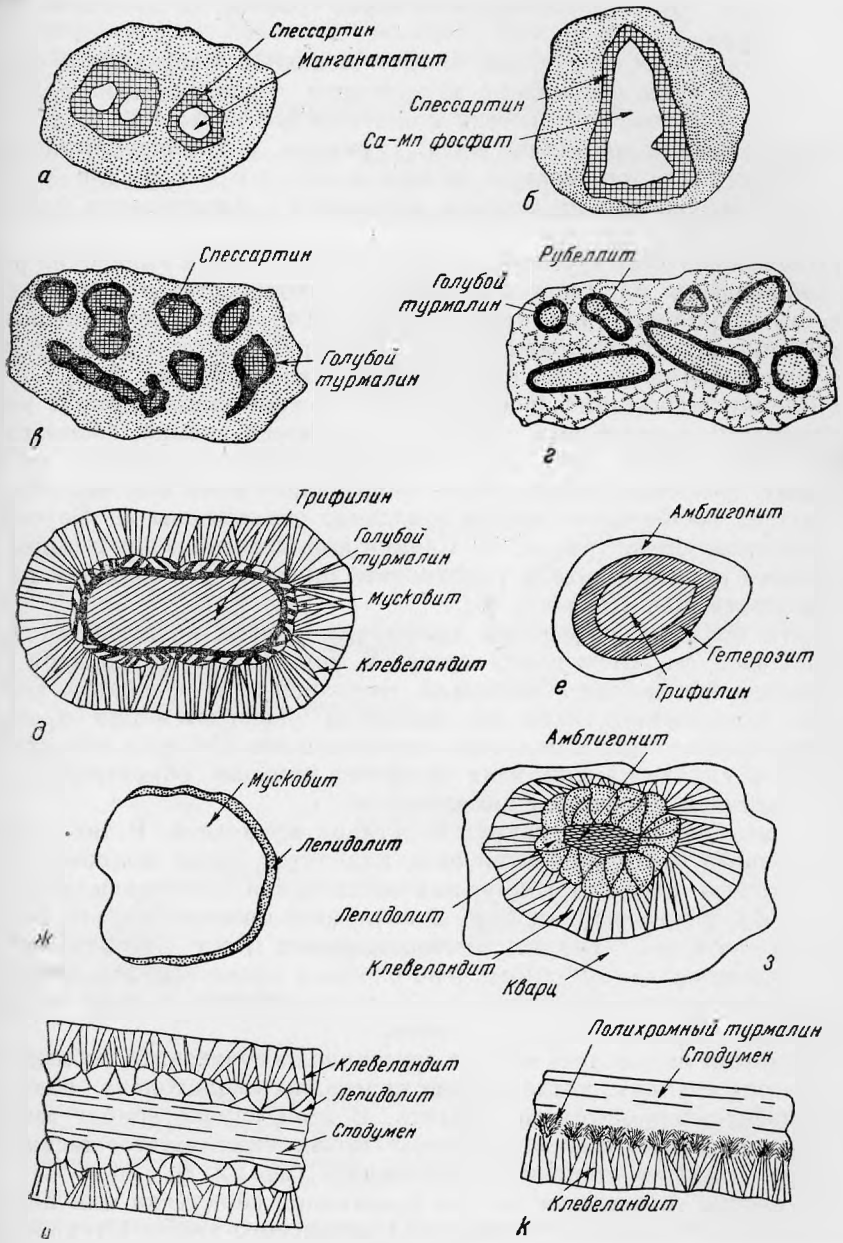


Рис. 2. Структуры обрастаний.

а—каемки граната (спессартина) вокруг зерен апатита (Калбинский хр.); *б*—каемки граната вокруг Са — Мп-фосфата (Калбинский хр.); *в* — каемки голубого и зеленого турмалина вокруг спессартина (Калбинский хр.); *г* — каемки голубого турмалина вокруг агрегата розового (Липовка, Урал); *д* — каемки голубого турмалина и мусковита вокруг желваков трифилина в клевеландите (Калбинский хр.); *е*—каемки амблигонита вокруг трифилина с гетерозитом (Туркестанский хр.), по А. Беусу (1948); *ж* — каемки лепидолита вокруг мусковита (Восточное Забайкалье); *з* — оторочка лепидолита и клевеландита вокруг амблигонита; *и* — оторочка лепидолита и клевеландита вокруг сподумена; *к* — оторочка полихромного турмалина и клевеландита вокруг сподумена.

леной. Помимо того, что он окружает зерна граната, он проникает в них и по трещинам (рис. 2, *в*).

3) Каемки синего турмалина вокруг желваков трифилина и других фосфатов — явление необычайно характерное, четко выраженное в Калбинском и Туркестанском хребтах и описываемое почти для всех известных месторождений трифилина мира. Турмалин, окаймляющий желваки, всегда синего цвета, он образует каемки шириной в 3—5 мм и в свою очередь часто окружается листочками мусковита и пластинками клевеландита (рис. 2, *д*).

4) Каемки голубого турмалина вокруг неправильных выделений рубеллита наблюдаются на Липовке (Урал). Они отличаются от обычных полихромных турмалинов тем, что здесь голубой турмалин образует каемки, окружающие агрегат неправильных иголок рубеллита. Подобные выделения находятся среди среднезернистого лепидолита (рис. 2, *г*).

5) Каемки амблигонита вокруг желваков трифилина. Вокруг желваков трифилина в некоторых случаях наблюдается каемка, состоящая из мелких зерен амблигонита, как бы повторяющая очертания желвака трифилина. Подобные каемки ранее наблюдались нами под микроскопом в пегматитах Калбинского хребта и недавно обнаружены А. Беусом и в Туркестанском хребте (рис. 2, *е*). Каемки амблигонита вокруг выделений измененного литиофиллита и родохрозита описаны Г. Берманом из пегматитов штата Мэн (Поленд) [6].

Вокруг крупных выделений трифилина иногда наблюдается кайма шириной до 2 см, сложенная агрегатом мельчайших сферолитов плотного халцедоноподобного минерала, состоящего из фосфатов Са типа даллита. Совершенно такие же минералы образуются при процессах изменения амблигонита и подробно изучены нами. По всей вероятности, и в данном случае каемки этих фосфатов кальция образовались при гидротермальном изменении амблигонита.

6) Каемки лепидолита вокруг пластинок мусковита. В тех случаях, когда крупные пластинки мусковита находятся среди мелкозернистого лепидолитового агрегата, вокруг них наблюдается отчетливая кайма лепидолита фиолетового цвета (рис. 2, *ж*). Такие явления широко развиты на Завитинском и Кангинском месторождениях (Вост. Забайкалье). Однако в данном случае мы имеем дело скорее с процессом замещения мусковита лепидолитом, нежели с процессом обрастания, поэтому подобные образования приводятся здесь условно.

7) Оторочки лепидолита вокруг кристаллов амблигонита наблюдаются обычно в тех случаях, когда мелкие кристаллы амблигонита находятся среди альбит-лепидолитового агрегата. В этом случае вокруг амблигонита располагается обычно оторочка крупночешуйчатого лепидолита, за которой следует оторочка клевеландита (рис. 2, *з*).

8) Оторочки лепидолита вокруг кристаллов сподумена или петалита встречаются очень часто в пегматитах Калбинского хребта в тех случаях, когда крупные кристаллы сподумена находятся среди альбит-клевеландитового агрегата. Последовательность образования оторочек всегда такая же, как и в предыдущем случае. Аналогичные же оторочки образуются вокруг кристаллов петалита (рис. 2, *и*).

9) Оторочки полихромных турмалинов вокруг кристаллов сподумена. В некоторых пегматитах Калбинского хребта кристаллы сподумена окружены оторочкой, состоящей из весьма тонковолокнистого агрегата полихромных турмалинов, меняющих свою окраску от зеленой через бесцветную к розовой. Тончайшие иголки турмалина образуют «солнца», окаймляющие и разъедающие сподумен. Каемки полихромных турмалинов,

в свою очередь, окружаются оторочкой клевеландита (рис. 2, *к*). Подобных примеров можно привести еще очень много, все они исключительно характерны для пегматитов данного типа.

II. Радиально-лучистая структура

Структура подобного типа наблюдается в месторождениях, содержащих крупнопластинчатый альбит-клевеландит. Она образуется пластинчатыми, игольчатыми и чешуйчатыми минералами в условиях отсут-

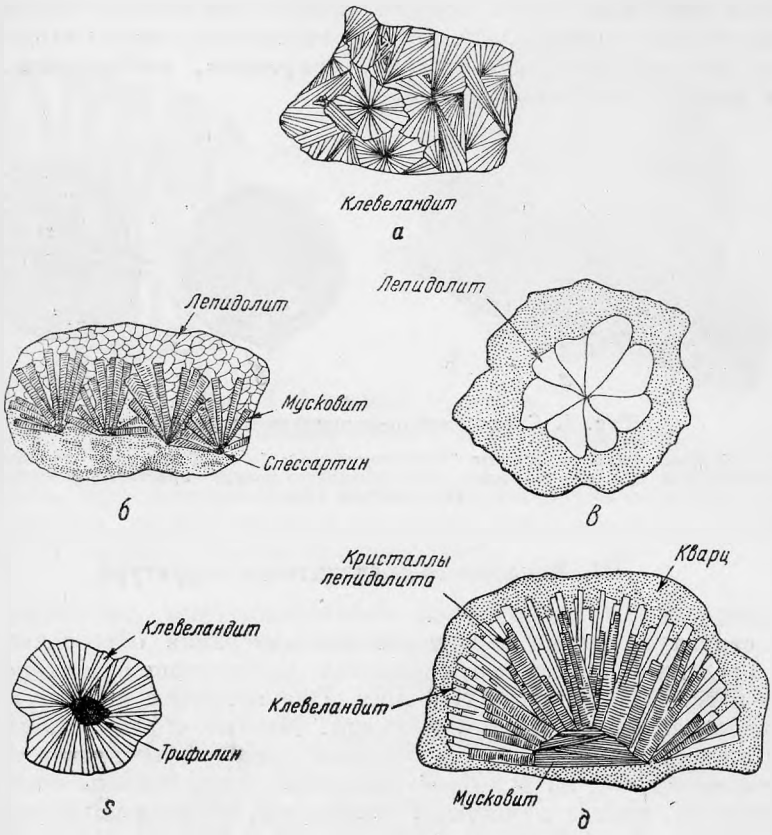


Рис. 3. Радиально-лучистые структуры.

а — крупнопластинчатый клевеландит; *б* — «солнца» кристаллов зеленого мусковита вокруг спессартина; *в* — «роза» лепидолита в кварце; *г* — «солнце» клевеландита вокруг трифилина, превращенного в гетерозит; *д* — «солнца» кристаллов лепидолита и клевеландита вокруг пачки мусковита.

ствия ориентированного давления. Рост минералов при этом происходит из отдельных далеко отстоящих друг от друга центров кристаллизации. В результате образуются различные «солнца», веерообразные агрегаты, «розы» и т. д. Примеров таких структур можно привести много.

«Солнца», образуемые различными типами полихромных турмалинов, общеизвестны. Радиально-лучистые и веерообразные агрегаты весьма характерны для клевеландита (рис. 3), кристаллов мусковита и в отдельных случаях — сподумена. Растущие в различные стороны из одной точки кристаллы в отдельных случаях по мере удаления от центра кристаллизации увеличиваются в размерах и в результате этого приобретают конусообразную форму. Таковы конусообразные турмалины, ши-

роко развитые на Завитинском месторождении и Султан-Уиз-Даге, конусообразные кристаллы позднего мусковита (рис 3, *б*) и т. д.

Рост чешуйчатых минералов также может происходить из отдельных центров. В этом случае отдельные листочки слюды расходятся веерообразно из одной точки, образуя своеобразные «розы» (рис. 3, *в*). Подобные образования весьма характерны для крупночешуйчатого лепидолита и широко развиты в пегматитах Калбинского хребта, Липовки и других районов.

Обычно центром кристаллизации радиально-лучистых образований являются кристаллы ранее образовавшихся минералов, поэтому часто в центре «солнц» клевеландита или кристаллов мусковита находятся кристаллы манганапатита, спессартина, трифилина, амблигонита, мусковита и других минералов (рис. 3, *г*).

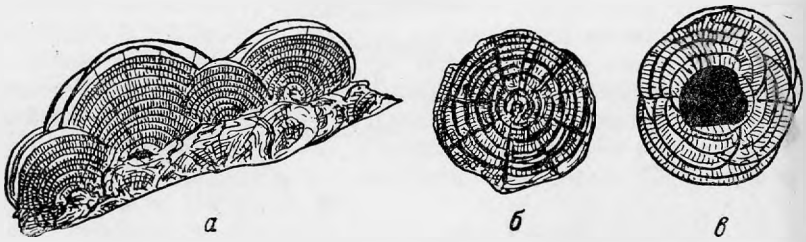


Рис. 4. Скорлуповато-концентрические структуры.

а — «барботов глаз» лепидолита (Калбинский хр.); *б*—«барботов глаз» лепидолита (Калбинский хр.); *в* — «барботов глаз» лепидолита вокруг кристалла амблигонита (Калбинский хр.).

III. Волокнисто-сферолитовая структура

Эта структура весьма характерна для минералов, образовавшихся на самой последней стадии формирования пегматитовых месторождений, обычно в гидротермальных условиях. Она является как бы разновидностью радиально-лучистой структуры. Многие образующиеся в этот период минералы, в частности, слюдки типа жильбертита, куккеита, многие фосфаты Ca, Al и другие минералы, представлены очень тонковолокнистыми, иногда лучистыми агрегатами, образующими веерообразные образования или типичные сферолиты. Подобная сферолитовая структура особенно характерна для агрегата куккеита, фосфатов Ca типа даллита (обычный продукт изменения амблигонита), фосфатов Fe типа дюфренита, бераунита, в отдельных случаях других минералов. Возможно, что образование сферолитовых структур связано в отдельных случаях (в частности для фосфатов) с раскристаллизацией коллоидных растворов.

IV. Скорлуповато-концентрическая структура

Такая структура образуется обычно листочками крупнокристаллического лепидолита. Рост последних происходит также вокруг отдельных центров кристаллизации, но только не радиально от них, а концентрически, вокруг них, благодаря чему возникают характерные образования, известные под названием «барботов глаз» (рис. 4).

V. Флюидная структура

Эта структура появляется в пегматитовых месторождениях, формировавшихся под воздействием ориентированного давления. Состоит она в том, что пластинчатые удлиненные минералы приобретают единую, общую ориентировку. Наиболее ярко выражена она в некоторых сподуменовых месторождениях, где почти все кристаллы сподумена вытянуты в одном и том же направлении, чаще всего перпендикулярно к зальбандам жил (рис. 5, *а*). Флюидная структура характерна и для мелкозернистого, сахаровидного альбита (рис. 5, *б*), для некоторых мелкозернистых

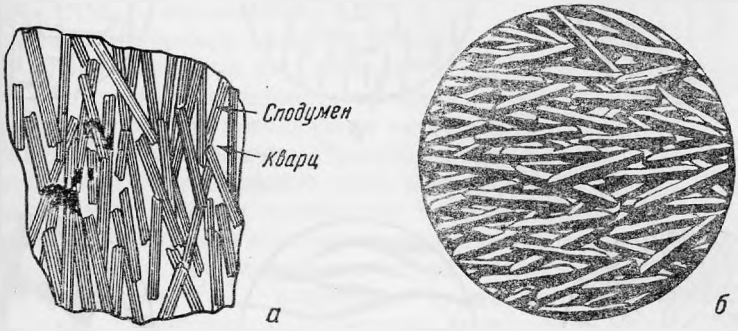


Рис. 5. Флюидные структуры.
а — кварц-сподуменовый агрегат; *б* — сахаровидный альбит.

лепидолитов. Под микроскопом такие «сахаровидные» агрегаты состоят из очень мелких, взаимно-переплетающихся лейст альбита или слюды, сохраняющих единую, общую ориентировку.

В. СТРУКТУРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ПРОЦЕССАМИ ЗАМЕЩЕНИЯ И РАЗЪЕДАНИЯ

Обычно всеми исследователями отмечается, что для пегматитов данного типа необычайно характерно развитие различных структур замещений, но детальных описаний отдельных структур замещения в литературе почти нет. Одной из первых попыток дать классификацию структур замещения является работа А. Г. Бетехтина [1], но она построена по отношению к рудам вообще и не учитывает специфических особенностей процессов замещения в пегматитовом процессе.

Микроскопическое изучение процессов изменения минералов пегматитовых жил позволяет установить несколько характерных типов замещения.

а) Замещения, при которых минерал новообразования сохраняет ту же оптическую ориентировку, что и замещаемый минерал.

б) Замещения закономерные, при которых все зерна минерала новообразования сохраняют одинаковую оптическую ориентировку, отличную от ориентировки первоначального минерала. В результате подобных процессов замещения образуются псевдографические структуры.

в) Замещения не закономерные, при которых все зерна замещающего минерала имеют различную оптическую ориентировку (наиболее обычный случай).

Структуры, образующиеся при процессах замещения, зависят от того, каким путем происходит замещение.

I. Замещения вдоль трещин

1) Замещение по системам закономерных трещин (по трещинам спайности и отдельности). В этом случае минерал новообразования проникает и выделяется по трещинам спайности или отдельности в замещаемом минерале (рис. 6). В зависимости от того, сколько систем трещин спайности или отдельности имеет замещаемый минерал и как они взаимно расположены, возникают различные структуры. Если минерал имеет одну совершенную систему трещин спайности, то при таком замещении образуется полосчатая структура; если же минерал имеет две взаимно-перпендикулярные системы трещин спайности, — возникает решетчатая или ступен-

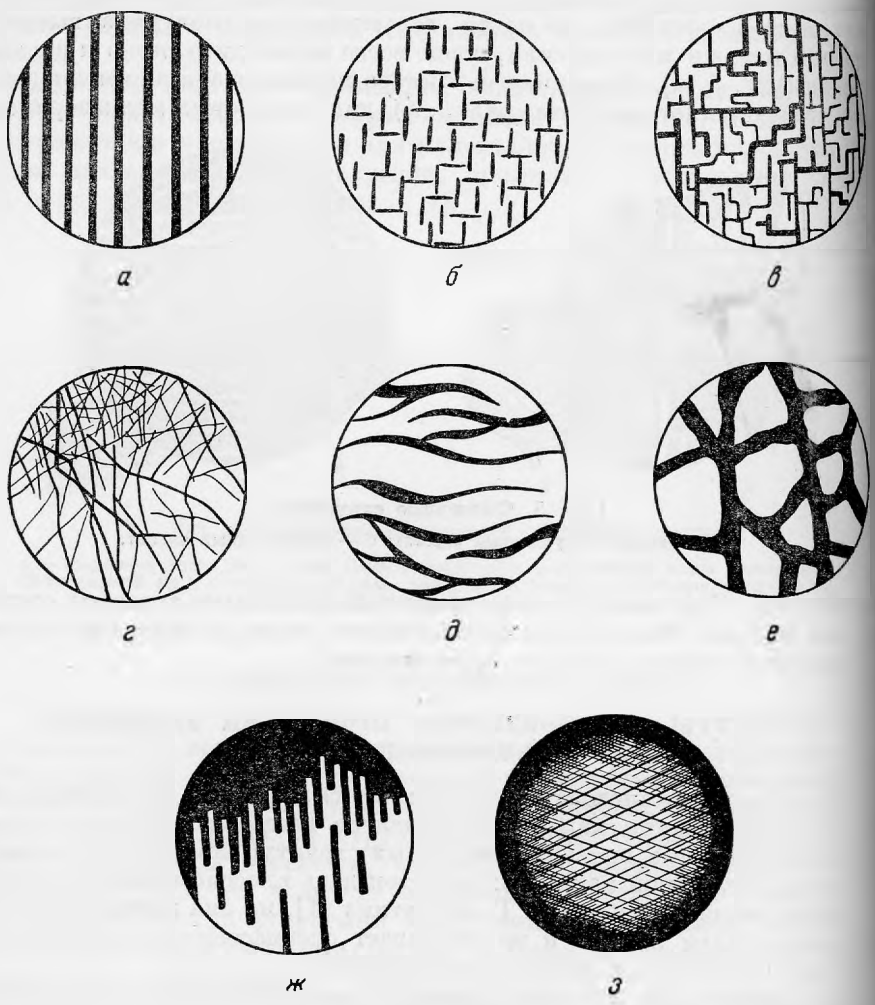


Рис. 6. Структуры замещения.

1. Замещение по трещинам спайности и отдельности: *а* — полосчатая структура, замещение сподумена жильбертитом; *б* — решетчатая структура, замещение микроклина жильбертитом; *в*—ступенчатая структура, замещение трифилина вивианитом. 2. Замещение по системе неправильных трещин: *г* — сетчатая структура, замещение рубеллита слюдкой типа жильбертита; *д* — замещение поллуцита слюдкой типа жильбертита; *е* — петельчатая структура, замещение сподумена галлуазитом. 3. Замещение по линиям ослабления в минералах: *ж* — замещение турмалина кварцем; *з* —замещение мусковита лепидолитом.

чатая структура. Примером первого случая могут служить замещение сподумена слюдой (рис. 6, *а*), выделения трифилина вдоль трещин спайности в графтоните и т. д. Решетчатая структура иногда образуется при замещении микроклина вдоль трещин спайности мелкими листочками слюды типа жильбертита (рис. 6, *б*), ступенчатая структура необычайно характерна для трифилина, вдоль трещин спайности которого обычно образуются вторичные фосфаты — вивианит, палаит и др. (рис. 6, *в*).

2) Замещение по системе неправильных трещин. В тех случаях, когда замещаемый минерал не имеет спайности, процессы замещения могут происходить по различным трещинам. Первоначальный минерал разбивается сетью трещин-прожилков, проходящих в различных направлениях и выполненных минералом новообразования. В дальнейшем сеть трещин сгущается до тех пор, пока весь минерал не окажется замещенным. В зависимости от густоты проходящих трещин, их ширины и расположения образуется сетчатая или петельчатая структура (рис. 6, *е*).

Подобные структуры обычно образуются при замещении полихромных турмалинов и поллуцита слюдой типа жильбертита (рис. 6, *г*, *д*).

3) Замещение по линиям ослабления в минералах. В некоторых минералах процессы замещения протекают по некоторым линиям ослабления, при этом выявляется внутренняя структура самого минерала, незаметная в обычных условиях. Так, например, турмалины при замещении их кварцем, кварц-куккеитовым агрегатом, петалитом и другими минералами разбиваются на отдельные иголки, вытянутые по длинной оси, т. е. процессы замещения протекают вдоль линий ослаблений, проходящих в этих минералах по направлению их вытянутости (рис. 6, *ж*). В отдельных случаях процессы разъедания турмалина приводят к образованию в них вытянутых вдоль оси С пустот — своего рода сквозных каналов. В Калбинском хребте нами встречались подобные «полые» турмалины, осевые части которых нацело разъедены.

В других минералах, в частности в мусковитах, при процессах замещения хорошо выявляется внутренняя структура. Так, например, при замещении мусковита лепидолитом листочки первого, имеющие гексагональное очертание, разбиваются на целую сеть мельчайших ромбиков, между которыми проникает лепидолит, вплоть до почти полного замещения их (рис. 6, *з*). Такие явления лепидолитизации мусковита необычайно характерны для Завитинского месторождения.

II. Замещение с поверхности минералов (разъедание)

В этом случае замещение происходит с поверхности минералов, благодаря чему минерал теряет свою первоначальную форму и очертания его становятся извилистыми. По степени разъедания можно установить несколько наиболее типичных случаев.

а) Зерна минералов слабо разъедены, форма их неправильная, контур — извилистый с многочисленными «заливами».

б) Процессы разъедания привели к тому, что первоначальный минерал оказался разбитым на отдельные изолированные части, сохраняющие одинаковую оптическую ориентировку, благодаря чему иногда возникает пятнистая структура.

в) При дальнейшем развитии этого процесса минерал новообразования образует в замещаемом извилистые и ветвящиеся включения, напоминающие графические вростки и отличающиеся от них отсутствием острых углов и различной оптической ориентировкой.

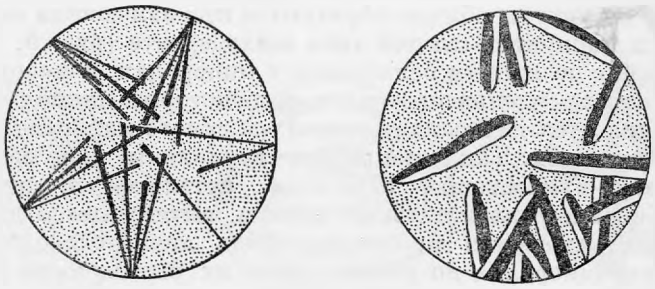
Подобная структура была описана Г. Н. Бунтиным [2] под названием обратной графической.

г) От первоначального минерала сохранилось большое количество мелких остатков, сохраняющих одинаковую оптическую ориентировку и образующих «структуру архипелага».

д) От первоначального минерала сохранились отдельные реликты совершенно неправильной формы — реликтовая структура.

Описанные типы структур разъедания встречаются в пегматитах повсеместно. Примеров таких структур можно привести очень много. Они встречаются, например, при замещении кварцем сподумена, амблигонита, турмалина, трифилина и других минералов, при замещении микроклина, сподумена, лепидолита — петалитом, амблигонита, сподумена, микроклина — мусковитом и во многих других случаях.

В тех случаях, когда минерал новообразования имеет игольчатую или пластинчатую форму, как в случае турмалина или альбита, образуются совершенно иные структуры. Тонкие иголки минерала новообразования



а б

Рис. 7. Структуры замещения игольчатыми и пластинчатыми минералами.

а — замещение мусковита турмалином; б — замещение микроклина альбитом.

пронизывают во всех направлениях замещаемый минерал, образуя часто радиально-лучистые агрегаты, расходящиеся от периферии замещаемого минерала. Таковы структуры замещения мусковита зеленым турмалином, сподумена — рубеллитом и т. д. (рис. 7, *а*). Аналогичные же структуры, только менее четко выраженные, образуются при замещении многих минералов (чаще всего К-полевого шпата) вытянутыми лейстами сахаровидного альбита (рис. 7, *б*).

Процессы замещения, развивающиеся с поверхности минералов, могут привести к появлению в замещаемом минерале большого количества изолированных друг от друга включений минерала новообразования, благодаря чему образуются структуры, весьма напоминающие пойкилитические (псевдопойкилитические) (рис. 8, *а*, *б*, *в*). В этих случаях часто бывает весьма трудно определить, являются ли подобные включения первичными или вторичными.

Во всех разобранных случаях при процессах замещения образуется только один новый минерал. Но известны многочисленные примеры, когда при процессах замещения в литиевых пегматитах образуется не один, а целый агрегат новых минералов характерной структуры. Можно привести несколько типичных примеров таких структур.

1) В минерале новообразования появляется большое количество мелких неправильных, червеобразных включений другого минерала, напоминающих по внешнему виду обычные мирмекиты. Это сходство усиливается

еще тем, что мирмекитоподобные включения часто располагаются вблизи контакта с замещаемым минералом. Подобные структуры наблюдались нами при замещении петалита альбитом, при образовании сподумена и кварца по петалиту, при замещении турмалина альбитом (рис. 9, *б*).

Аналогичные же структуры всегда наблюдаются в сподумене на контакте его с поллуцитом. П. Квенсел [9] предложил для таких структур название симплектитовых.

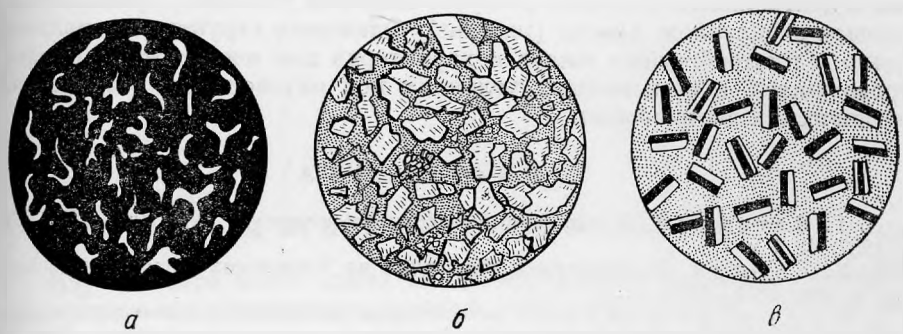


Рис. 8. Псевдопойкилитические структуры.

а — замещение турмалина кварцем; *б* — замещение микроклина лепидолитом; *в* — замещение микроклина альбитом.

2) При образовании мусковита по микроклину часто возникает своеобразный кварц-мусковитовый агрегат, в котором мусковит представлен неправильными вростками, располагающимися в кварце веерообразно, благодаря чему образуется весьма характерная структура (рис. 9, *в*).

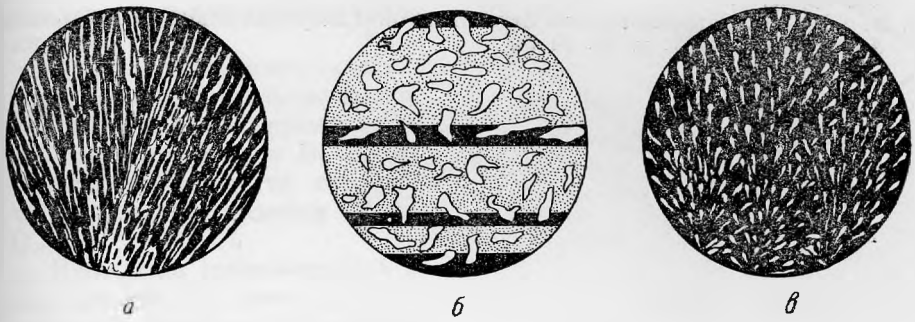


Рис. 9. Сложные структуры замещения.

а — замещение сподумена агрегатом альбита и мусковита; *б* — замещение турмалина альбитом; *в* — замещение микроклина агрегатом кварца и мусковита.

В отдельных случаях, например при замещении сподумена альбитом, в последнем появляются вростки эвкриптита, имеющие форму удлиненных волокон. Такие волокна обычно сильно разветвляются, образуя древовидные ветви (дактолотипная структура) (рис. 9, *а*). В поперечном сечении вростки имеют форму типичных ихтиоглиптов.

Не все из указанных структур развиваются в одних и тех же жилах и в одних и тех же зонах. Так, например, для призальбандовых участков литиевых пегматитов характерно появление веерообразно-расходящихся кристаллов шерла, растущих от зальбандов к центральной части жилы.

Ближе к осевой части появляются некоторые структуры обрастаний (на емки турмалина вокруг граната и фосфатов), здесь же появляются зонарные, слоеные кристаллы апатита. Из структур замещений в при зальбандовых участках широким развитием пользуется структура замещения микроклина кварц-мусковитовым агрегатом.

Радиально-лучистая структура, так же как и зонарная, скорлуповато-концентрическая и целый ряд структур замещений наиболее широко развиты в центральных участках раздувов жил или участках, примыкающих к осевым скоплениям кварца («ядрам»). Флюидная структура появляется обычно в плитообразных жилах и характерна для месторождений, сформировавшихся в неспокойных условиях под интенсивным воздействием тектонических напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Г. Бетехтин. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР 1937, № 1 и 2.
2. Г. Н. Бунтин. О структурах замещения из Чупинских пегматитовых жил Уч. зап. ЛГУ, 1936, в. 2.
3. С. В. Грум-Гржимайло. О возможности определения валентности и координации окрашивающих минералы элементов по кривым поглощения. Зап. Вс. Минер. общ., 1945, в. 2.
4. К. К. Матвеев. Из наблюдений над многоцветными турмалинами. Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд. АН СССР, 1946.
5. А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. I, 1940.
6. H. Berman a. F. Gonyer. Pegmatite Minerals of Poland. Maine. Amer. Miner., 1930, v. 15, № 8.
7. W. D. Johnston. Beryl-tantalite Pegmatites of Northeastern Brazil. Bull. of the Geol. Soc. of Amer., 1945, v. 56, № 11.
8. B. Mason a. T. Berggren. A Phosphate-Bearing Spessartite Qarnet from Wodgina, Western Australia. Geol. Fören. Förhandl., 1941, Bd. 63, H. 4.
9. P. Quensel. A Spodumene-Quartz Symplektite. Geol. Fören. Förhandl., 1941 Bd. 68, H. 1.
10. B. Shaub. Contemporaneous Crystallisation of Beryl and Albite as Replacement. Amer. Miner.. 1937, v. 22, № 10.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

А. Н. ЛАБУНЦОВ

К КРИСТАЛЛОГРАФИИ АЛМАЗА

Изучавшийся мною алмаз представлял собой бесцветный прозрачный кристалл с закругленными гранями — додекаэдрического облика, несколько сплющенный по тройной оси симметрии (рис. 1). Этот тип кристаллов алмаза обычно называют «ромбическим додекаэдром с преломленными гранями» и относят к бразильскому типу кристаллов алмаза. Вес алмаза 44.1 мг. По своей сохранности и остроте ребер между гранями изучавшийся алмаз представлял прекрасный экземпляр, подобие которому встречаются сравнительно редко.

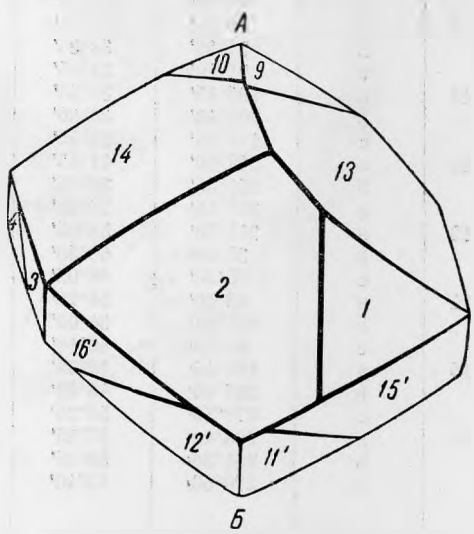


Рис. 1.

Кристаллографическое измерение этого алмаза было произведено мною на двукружном теодолитном гониометре В. Гольдшмидта в Институте геологических наук Академии Наук СССР.

Измерение производилось в два приема, оба раза при нормальной установке. Для первого измерения кристалл прикреплялся к кристаллоносцу точкой *Б* и для второго измерения он был перемонтирован и прикреплялся точкой *А*.

Вследствие закругленности граней кристалла отражения от граней получались не в виде обычных отдельных рефлексов крестиков (при пользовании диафрагмой с крестообразной прорезью), а в виде треугольной формы световых пятен, состоящих из многочисленных наложенных друг на друга крестиков. Наружные границы таких световых треугольников оконтуривались четко.

Юстировка кристалла производилась по основаниям световых треугольников (их длинным сторонам). Само же гониометрическое измерение состояло в нахождении сферических координат (углов φ и ρ) для точек *a*, *b* и *c* — вершин световых треугольников.

Результаты измерений приведены в табл. 1.

Таблица 1

№ грани	Вершины световых треугольников	Измеренные углы		№ грани	Вершины световых треугольников	Измеренные углы	
		φ	ρ			φ	ρ
1	a	37°00′	71°35′	1′	b	37°05′	82°45′
	c	33°35′	90°00′		c	33°35′	90°00′
2	a	53°10′	69°45′	2′	b	53°15′	70°25′
	c	59°05′	80°25′	3′	b	126°50′	82°30′
3	a	126°40′	70°20′		c	121°05′	87°50′
4	a	142°45′	69°00′	4′	b	142°45′	82°30′
	c	149°35′	82°40′	5′	b	216°40′	74°50′
5	a	216°45′	73°50′		c	211°10′	88°00′
6	a	232°50′	63°35′	6′	b	233°05′	82°10′
	c	239°20′	82°45′	7′	b	306°45′	72°20′
7	a	306°45′	79°50′		c′	296°30′	90°00′
	c	296°30′	90°00′		c	298°40′	84°25′
8	a	322°50′	82°50′	8′	b	322°55′	71°20′
	c	326°35′	90°00′		c	326°20′	90°00′
9	a	345°50′	46°35′	11′	a	341°50′	32°05′
	b	26°30′	48°20′		b	15°50′	36°20′
	c	10°55′	34°15′		c	0°15′	21°45′
10	a	59°25′	42°05′	12′	a	78°50′	46°10′
	b	71°35′	38°35′		b	116°00′	48°30′
	c	71°40′	28°05′		c	90°05′	37°10′
11	a	193°45′	33°55′	9′	a	153°20′	48°25′
	b	206°40′	36°30′		b	187°25′	42°10′
	c	191°25′	22°45′		b′	180°00′	45°20′
12	a	238°50′	41°45′		c	166°05′	39°30′
	b	251°35′	38°25′	10′	a	243°50′	35°55′
	c	269°45′	26°40′		b	277°00′	34°10′
13	a	341°50′	58°05′		c	269°35′	26°35′
	b	33°20′	60°50′	15′	a	346°05′	45°45′
	c	5°30′	66°05′		b	36°20′	51°30′
14	a	63°20′	56°25′		c	359°45′	56°20′
	b	101°05′	54°00′	16′	a	71°40′	57°35′
	c	89°10′	60°10′		b	114°35′	58°40′
15	a	161°45′	46°50′		c	93°00′	65°20′
	b	207°00′	48°35′	13′	a	153°20′	59°05′
	c	279°50′	56°25′		b	186°30′	56°50′
16	a	288°40′	57°35′		c	168°45′	68°45′
	b	251°30′	58°05′	14′	a	256°05′	53°45′
	c	270°50′	63°40′		b	288°00′	55°05′
					c	274°20′	57°40′

На основании вышеприведенных результатов измерения составлены две стереографические проекции: I — по данным первого измерения для верхней половины кристалла (рис. 2) и II — по данным второго измерения для нижней половины кристалла (рис. 3).

Изображенные на этих стереографических проекциях треугольники представляют собой суммарные проекции рефлексов от каждой грани, причем размеры и форма треугольников зависят от степени закругленности граней. Буквами *а*, *б*, *с* обозначены вершины треугольников, кружочками же отмечено теоретическое положение полюсов главнейших кристаллографических форм алмаза.

При помощи стереографических проекций сделан чертеж кристалла нашего алмаза — его ортогональная проекция, в положении, отличающемся от нормальной установки поворотом влево на 30° и наклоном вертикальной оси от себя на 10° (см. рис. 1).

Рассмотрение результатов измерения и стереографических проекций позволяет сделать следующие выводы об измеренном кристалле алмаза.

1. В кристалле нет форм куба (100) и октаэдра (111), так как полюсы этих форм не захватываются световыми треугольниками.

Рис. 2.

2. Формы ромбического додекаэдра (110) участвуют, но в ограниченном количестве в строении закругленных граней кристалла. Полюсы ромбододекаэдра входят в следующие световые треугольники: № 9 и 15 I проекции и № 9′, 12′ и 15′ II проекции, всего 5.

Главными формами, полюсы которых в наибольшем количестве входят в световые треугольники, являются пирамидальные кубы (тетрагексаэдры (hko) и сорокавосьмигранники (гексоктаэдры (hkl).

3. Из пирамидальных кубов присутствуют следующие формы:

Индекса — 034 в треугольниках I проекции №: 1— (340), 2— (430), 3— ($4\bar{3}0$), 4— ($3\bar{4}0$), 5— ($\bar{3}\bar{4}0$), 6— ($\bar{4}\bar{3}0$), 7— ($\bar{4}30$), 8— ($\bar{3}40$), 9— (034), 14— (403), 15— ($0\bar{4}3$); в треугольниках II проекции №: 12′— (304), 15′— (043), 14′— ($\bar{4}03$); всего 14.

Индекса — 023 в треугольниках I проекции №: 1— (230), 2— (320), 2— ($3\bar{2}0$), 4—($2\bar{3}0$), 5— ($\bar{2}\bar{3}0$), 6— ($\bar{3}\bar{2}0$), 7— ($\bar{3}20$), 8— ($\bar{2}30$), 13— (032),

14— (302), 15— (0$\bar{3}$2), 16— ($\bar{3}$02); в треугольниках II проекции №: 10′—($\bar{2}$03), 13′— (0$\bar{3}$2), 14′— ($\bar{3}$02), 15′— (032), 16′— (302); всего 1[illegible].

Индекса — 035 в треугольниках I проекции №: 3—(530), 5— ($\bar{3}$50), 7 — ($\bar{5}$30), 13— (053), 16— ($\bar{5}$03); в треугольниках II проекции №: 10′— ($\bar{3}$05), 11′— (035), 13′— (503), 16′— (053); всего 9.

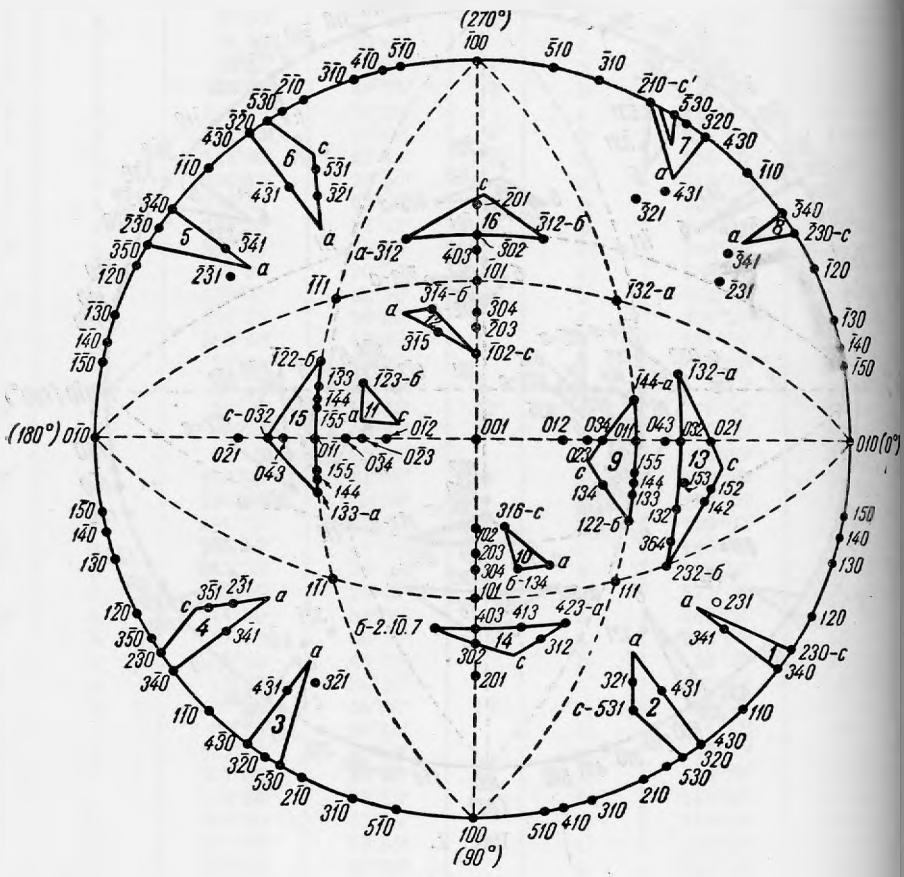


Рис. 3.

Индекса — 012 в треугольниках I проекции №: 7— ($\bar{2}$10), 12— ($\bar{1}$02), 13— (021), 16—($\bar{2}$01); в треугольниках II проекции №: 10′— ($\bar{1}$02), 11′— (021), 16′— (201); всего 7.

4. Из сорокавосьмигранников присутствуют следующие формы:

Индекса — 341 в треугольниках I проекции №: 1— (341), 2— (431), 3— (4$\bar{3}$1), 4—(3$\bar{4}$1), 5— ($\bar{3}$41), 6— (4$\bar{3}$1), 9— (134), 10— (314), 12— ($\bar{3}$14), 14—(413); в треугольниках II проекции №: 2′— (431), 5′— ($\bar{3}$41), 7′— ($\bar{4}$31), 8′— ($\bar{3}$41), 14′— ($\bar{4}\bar{1}$3), (413), 15′— (143); всего 17.

Индекса — 231 в треугольниках I проекции №: 2— (321), 4— (2$\bar{3}$1), 6— ($\bar{3}$2$\bar{1}$), 10 — (213), 11—($\bar{1}\bar{2}$3), 12— ($\bar{2}\bar{1}$3), 13— (132), 14— (312), 16— ($\bar{3}\bar{1}$2) и (31$\bar{2}$); в треугольниках II проекции №: 10′— ($\bar{2}$13), 13′— (1$\bar{3}$2), 16′— (312) и (31$\bar{2}$); всего 14.

5. Из тригонтриоктаэдров присутствуют следующие формы:

Индекса — 122 в треугольниках I проекции №: 9— (122), 15— ($\bar{1}\bar{2}2$); в треугольниках II проекции №: 9′—($1\bar{2}2$), 12′—($2\bar{1}2$), 15′— (122); всего 5.

Индекса — 133 в треугольниках I проекции №: 9— (133), 15— ($1\bar{3}3$) и ($\bar{1}\bar{3}3$); в треугольниках II проекции №: 9′— ($1\bar{3}3$), 12— ($3\bar{1}3$), 15— (133); всего 6.

Аналогично индексу (133) в тех же треугольниках находятся также полюсы индексов (144) и (155); есть еще (233), (344) и другие более редкие формы тригонтриоктаэдров.

Кроме вышеуказанных форм в площади световых треугольников могут быть включены еще многие другие полюсы более сложных индексов: тетрагексаэдров, гексоктаэдров и тригонтриоктаэдров.

Таким образом, на основании результатов гониометрического измерения и рассмотрения проекций нашего кристалла алмаза можно отметить следующие главные положения.

1. Световые пятна являются суммарными рефлексами от закругленных граней алмаза. Они имеют не произвольную размытую форму, а представлены резко очерченными треугольниками, расположенными закономерно — попарно и таким образом, что стороны их лежат на дугах больших кругов, проходящих через полюсы наиболее характерных форм алмаза.

2. Световые треугольники образованы многочисленными рефлексами от граней разных индексов следующих форм: тетрагексаэдров, гексоктаэдров и тригонтриоктаэдров, с относящимися к ним вициналями.

3. В световые треугольники не входят полюсы главных форм: куба (100) и октаэдра (111), что указывает на отсутствие граней этих форм в кристалле. Полюсы же ромбододекаэдра входят в световые треугольники в пяти случаях из двенадцати возможных граней.

На основании вышесказанного мне представляется наиболее вероятным, что процесс кристаллизации нашего кристалла алмаза происходил в обстановке, благоприятствующей ускоренному росту главных и наиболее плотных форм: (100), (111) и отчасти (110), грани которых вследствие этого и уничтожились, способствуя образованию несколько менее плотных форм (hko) и (hkl).

Как известно, для объяснения образования закругленных граней кристаллов алмаза существуют две теории, противоположные друг другу. Одна «теория растворения» А. Е. Ферсмана и В. Гольдшмидта (1911), к которой примыкают И. И. Шафрановский и некоторые другие, и другая «теория роста», которой придерживаются J. R. Sutton (1928), А. Ф. Вильямс (1932), Г. Фридель (1924); к ней же следует отнести высказывания и Н. И. Кокшарова еще в 1869 г.

У авторов обеих теорий имеются свои соответствующие доказательства, которые, однако, до сих пор не могли быть подкреплены экспериментом, соответствующим природной обстановке образования алмаза.

Не подлежит сомнению, что кристаллизация алмаза в природных условиях происходит в сложных физических условиях, из которых давление, повидимому, является одним из главных факторов. Изменение его может влиять на быстроту роста или, наоборот, на растворение уже образовавшихся граней кристалла, обладающих разной ретикулярной плотностью; в отдельных же случаях пульсация его может способствовать и регенерации кристалла, с образованием вместо растворенных главных наиболее плотных форм других, менее плотных. Несомненно также, что кри-

сталлообразование усложняется еще способностью алмаза к гемиэдрии и двойникованию, признаки чего можно обнаружить в большинстве кристаллов алмаза. Все это заставляет думать, что при трактовке причин кривогранности граней алмаза нужен индивидуальный подход к исследуемому объекту, и нельзя противопоставлять друг другу теории «растворения» и «роста».

Знакомство с литературой по изучению алмаза заставляет считать, что образование кривогранных кристаллов алмаза возможно как в результате растворения, так и в результате роста. К этому пришел в своей последней работе по алмазу и А. А. Кухаренко (1946).

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Аверин и И. И. Шафрановский. Зап. Минер. общ., LXVIII, № 3, 1939.
2. Г. Б. Бокий и Г. Г. Леммлейн. ДАН СССР, XXIV, № 9, 1939.
3. Д. П. Григорьев и И. И. Шафрановский. Зап. Минер. общ., LXXI, № 1—2, 1942.
4. В. А. Зильберминц и Э. М. Бонштедт. ДАН СССР, 3, 1936.
5. А. А. Кухаренко. ДАН СССР, L, 1945.
6. А. А. Кухаренко. ДАН СССР, LI, № 8, 1946.
7. Н. И. Кокшаров. Зап. СПб. Минер. общ., ч. IV, 1869.
8. И. И. Шафрановский. ДАН СССР, XXVI, № 7, 1940.
9. И. И. Шафрановский. Зап. Минер. общ., LXIX, в. 2—3, 1940.
10. И. И. Шафрановский. ДАН СССР, XXXI, № 8, 1941.
10′. И. И. Шафрановский. Зап. Минер. общ., LXXII, № 1, 1943.
11. A. Fersman u. V. Goldschmidt. Der Diamant. 1911.
12. Friedel. Bull. Soc. Franç. Miner. Paris, 1924.
13. J. R. Sutton. Diamond. A descriptive treatise. London, 1928.
14. A. F. Williams. The Genesis of the Diamond. London, 1932.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 1

Редакторы: акад. *Д. С. Белянкин* и д-р геол.-минер. наук *Г. П. Барсанов*

Н. Г. СУМИН

ДЕЛАФОССИТ И ГИДРОНАКРИТ ИЗ МЕДНОРУДЯНСКА НА УРАЛЕ

В настоящей статье излагаются результаты исследования конкреционных образований, встречающихся в форме шаров в зоне окисления Меднорудянского месторождения в Н. Тагиле. Эти конкреции, ранее принимавшиеся за мономинеральные образования, можно встретить в минералогических музеях Союза (Ленинградского горного института, Московского геолого-разведочного института и др.) под названием — тенорит или его землистая разновидность — мелаконит. В Минералогическом же музее Академии Наук СССР они, находясь в той же группе минералов, носят название докучаевита.

Впервые на эти шарообразные конкреции было обращено внимание в Меднорудянском месторождении еще в 1844 г. Нефедьевым и Кеммерером, которые в одно время получили их с рудника и доставили в химическую лабораторию Горного института для разложения, где они и были проанализированы Евреиновым [3] в 1847 г. Вследствие неопределенности химического анализа формула минерала не была установлена.

Затем, по словам акад. В. И. Вернадского, в 90-х годах прошлого столетия этими конкреционными образованиями заинтересовался выдающийся русский ученый почвовед В. В. Докучаев, который передал их для анализа химику М. И. Шешукову; последний сделал анализ и предложил назвать минерал, составляющий конкрецию, в честь Докучаева «докучаевитом». К сожалению, результаты анализа Шешукова автору не удалось найти ни в химической, ни в минералогической литературе. Надо полагать, что данные анализа, не увидев света, остались достоянием аналитика и немногих лиц, знавших Докучаева и Шешукова.

Исследование этих конкреций автором показало их неоднородность; они состоят из рудного и нерудного минералов, и анализ Шешукова не является результатом, соответствующим мономинеральному веществу.

Исследуемые конкреции относятся к группе рудных минералов зоны окисления Меднорудянского месторождения. Их распространение приурочено к рудной толще (Н. Трушков [4]; П. Гладкий [2]) средней части месторождения, к выходам тальковых руд и известняков, с преобладанием углекислых и кремнекислых солей меди и частично с куприт ом, самородной медью и ее фосфорнокислыми соединениями.

Эти руды сильно разрушены и представляют собой рыхлую каолиновую массу, благоприятную для концентрации вторичных продуктов, получающихся от распада сульфидов меди и железа.

О приуроченности конкреций только к каолинизированным породам достаточно убедительно говорят остатки белого каолинизированного вещества на неровной поверхности их, а также и минералогический состав нерудной части смеси, которая почти на 50% состоит из аналогичного материала.

По внешности конкреции представляют собой шары (рис. 1) иногда правильной округлой формы, величиной значительно больше грецкого

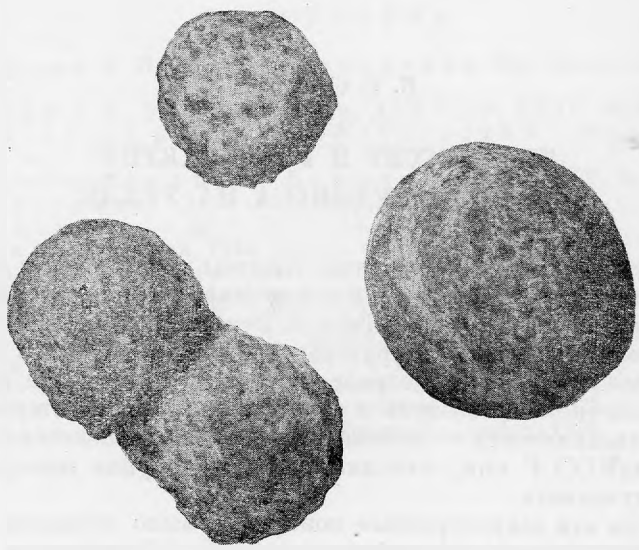


Рис. 1. Конкреции делафоссита (нат. вел.).

ореха. Они нередко имеют и яйцеобразно-вытянутую форму или форму сросшихся шариков, напоминая собой в этом случае увеличенный во много раз китайский земляной орех.

Неровная бородавчатая поверхность конкреций обычно покрыта белым каолинизированным веществом, которое, как было установлено автором впоследствии, представляет собою гидронакрит. Это вещество как бы проникает внутрь шаров с поверхности. Излом конкреции раковистый, цвет серо-черный, черта черная, сложение плотное.

Макроскопически состав конкреций представлен настолько плотной смесью двух минералов, что при небольших увеличениях микроскопа эта смесь представляется одним минералом черного цвета со слабо заметным лучистым строением.

Твердость конкреций значительная; острый конец ее оставляет на стекле черту, однако по ходу черты остается и заметный след черного порошка, что говорит о наличии здесь двух минералов с различной твердостью. Твердость общей массы, надо полагать, составляет от 5 до 5.5. Удельный вес конкреции 3.80.

Перед паяльной трубкой вещество конкреции трудно сплавляется в шарик. При прокаливании порошка на угле он приобретает буровато-коричневатый цвет и становится магнитным. При нагревании в запаянной трубке на стенках выделяется вода. Фосфорная соль разлагает ис-

следуемые минералы, оставляет скелет кремнезема и дает реакцию на железо и медь. Бура растворяет вещество конкреции с трудом, образуя бутылочно-зеленое стекло.

Для более полного изучения конкреций, последние были подвергнуты действию соляной, азотной и серной кислот, а также действию щелочей— аммиака и едкого кали. Ниже приводится краткое описание хода реакций.

1. Кусочек минерала в холодной крепкой соляной кислоте растворяется очень медленно. В горячей 10% соляной кислоте он растворяется интенсивно, окрашивая раствор в голубовато-зеленоватый цвет. Кусочки минерала при этом покрываются белым налетом. Что же касается мелко истертого порошка, то он оставляет в этих условиях большой нерастворимый осадок с слабо буроватым оттенком.

При действии аммиака из солянокислого раствора минерала в большом количестве выпадает бурый аморфный осадок гидрата окиси железа. Раствор же при этом окрашивается в интенсивный синий цвет, обусловленный присутствием меди.

2. В холодной азотной кислоте (HNO_3) минерал не растворяется; в кипящей HNO_3 он растворяется заметно. Так же как и при растворении в соляной кислоте, на кусочках минерала при растворении образуется белый налет, а при растворении порошка получается белый нерастворимый осадок. Азотнокислый раствор минерала имеет интенсивно зеленый цвет. При действии аммиака из раствора осаждается бурый аморфный осадок, а раствор окрашивается в интенсивно синий цвет.

3. В крепкой серной кислоте (H_2SO_4) минерал не растворяется. При длительном кипячении кусочка минерала в этой кислоте она помутнела и приобрела слабо буроватый оттенок. Поверхность кусочка минерала покрылась при этом тонкой пленкой с слабо сероватым налетом. От действия NH_4OH из сернокислого раствора выпал в малом количестве аморфный осадок светлобуроватого цвета.

4. Белый каолинизированный минерал, взятый с поверхности конкреций, был обработан 10% соляной кислотой. Продолжительное кипячение в ней растворения не обнаружило.

5. В щелочах конкреция почти не растворяется, однако после продолжительного кипячения в NH_4OH раствор окрашивается в слабо голубоватый цвет.

Отношение конкреций к кислотам достаточно убедительно подтверждает наличие в них двух минералов, находящихся в тесной механической смеси.

Спектральный анализ конкреций, выполненный профессором Академии Наук СССР С. А. Боровиком, показал довольно сложный состав. В них обнаружено присутствие следующих элементов (табл. 1).

Таблица 1

Сильные линии	Средние линии	Слабые линии	Следы линий
+ Cu, Fe, Si, Al	+ V, Mg, Ti	Pb, Ga, Mn, — Ca	Cr

Примечание. Знак (+) означает выше, а (—) меньше той интенсивности, что указана в графе.

Микроскопическое исследование конкреций проводилось на шлифах, приготовленных для проходящего и отраженного света.

Исследование в проходящем свете показало, что конкреция состоит в основном из рудного непрозрачного вещества с большим количеством мелких включений прозрачного анизотропного минерала. Величина его отдельных включений от 0.01 до 0.005 мм; реже встречаются сплошные

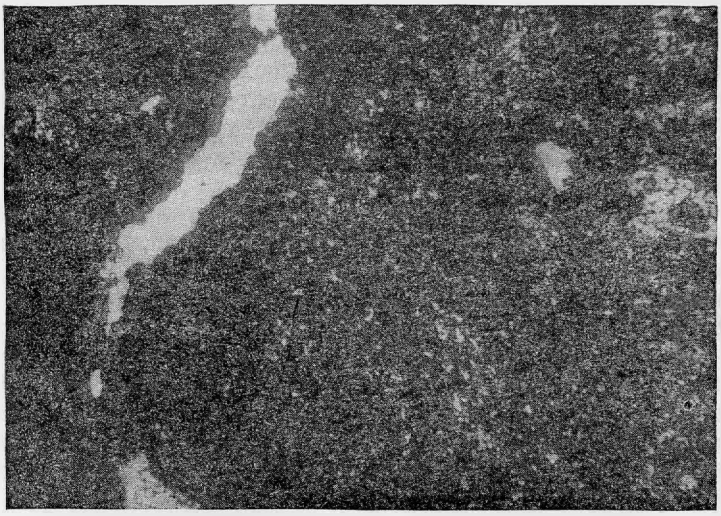


Рис. 2. Шлиф конкреции в проходящем свете: делафоссит (черный), гидронакрит (белый). Ув. 45.

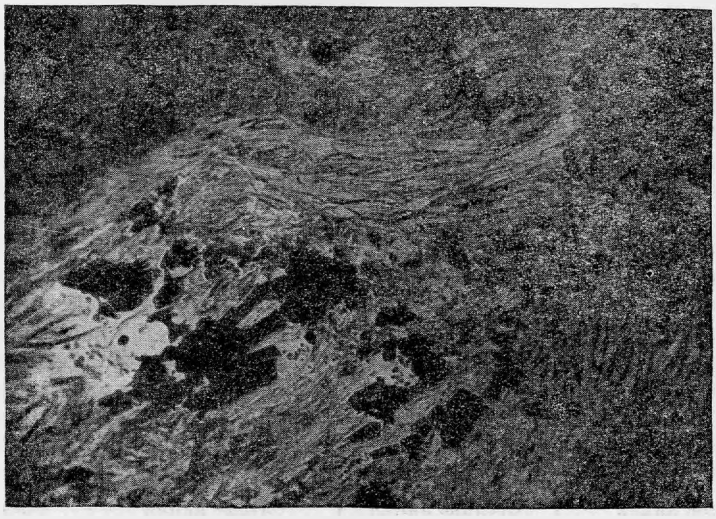


Рис. 3. Аншлиф конкреции: делафоссит (светлый), гидронакрит (черный). Ув. 250.

жилки среди рудного минерала (рис. 2). Благодаря тонкой смеси рудного и нерудного минерала, в прозрачном шлифе вещество конкреции представляется в виде почти мономинеральной рудной массы; нерудный прозрачный минерал маскируется и в количественном отношении составляет, как видно на фотографии, 15—20% всего шлифа. В действительности же

нерудный минерал, как показали отраженные шлифы (рис. 3 и 4), составляет около 50%. Темные участки шлифа представлены нерудным минералом, а серые рудным.

Оптически различия между плотной разностью гидронакрита, находящегося внутри конкреции, и рыхлой белой каолиноподобной массой на поверхности их не наблюдается. В шлифе отчетливо виден переход от плотных участков в рыхлые и, наоборот — через посредство тонких жилок, которые проникают во внутрь конкреции.

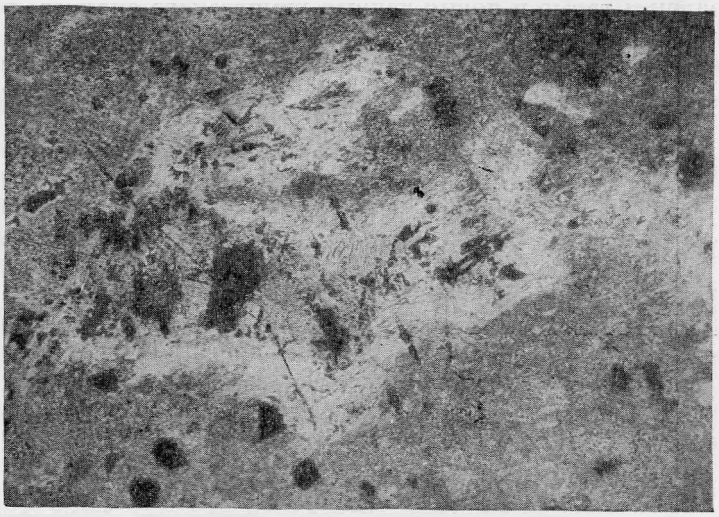


Рис. 4. Аншлиф конкреции: делафоссит (серый), гидронакрит (черный). Ув. 86.

Химический анализ конкреции, хранящейся в Минералогическом музее, выполненный в химической лаборатории Института геологических наук АН СССР научным сотрудником К. П. Соковой в 1945 г. (I), и анализы конкреций, доставленных Кеммерером (II) и Нефедьевым (III, IV), произведенные еще в 1847 г. Евреиновым [3], показали следующий состав (табл. 2).

Таблица 2

	I	II	III	IV
SiO_2	17.74	22.65	17.94	19.09
TiO_2	0.10	—	—	—
Al_2O_3	9.91	8.63	8.64	11.79
Fe_2O_3	1.50	37.10	38.50	31.15
FeO	28.80			
MnO	Нет	—	—	—
MgO	0.54	—	—	—
CaO	Нет	—	—	—
Na_2O	0.93	—	—	—
K_2O				
H_2O^+	3.96	7.13	5.81	5.62
H_2O^-	0.80			
V_2O_5	0.02	—	—	—
CuO	35.80	24.87	29.30	31.88
	100.00	100.38	100.19	99.53

Сравнивая данные анализов, приведенные в табл. 2, мы наблюдаем значительную разницу в содержании CuO, Fe_2O_3 и SiO_2. Это обстоятельство еще раз указывает на то, что непостоянство состава вызывается механической смесью двух минералов в неодинаковых или случайных пропорциях. Новый анализ показал, что железо находится в соединении в виде закиси, т. е. в двух-, а не трехвалентном состоянии, как это указывалось в старых анализах, где показаны результаты суммы окислов железа и отдельно двухвалентное железо, очевидно, не определялось.

Таким образом, исследование конкреций показало, что состав их не мономинерален. Старые и новые данные химического анализа, равно как и спектрограммы, подтверждают их сложный состав. Оптические данные в проходящем и отраженном свете указывают на смесь двух минералов, а обработка соляной кислотой устанавливает, что эти два минерала можно разделить, благодаря их разной растворимости в кислотах, на два самостоятельных минерала—на нерудный и рудный.

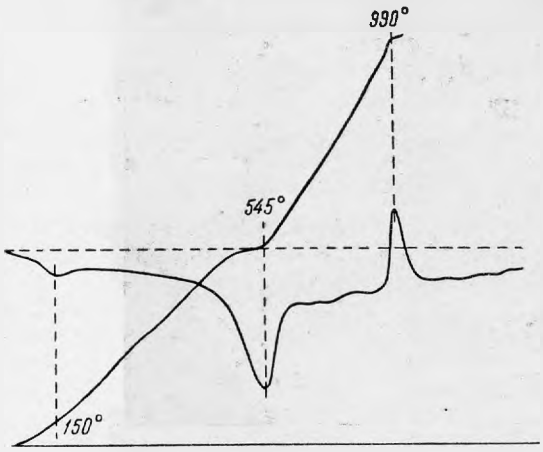


Рис. 5. Кривая нагревания гидронакрита.

Пользуясь различным отношением этих минералов к кислотам, автору удалось произвести исследования каждого из них в отдельности, установив по химическим анализам для каждого из них их формулы.

Ниже приводятся результаты исследования этих двух минералов.

Гидронакрит с поверхности конкреций представляет собой глиноподобную или землистую массу серовато-белого цвета, на ощупь жирноватую, рыхлую; внутри конкреций он представляет собой плотные кристаллические массы твердостью 2.5. Удельный вес, определенный с помощью тяжелых жидкостей, составляет 2.59—2.60.

Перед паяльной трубкой гидронакрит не плавится, в запаянной трубке он выделяет воду. Реакция на алюминий положительная. В кислотах он не растворяется.

Оптическое исследование гидронакрита показало следующее: в шлифе минерал бесцветен, прозрачен, с хорошо выраженной спайностью в одном направлении; дает отчетливую фигуру двухосного кристалла с малым углом оптических осей; угасание волнистое; положительный угол между x и нормалью к (001) равен 10—13°. Дисперсия $\rho > v$.

Показатель преломления Ng = 1.562; Np = 1.558; Ng — Np = 0.004.

Кривая нагревания гидронакрита, произведенная научным сотрудником Г. В. Шмаковой в лаборатории экспериментальной петрографии ИГН АН СССР, показала остановки: при t° = 150°, соответствующей выделению гигроскопической воды, и при t° = 545°, соответствующей эндотермической реакции каолинитовых минералов при их дегидратации. Резкий вертикальный скачок, указывающий на экзотермический характер процесса, показан на кривой при 990° (рис. 5).

Полученная таким образом кривая явилась типичной для минерала галлуазита, а оптические константы минерала и его физические свойства

близки каолинитовому минералу — накриту. Это несоответствие физических констант с кривой нагревания объясняется, повидимому, своеобразным химическим составом минерала, отличающимся от обычного накрита наличием гигроскопической воды и лишней молекулы кремнекислоты.

Спектральный анализ гидронакрита, выполненный С. А. Боровиком в лаборатории ИГН АН СССР, показал следующий его химический состав (табл. 3).

Таблица 3

№ п. п.		Сильные линии	Средние линии	Слабые линии	Следы линий
1	Гидронакрит с поверхности конкреций	* Al, * Si, +Mg, +Fe, Ti	Ba, Mn, Ca, +Cu	—Co, +V, Ga, Na	Pb, Sn, Sr
2	Гидронакрит тоже с поверхности, но обработанный 10% соляной кислотой	* Al, * Si, +Mg, +Fe, +Ti	+Ba, —Mn, —V	Cu, Cr, Ga, Ca	—Pb, Ni, Sr
3	Гидронакрит в нерастворимом остатке из внутренней части конкреции	* Al, Si, +Mg, +Fe, Ti	Ba, +Mn, —Ca, Cu	+V, Cr, +Ga, Na, K	Pb, Ni, Zn

Примечание. Знаки (*) — чрезвычайная интенсивность, (+) означает выше, а (—) — ниже той интенсивности, что указана в графе.

Плотная разновидность гидронакрита извлекалась путем растворения конкреции в соляной кислоте, где рудный минерал переходил в раствор, а гидронакрит оставался в качестве нерастворимого остатка.

Несмотря на сложный состав гидронакрита, данные спектрального анализа рыхлой и плотной разновидности качественно показали полную аналогию состава элементов и интенсивность их линий.

Большое разнообразие элементов, обнаруженных спектральным анализом в составе гидронакрита, объясняется очевидно механической примесью минерала из вмещающих пород. Основными же являются элементы, дающие линии чрезвычайной интенсивности.

Дебайеграмма гидронакрита, полученная И. Седлецким в рентгеновской лаборатории Почвенного института АН СССР, дала следующие результаты (табл. 4).

Данные дебайеграммы показывают значительное количество линий различной интенсивности, и из них больше всего слабых. Из значительного большинства линий средней интенсивности многие межплоскостные расстояния их (6, 11, 12 и 18) близки к расстояниям каолиновой группы минералов типа накрита и галлуазита. Что касается трех сильных линий (2,16,22) и такого же количества средних (17,19,24), то они по своим межплоскостным расстояниям не соответствуют ни одному из указанных выше минералов.

Химический анализ гидронакрита, выделенного из конкреции в виде нерастворимого остатка, был выполнен химиком-аналитиком В. М. Сендеровой в химической лаборатории ИГН АН СССР.

Анализ производился дифференцированно: вытяжка для рудного минерала и нерастворимый остаток для нерудного анализировались самостоятельно, в результате чего были получены следующие данные (табл. 5).

Таблица 4

№ п. п.	2 1 найденная	2 1′ исправленная	ϑ	d	Интенсивность	Накрит	Галлуазит
1	25.0	24.3	12°09′	3.65	Слабая		+
2	27.5	26.8	13°24′	3.32	Оч. сильная		
3	28.2	27.5	13°45′	3.23	Оч. слабая		
4	29.8	29.1	14°33′	3.06	Слабая	+	
5	32.0	31.3	15°39′	2.85	»		
6	36.0	35.3	17°39′	2.53	Средняя	+	+
7	38.6	37.9	18°57′	2.36	Слабая		+
8	39.2	38.5	19°15′	2.33	»		+
9	40.2	39.5	19°45′	2.27	»		
10	42.0	41.3	20°39′	2.18	»		+
11	43.4	42.7	21°21′	2.11	Средняя	+	+
12	46.8	46.2	23°06′	1.96	»	+	
13	50.8	50.2	25°06′	1.81	Слабая		
14	51.2	50.6	25°12′	1.80	Средняя	+	
15	54.6	54.0	27°00′	1.70	Слабая		
16	56.4	55.8	27°54′	1.64	Сильная		
17	61.2	60.6	30°18′	1.52	Средняя		
18	62.5	62.0	31°00′	1.49	»	+	
19	63.8	63.3	31°39′	1.46	»		
20	65.2	64.7	32°21′	1.44	Слабая	+	+
21	66.8	66.3	33°09′	1.40	»		
22	69.2	68.7	34°21′	1.36	Сильная		
23	71.6	71.1	35°33′	1.32	Средняя	+	
24	73.8	73.3	36°33′	1.29	»		
25	75.0	74.5	37°15′	1.27	Оч. слабая	+	
26	77.0	76.6	38°18′	1.24	Слабая		
27	78.0	77.6	38°48′	1.23	Оч. слабая		
28	79.0	78.6	39°18′	1.21	» »		
29	81.0	80.4	40°18′	1.19	Слабая		
30	82.4	82.0	41°00′	1.17	»		
31	85.0	84.4	42°12′	1.14	»		
32	92.0	91.6	45°48′	1.07	»		
33	94.0	93.6	46°48′	1.05	»		
34	100.0	99.7	49°51′	1.01	»		
35	104.0	103.7	51°51′	0.98	»		
36	110.0	109.8	54°54′	0.94	Оч. слабая		
37	116.0	115.8	57°54′	0.91	»		
38	120.0	119.8	59°54′	0.89	Слабая		

Примечание. Условия съемки: Cu = излучение 40 kV × 6mA, 12.5 час. 2δ = 0.75 mm.

Таблица 5

	Вытяжка	Нерастворимый остаток	Вытяжка + + нерастворимый остаток	Вытяжка	Нерастворимый остаток
	I	II	III	IV	V
SiO_2	1.61	17.62	19.23	—	19.23
TiO_2	0.05	0.09	0.14	—	0.14
Al_2O_3	2.96	7.34	10.30	—	10.30
Fe_2O_3	1.50	0.91	32.87	32.87	—
FeO	30.46				
MnO	Следы	—	Следы	—	—
MgO	»	Следы	»	—	—
CaO	Нет	»	»	—	—
CuO	32.5	—	32.5	32.50	—
Na_2O, K_2O	Следы	—	Следы	—	—
H_2O^-	—	0.95	0.95	—	0.95
H_2O^+	—	4.06	4.06	—	4.06
	69.08	30.97	100.05	65.37	34.68

Суммируя результаты (I) и (II) анализов, мы таким образом получили общий анализ (III) конкреции, из которого окислы железа и меди были отнесены за счет рудного минерала (IV), а остальные за счет нерастворимого каолинитового минерала (V).

Наличие в вытяжке окиси кремния и алюминия объясняется частично растворимостью в соляной кислоте каолинитового минерала, поэтому при пересчете анализов на минералы эти окислы были присоединены к результатам нерастворимого остатка, а полученные окислы железа в нерастворимом остатке приданы к результатам анализа вытяжки (рудного минерала).

Ниже приводим результат анализа нерастворимого остатка (табл. 6) (I), пересчитанный на 100.0 (II), затем на молекулярный вес (III).

Таблица 6

	I	II	III
SiO_2	19.37	55.85	0.903
Al_2O_3	10.30	29.71	0.291
H_2O	5.01	14.44	0.801

Он дает для минерала следующую формулу: $Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$.

Сравнивая исследуемый минерал с родственными ему по химизму, оптике и термическим свойствам, находим, что он входит в группу каолинитовых минералов:

Накрит . . . . . $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$
Галлуазит . . . . . $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 3H_2O$
Исследуемый минерал . . . $Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$

Формула нашего минерала фактически представляет собой тот же накрит, обогащенный молекулой SiO_2 и гидратизированный. Автор предпочитает не вводить для него нового термина, а назвать его как гидратизированную разновидность накрита — гидронакритом.

Делафоссит. Рудный непрозрачный минерал конкреции оказался делафосситом.

Делафоссит впервые был проанализирован в России С. Фриделем [8] из района близ Свердловска (Екатеринбурга) в 1873 г. Затем позже он был обнаружен и описан А. Ф. Роджерсом [5] в 1913 г. среди белых каолиновых минералов в Бисби Аризона, США. Минерал как в первом, так и во втором случае был встречен в зоне окисления медных месторождений вместе с белыми каолиновыми минералами в парагенезисе с железным блеском, самородной медью и куприпом. Форма кристаллов по Роджерсу ромбоэдрическая; главные грани (0001) $(10\bar{1}0)$ и второстепенные $(10\bar{1}0)$ $(h0\bar{h}l)$ и $(0hh\bar{l})$. По внешнему облику они напоминают кристаллы железного блеска. Угол между гранями (0001) : $(10\bar{1}0) = 66° \pm 1°$, C : a = 1.94. Двойники по (0001). Спайность по $(10\bar{1}0)$. Цвет черный, непрозрачный, с металлическим блеском. Твердость 5.5. Магнитен только после прокаливания его на угле. Легко растворяется в соляной кислоте и плохо в серной.

Описываемый нами делафоссит из Меднорудянска в конкрециях представлен черной плотной мелкокристаллической массой, дающей раковистый излом. Он хорошо принимает полировку. Цвет полированной поверхности под микроскопом белый с розоватым оттенком и сильным блеском.

При большом увеличении хорошо наблюдается структура конкреций, состоящих из двух минералов — нерудного гидронакрита и рудного делафоссита.

Рис. 6. Волокнистая структура делафоссита. Ув. 250.

При большом увеличении делафоссит обнаруживает характерную волокнистую структуру (рис. 6), причем все слагающие конкрецию инди-

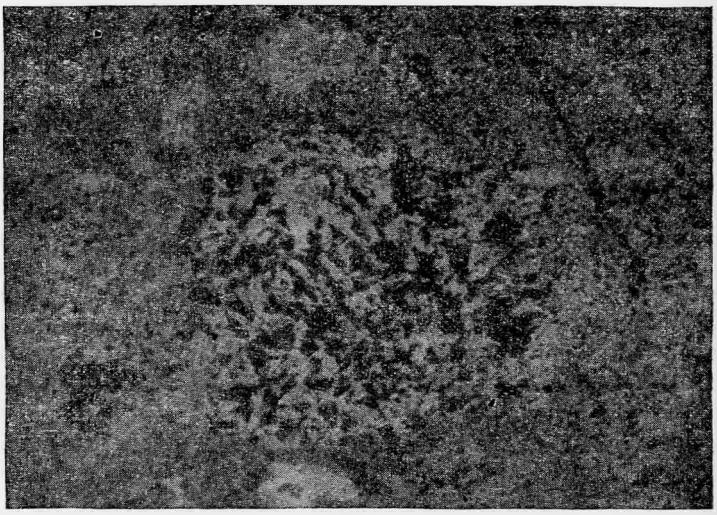


Рис. 7. Графическая структура делафоссита (серый). Ув. 250.

виды или вытянуты в одном каком-либо направлении, или чаще наблюдаются в виде беспорядочно расположенных пучков. В крупных сплошных зернах гидронакрита, представляющих собой монокристаллы, иногда наблюдаются выделения делафоссита в виде неправильных зерен или мелких червеобразных вростков, дающих иногда графические структуры (рис. 7).

Несмотря на различные структуры конкреций, определяющиеся взаимоотношением двух составляющих их минералов, отношение рудного минерала к нерудному остается, однако, постоянным, приблизительно как 1:1. В шлифах, помимо тонких и равномерных сростков, наблюдаются такие участки небольших мономинеральных скоплений как рудного, так и нерудного минерала. Величина таких зерен колеблется от 0.5 до 0.7 мм. Спайности в делафоссите не наблюдалось, но сравнительно большие участки волокнистых выделений его позволяют предполагать о наличии в нем как бы спайности.

Твердость делафоссита по Бетехтину [1] средняя, от 3 до 3.5. При прочерчивании острым ребром кристалла флюорита полированной поверхности шлифа на последней остается след. Стальной иглой минерал царапается легко; прочерчивание медной иглой и кристаллом кальцита дало отрицательные результаты. Удельный вес делафоссита, ввиду невозможности получить этот минерал в чистом виде даже и в небольших количествах, пришлось вычислить путем расчета из удельного веса гидронакрита. В результате удельный вес делафоссита оказался равным 5.09.

Для более полного изучения отношения минерала к реактивам последний был подвергнут действию HNO_3 концентрированной; HNO_3 1 : 1; H_2O_2 30%; $FeCl_3$, KCN, NH_4OH насыщенной, KOH, $AgNO_3$ 10%; $HgCl_2$, HCl и царской водки. При травлении большинство реактивов дало отрицательные результаты, за исключением HCl, царской водки и паров концентрированной HNO_3.

1. Вокруг капли концентрированной HCl образуется серая оторочка. После снятия капли остается резко очерченное пятно серого цвета. Что касается внутреннего строения конкреций, то ввиду незначительной величины зерен оно выявляется в слабой степени. Вскипания не наблюдается. Капля HCl становится желтовато-зеленой. Смоченная ею фильтровальная бумага также принимает желтовато-зеленый цвет. Бумажка, смоченная каплей KCN, окрашивается в цвет берлинской лазури.

2. Царская водка на рудный минерал оказывает более слабое действие, чем HCl, но нерудный минерал она больше разъедает. От капли царской водки также тускнеет полированная поверхность шлифа, и кислота становится желтовато-зеленой.

3. Капля концентрированной HNO_3 на периферии образует коричневатую полоску, а ее пары образуют вокруг капли серый налет, который после травления легко вытирается сукном или даже фильтровальной бумагой. Действие реактивов при травлении конкреции продолжалось одну минуту.

Отношение делафоссита к поляризованному свету достаточно хорошо выражено в четкой и сильной его анизотропности. Эффект поляризации в значительной степени зависит от неоднородности внутреннего строения исследуемого объекта в пределах исследуемого шлифа. Угасание наблюдается неодновременно, очевидно благодаря разнообразной ориентировке зерен.

Наиболее отчетливое погасание наблюдается на участках, сложенных крупными мономинеральными скоплениями волокнистого сложения, и менее ясно на участках, состоящих из мелких, относительно изометричных, пластинчатых зерен. При вращении на 360° минерал обнаруживает два погасания.

В связи с невозможностью выделить из конкреции чистую разность рудного минерала, рентгенографическое исследование производилось над всей конкрецией. Дебайеграмма, выполненная в рентгенографической лаборатории Института кристаллографии АН СССР членом-корреспонден-

том Н. В. Беловым (табл. 7), показала результаты, межплоскостные расстояния которых соответствуют двум минералам, делафосситу и гидронакриту.

Таблица 7

№ п. п.	2l найденная	2l' исправленная	ϑ	sin ϑ	d	Интенсивность	Делафоссит	Гидронакрит
1	31	30.3	15°09'	0.261	3.43	Средняя		+
2	36	35.3	17°39'	0.303	2.96	Сильная	+	
3	41	40.4	20°12'	0.348	2.58	Оч. сильная	+	+
4	46	45.4	22°42'	0.386	2.32	В. средняя	+	+
5	49	48.4	24°12'	0.410	2.18	Оч. слабая		
6	52	51.4	25°42'	0.435	2.05	» »		
7	55	54.4	27°12'	0.458	1.96	Слабая		+
8	58	57.4	28°42'	0.480	1.87	»		
9	64	63.5	31°45'	0.528	1.70	Сильная	+	
10	66	65.5	32°45'	0.540	1.66	Слабая		+
11	71	70.5	35°15'	0.576	1.55	Сильная	+	+
12	76	75.5	37°45'	0.617	1.46	» (ср.)	+	+
13	79	78.5	39°15'	0.631	1.42	Очень слабая		
14	82	81.6	40°78'	0.668	1.34	Средняя	+	+
15	85	84.6	42°18'	0.672	1.32	»	+	+
16	89	88.6	44°18'	0.697	1.28	Слабая (ср.)	+	+
17	96	95.7	47°51'	0.742	1.20	»		
18	100	99.7	49°51'	0.765	1.17	Оч. слабая		
19	104	103.7	51°51'	0.787	1.14	Слабая	+	
20	116	116.0	58°00'	0.848	1.06	Средняя	+	

Примечание. Условия съемки: $\lambda_{Co} = 1.79$ Å; Co = излучение 50 mA часов.

Для выяснения химического состава делафоссита последний растворялся в соляной кислоте и раствор был обработан избытком аммиака. Полученный при этом осадок (1) прокален, а раствор (2) выпарен и оба остатка подвергнуты спектральному анализу. При этом получены следующие результаты (табл. 8).

Таблица 8

№ п. п.		Сильные линии	Средние линии	Слабые линии	Следы линий
1	Осадок, полученный от обработки солянокислого раствора избытком NH_4OH	* Fe	+Cu, Al, Mg, —Si	—Pb, Zn, Ca, Mn	V
2	Сухой остаток от синего аммиачного раствора после осаждения железа	* Cu	+Mg	Ca, Si, —Ni, —Al	Na, Mn, Fe

Примечание. Знак (*) означает — чрезвычайная интенсивность; (+) означает — выше, а (—) ниже той интенсивности, которая указана в соответствующей графе.

Таким образом, данные спектрального анализа указывают на качественный химический состав делафоссита, состоящего из Fe и Cu.

Химический анализ солянокислой вытяжки (I), приведенный к 100% (II) и пересчитанный на молекулярный вес (III), произведен В. М. Сендеровой (табл. 5, IV):

	I	II	III
FeO	32.87	50.28	0.699
CuO	32.50	49.72	0.624

Результаты пересчета дают следующую формулу: CuO, FeO или $CuFeO_2$.

К такой же формуле делафоссита пришел и А. Ф. Роджерс, устанавливая этот минерал по анализу Г. С. Бахарта из медного месторождения Бисби Аризона. В анализе было определено содержание меди, железа и кислорода. Путем теоретического пересчета была выведена следующая формула делафоссита: $CuFeO_2$.

Если полученную формулу делафоссита $CuFeO_2$ удвоить, то мы получим химическое соединение, которое по своему составу может быть отнесено по классификации В. И. Вернадского и Э. Дана [7] к солям кислородных кислот, т. е. $Cu_2O \cdot Fe_2O_3$.

Вопрос о валентности меди и железа в делафоссите до сих пор еще не разрешен, так как обычным химическим анализом мокрым путем трудно определить естественную первоначальную валентность железа в минерале, когда мы его переводим в раствор, благодаря тому, что железо, подобно марганцу, имеет стремление к образованию неустойчивых соединений, которые свободно могут переходить из закисных в окисные и наоборот. Не менее трудно решить вопрос и относительно степени окисления меди, особенно в таком соединении. Однако можно утверждать с несомненностью, что полученные окислы в природных условиях устойчивы, и возможность их наличия в природном процессе не исключена.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Г. Бетехтин и Л. В. Радугина. Определение рудных минералов под микроскопом. Горгеонефтеиздат.
2. П. Гладкий. Химико-геологические заметки о Меднорудянском и Высокогорском месторождениях в Н. Тагиле. Горн. журн., 1888, т. I, стр. 96—123.
3. Евреинов. Разложение черных валунов и медной черни, найденных в округе Н. Тагильских заводов на Урале. Горн. журн., 1847, ч. I, стр. 369—373.
4. Н. Трушков. Краткий очерк месторождения Рудянского рудника в Н. Тагиле. Горн. журн., 1905, № 4.
5. A. F. Rogers. Delafossite a Cuprous Metoferrite in Besbee Arisone. Amer. Journ. of Sci., 1913, 35, p. 290—294.
6. H. E. Boeke. Ref. N. Jb. Min. etc., 1914, II, 12.
7. Э. С. Дана. Описательная минералогия. 1937, 105.
8. C. Friedel. C. R., 1873, 77, 211. Von Jekaterinburg (Sibirien).

Г. П. БАРСАНОВ и Ю. Ф. ПОГОНЯ

САМОРОДНЫЙ ВИСМУТ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТЕРМОМЕТР

Металлический висмут плавится при температуре 264° С [1]. Акад. А. Е. Ферсман [2] дает более высокую температуру — 544° абс. или 271° С, наконец Ф. Турнор [4], работа которого использована в нашей статье, указывает, что она равна 269° С.

Таким образом, несмотря на несколько разноречивые данные, можно полагать, что температура плавления металлического висмута лежит в пределах 265—270° С, что соответствует геофазам I — K по А. Е. Ферсману.

В геохимических диаграммах, помещенных в «Геохимии», тт. II и IV [2], и в «Пегматитах» [3], которые по существу являются образцами для других авторов, составляющих подобные схемы, предел кристаллизации самородного висмута лежит в геофазах F — G, т. е. между 500 и 400° С. А в двух случаях: в геохимической диаграмме, приложенной к тому же труду А. Е. Ферсмана [2], он лежит в геофазах D — E (т. е. ниже 600° С и выше 500° С) и в главе «Висмут» [2] находится в пределах геофаз E — F, что также соответствует температуре выше 500° С.

К сожалению, в последней из указанных глав «Геохимии» вопрос о возможности кристаллизации висмута при температуре выше 271° С не разобран.

Не вступая в полемику, необходимо отметить, что висмут является одним из немногих веществ Земли, которые в твердом состоянии имеют плотность меньшую, чем в жидком, и, следовательно, по принципу Ле-Шателье при повышении давления он будет кристаллизоваться при более низкой температуре.

Приводим некоторые соображения по этому вопросу применительно к геологическим процессам, высказанные Ф. Турнором [4].

«Самородный висмут редко появляется в Ллаллагуа и мало известны взгляды на его парагенезис, исключая то, что он сопутствуется бисмутинитом. Тем не менее показательно, что его точка плавления равна 269°С, т. е. много ниже температуры, обычно принимаемой для оловорудных месторождений, в которых висмут встречается. Объяснить эту ассоциацию, обращаясь к помощи давления, нельзя, ибо металл расширяется при застывании, и всякое увеличение давления понизит его точку плавления. Многие авторы рассматривают самородный висмут как гипогенный, но Е. Куттль [5], сравнивая его с самородной медью, относит образование самородного висмута к супергенным изменениям бисмутинита.

В Ллаллагуа самородный висмут гипогенного происхождения, и его наличие указывает, что на стадии процесса рудообразования, следующей за выделением бисмутинита, температура была ниже чем 269° С».

Из сказанного ясно, что положение самородного висмута на геохимических диаграммах не соответствует действительному его месту в природных процессах и должно быть перенесено в область более низких температур; возможно, что мы должны отодвинуть в область более низких температур и фазы кристаллизации наиболее обычных сопутствующих самородному висмуту минералов.

Таким образом самородный висмут можно рассматривать как геологический термометр, дающий возможность проградуировать процесс минералообразования, лежащий ниже критической точки воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д. И. Менделеев. Основы химии. Изд. 3-е. ОНТИ, 1936.
2. А. Е. Ферсман. Геохимия, т. III, 1937, и т. IV, 1939. Госхимиздат.
3. А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. I. Изд. 3-е. АН СССР, 1941.
4. F. S. Turneaure. The Tin deposits of Llallagua, Bolivia. Part II. Econom. Geol., v. XXX, № 2, 1935.
5. E. Kuttl. Revisita Minera (Buenos Aires), v. 2, 1930.

В. А. КОРНЕТОВА

О ПРИЧИНЕ ОКРАСКИ СИНЕГО КВАРЦА С УРАЛА

Летом 1945 г. во время работ экспедиции СОПС АН СССР на Урале была встречена кварцево-гематитовая жила альпийского типа. Жила залегает согласно с вмещающими породами в зоне рассланцованных кварцитовых конгломератов и филлитовидных кварцито-серицитовых сланцев (возраста S_1^i по В. В. Меннеру), падая на ЗСЗ 290° ∢ 85°. Тело жилы представлено молочно-белым кварцем, в котором иногда встречаются участки кварца индигово-синего цвета размером от 1—3 до 25 см в диаметре. Эти участки имеют расплывчатые контуры. В пустотках встречаются и синие кристаллы.[1] Вместе с синим кварцем встречается гематит.

Необыкновенная окраска кристаллов, имеющих типичный облик кристаллов кварца, заставила специально заняться выяснением причины их окраски.

Кристаллы располагаются под углом к стенке трещины; кристаллов, растущих перпендикулярно к стенке, не встречено. Размер кристаллов 1—2 см по главной оси. Цвет индигово-синий глубокого тона, иногда кристаллы полупрозрачны. Обычно хорошо развита одна головка, но встречено и несколько двуконечных. Развита призма m $(10\bar{1}0)$ с характерной штриховкой, параллельной ребру между основным ромбоэдром и призмой. Развитием граней призмы обладают кристаллы небольших размеров, 0.5 см по главной оси и менее. На бо́льших кристаллах призма обычно короткая, и преобладающее развитие имеют основные ромбоэдры. Доминирует положительный ромбоэдр r $(10\bar{1}1)$, второй же ромбоэдр ρ $(01\bar{1}1)$, судя лишь по правилу Розе, развит весьма незначительно или совсем не развит (рис. 1). Некоторые грани ромбоэдра r $(10\bar{1}1)$ блестящи и гладки, но некоторые покрыты вицинальными бугорками округлых контуров,

[1] Одна прекрасная друза таких синих кристаллов была любезно передана автору Л. А. Смирновым. Ныне она хранится в Минералогическом музее АН СССР.

очень неясных и расплывчатых. Граней тригональной дипирамиды s (11$\bar{2}$1) и тригонального трапецоэдра x (51$\bar{6}$1) не наблюдалось. Некоторые кристаллы как бы «оплавлены» и имеют изъеденные поверхности, покрытые штрихами и округлыми полосочками; тогда они имеют в отраженном свете муаровую поверхность.

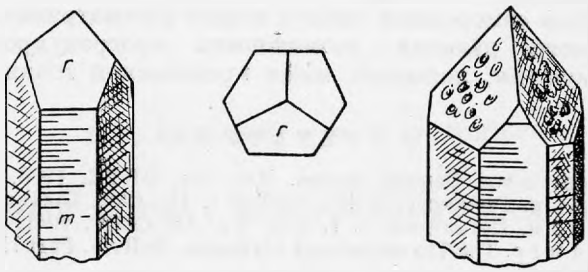


Рис. 1. Общий облик кристаллов синего кварца; r (10$\bar{1}$1), m (10$\bar{1}$0).

Кристаллы образуют параллельные сростки. Двойников различить не удалось, с одной стороны, из-за отсутствия граней s и x, с другой,— из-за расплывчатых очертаний вициналей-бугорков.

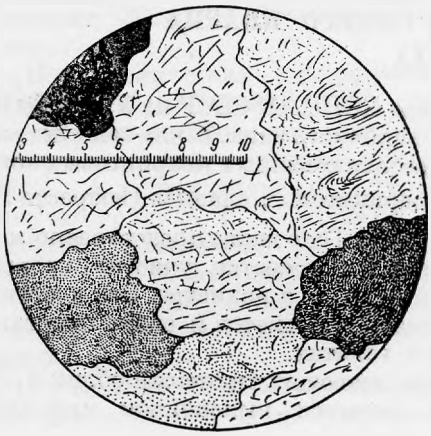


Рис. 2. Зарисовка структуры синего кварца в шлифе под микроскопом. Видны волосовидные включения турмалина. Николи скрещены. Ув. 225.

Жильная разновидность кварца индигово-синего цвета обладает значительной вязкостью. Она раскалывается гораздо труднее молочно-белого жильного кварца. Выветрелые поверхности покрыты бугорками и параллельными округлыми столбиками.

Шлиф, приготовленный из этой жильной разновидности синего кварца, при рассмотрении невооруженным глазом продолжал быть голубым.

Под микроскопом в скрещенных николях наблюдалась картина обычного срастания зерен кварца (размером до 2—3 мм), свойственная паналлотриоморфнозернистой структуре. Зерна иногда волнисто погасают и переполнены тонкими волосовидными кристалликами, расположенными в хаотическом беспорядке. Поток кристалликов иногда образует завихрения, и тогда в нем можно видеть отдельные более плотные скопления этих кристалликов. Общий вид расположения кристаллов в кварце напоминает мелко настриженные волосы (рис. 2).

Кристаллы прямые или слабоизогнутые. Размеры наибольших из них 0.2 мм в длину при толщине 0.01 мм (таких кристаллов не более 3—5 штук на шлиф). Средний преобладающий размер 0.010—0.015 мм в длину при толщине 0.001 мм. Отношение длины к толщине 15 : 1, иногда 50 : 1. Двойников среди этих волосовидных кристаллов не встречено.

При одном николе кристаллы обладают зеленовато-голубой окраской. Рельеф значительно выше, чем у кварца. Двупреломление невысокое, что можно отнести за счет ничтожной толщины кристаллов. Плеохроизм в

голубоватых тонах очень слабый, погасание прямое, удлинение отрицательное. Ничтожный размер кристаллов и нахождение их в виде включений в кварце значительно мешали определению оптических констант кристаллов. Необходимо было их выделить из кварца. Для этого плоские кусочки-осколки синего кварца размером 4 × 5 мм при толщине около 2 мм были обработаны плавиковой кислотой, сначала на холоду в течение 24 часов, а затем на водяной бане. После удаления избытка плавиковой кислоты кусочки-осколки сохранили свои прежние контуры, хотя несколько округлились и стали совсем мягкими, напоминая войлок. Цвет их несколько изменился — они стали серовато-голубыми. Кусочки этого «войлока» были исследованы под микроскопом. Когда на «войлок» попадала вода или иммерсионная жидкость, он становился нежносиним.

Под микроскопом можно было видеть то же скопление столбикообразных кристаллов, но теперь совершенно свободных от кварца (рис. 3). Некоторые из этих кристаллов были выделены из общей массы и на наиболее крупных из них, размером 0.5 мм при толщине в 0.1 мм, были произведены необходимые измерения. Погасание кристаллов прямое, удлинение отрицательное. При одном николе кристаллы обладали отчетливым плеохроизмом в голубых тонах.

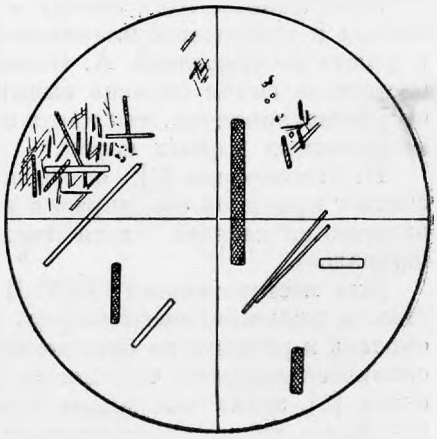


Рис. 3. Кристаллики турмалина, выделенные из кварца. Вид под микроскопом в иммерсии. Колебания в поляризаторе параллельны горизонтальной нити.

No — нежносиний No = 1.659 ± 0.003
Ne — бесцветный Ne = 1.630 ± 0.003
No — Ne = 0.029

Интересно заметить, что при прокаливании синего кварца в течение 4—5 часов на горелке Бунзена синяя окраска исчезала и кварц становился палево-розовым.

Химический анализ синего кварца, произведенный в химической лаборатории ИГН АН СССР в 1946 г. К. Соковой, дал следующее содержание элементов (в %):

SiO_2	93.20	CaO	0.28
TiO_2	следы	Na_2O	нет
Al_2O_3	3.92	K_2O	0.64
Fe_2O_3	0.85	P_2O_5	нет
FeO	0.57	$H_2O^{-110°}$	0.04
MnO	следы	$H_2O^{+110°}$	0.30
MgO	0.46		
Сумма			100.26

Параллельно был произведен спектральный анализ (в кабинете спектрального анализа ВИМС) на титан и бор. В спектре оказались линии B (бора — много) и Ti (титана — мало).

Все вышеуказанное позволяет отнести кристаллы, переполняющие синий кварц, к турмалину.[1]

[1] Следует заметить, что плавиковая кислота с большим трудом действует на боросиликаты, в частности на турмалин.

В мировой литературе голубой и синий кварц описаны для изверженных пород Скандинавии (рапакиви, кварцевые порфиры, граниты и чарнокиты) чарнокитовой зоны Индии. Исчерпывающая сводка исследований причины синей окраски породообразующего кварца дается в работе 1937 г. А. Постельмана [3]. Названный автор категорически утверждает, что истинно синяя окраска (himmelblau), а не ее разновидности, может быть вызвана включением кристаллов рутила, мельчайший размер которых и большая разница в показателях преломления с кварцем вызывают оптический эффект синей окраски (примерно тот же, что и в коллоидно-дисперсных средах), например, голубоватый оттенок гуммиарабика, или тот же эффект, наблюдаемый в небе, связанный с различным поглощением атмосферой световых волн разной длины.

Хотя упомянутому автору и удалось выделить рутил центрифугированием и травлением плавиковой кислотой, но оптических констант его в работе не приведено. А. Постельман оговаривается, что случаи, когда настоящая синяя окраска вызывается турмалином и крокидолитом, им не рассматриваются, так как в последнем случае кварц происходит не из интрузивных горных пород.

Н. Джейерамен [2], описывая синий кварц из чарнокитов Индии, считает причиной его окраски включения рутила. Синий цвет кварца от нагревания исчезал (хотя после удаления железа кипячением в HCl оставался).

Для месторождений СССР И. И. Шафрановский [1] описывает кристаллы молочно-синего кварца. Скульптура граней кристаллов как бы смазана и размыта на окрашенных участках, которые изобилуют микроскопически-малыми чешуйками хлорита. По мнению И. И. Шафрановского [1], этими чешуйками хлорита «... по всей вероятности, и обусловливаются характерные синие оттенки».

Автору настоящей статьи удалось микроскопически рассмотреть образец синего кварца из месторождения Golling (Венгрия), взятый из Музея МГРИ им. С. Орджоникидзе. В последнем случае окраска была вызвана синим крокидолитом.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что синяя окраска кварца может вызываться различными причинами, но для синего кварца Урала причина лежит в синем турмалине.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. И. Шафрановский. Тр. Центр. научно-исслед. лабор. камней самоцветов (Гостреста «Русские самоцветы»). Л., 1938.
2. N. Jayaramen. The color of the blue quartz of the charnockites of India and of the opalescen quartz-gneiss of Mysore. Current Sci., 6, 381—3, 1938, ref. Chemical Abstracts, Oktober 20, 1938.
3. Alfred Postelmann. Die Ursache der Blaufärbung gesteinbildender Quarze. N. Jb. Min., 1937, B.-Bd. 72, A, 401—440. Mit 12 Tabellen.

А. Н. ЛАБУНЦОВ

АНАТАЗ С НАТРОЛИТОМ

Анатаз с натролитом был обнаружен автором впервые в 1939 г. при просмотре одной из коллекций в Минералогическом музее Академии Наук. Его кристаллики находятся в натролите или в белом опаловидном халцедоне. Кристаллики анатаза вытянуты по вертикальной оси и обра

зованы гранями бипирамиды p — (111); лишь у некоторых кристалликов концы слегка притуплены небольшими гранями c — (001), (рис. 1). На гранях p иногда имеется слабо заметная горизонтальная штриховка. Размеры кристалликов от 1 до 5 мм длины и до 3 мм толщины. Цвет стальносерый с синеватым оттенком, блеск сильный металловидный; просвечивает лишь в очень тонких осколках.

Совершенно аналогичные кристаллики анатаза были обнаружены затем в образцах одной из натролитовых жил, но большинство кристалликов из этого месторождения, кроме бипирамидальных граней, имеют еще грани пинокоида c — (001) (рис. 2). Весьма интересно нахождение здесь совместно с анатазом своеобразных мелких кристалликов черного

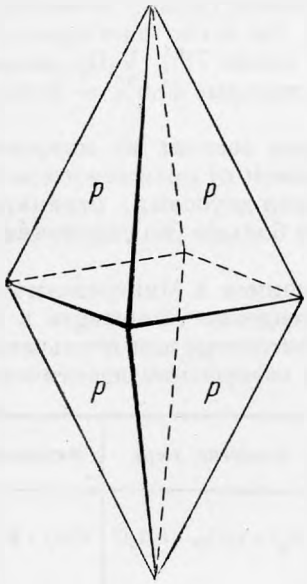


Рис 1.

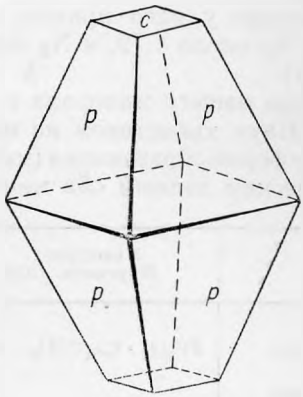


Рис. 2.

брукита (арканзита), имеющих псевдогексагональный облик, вследствие равномерного развития граней призмы (110) и бипирамиды (122).

Нахождение анатаза в подобных цеолитных месторождениях нефелиновых сиенитов не имеет себе аналогов в мировой литературе. Но с геохимической и генетической точек зрения, оно вполне объяснимо и, повидимому должно иметь гораздо большее распространение, чем это обнаружено до сих пор.

В жильных образованиях нефелиновых сиенитов мы знаем большое количество минералов, богатых титаном, из которых наиболее распространены лепидомелан и ильменит. Эти минералы часто присутствуют во многих жилах, содержащих натролит, халцедон или опаловидный кремнезем, образовавшиеся и переотложенные за счет разрушения нефелина гидротермальными растворами. Вследствие этого в таких жилах могли создаваться местные условия, благоприятные для образования анатаза, совершенно аналогичные условиям гидротермальных альпийского типа жил. Источником свободной двуокиси титана в данном случае являлись богатый титаном лепидомелан и частично ильменит, которые, в большей или меньшей степени измененные, обычно присутствуют в натролитовых жилах с анатазом.

А. Н. ЛАБУНЦОВ

ХЬЮЭТТИТ ИЗ КИРГИЗИИ

Летом 1943 г. при осмотре одного месторождения Киргизии мною в числе других минералов был собран минерал, похожий на темно-красный землистый гематит.

Химическое изучение показало, что этот минерал совершенно не содержит железа и является водным ванадатом кальция. Оптическое же изучение показало, что он должен быть отнесен к хьюэттиту.

Минерал встречен совместно с гипсом в трещинах и пустотах глинистого сланца. Плотная на вид, минеральная масса очень хрупка и легко превращается в мягкий дисперсный порошок, сильно пачкающий пальцы. Цвет минерала темновишнево-красный. Он легко растворяется в кислотах. Состав его оказался следующим: около 71% V_2O_5; около 7% CaO, около 0.5% нерастворимого остатка и остальные 21.5% — потеря при прокаливании — отнесены к H_2O.

Под микроскопом видно, что минерал состоит из микроскопических призмочек, обладает сильным плеохроизмом от оранжевого до темно-красного; погасание у него прямое; минерал двуосный, отрицательный; 2V около 50°; Np около 1.79, а Ng намного больше (по справочникам у хьюэттита 2.18).

Сравнение нашего минерала с имеющимся в Минералогическом музее Академии Наук хьюэттитом из месторождения Minesragra в Перу показало, что по форме образования (микрошестоватые или игольчатые сростки) и по оптическим данным оба минерала совершенно идентичны; аналоги-

	Хьюэттит, Киргизск. ССР	Хьюэттит, Перу	Метахьюэттит, США
Формула	$3V_2O_5 \cdot Ca(OH)_2 \cdot 8H_2O$	$H_2CaV_6O_{17} \cdot 8H_2O$	$CaO \cdot 3V_2O_5 \cdot 9H_2O$
Химический состав:			
Na_2O		0.15	0.08
K_2O			0.09
MgO			0.03
CaO	Около 7.00	7.38	7.25
Fe_2O_3		0.11	
Al_2O_3			0.19
V_2O_3			0.35
V_2O_4		1.21	
V_2O_5	Около 71.00	68.19	70.01
MoO_3		1.56	0.13
H_2O	Около 21.50	21.33	21.3
Нераств. остаток	Около 0.50	0.17	0.80
Сумма	100.00	100.10	100.23
Система	Двуосный (ромбич.)	Ромбический	Ромбический?
Плеохроизм	Сильный	Сильный	Оч. сильный
Np	1.79	1.77	1.70
Nm	Не опред.	2.18	2.10
Ng	Не опред.	2.35—2.4	Не опред.
2 V	Около 50°	Средний	52°
Знак	—	—	—

чны они и по наружному виду и лишь цвет у хьюэттита из Перу немного светлее, не такой темновишнево-красный.

Кроме хьюэттита, в литературе упоминается еще метахьюэттит из штата Ута в США, химический состав которого и придаваемая ему формула аналогичны с хьюэттитом. Разница между этими минералами может быть усмотрена лишь в незначительном колебании показателей преломления и в получаемых кривых обезвоживания. Просмотр под микроскопом метахьюэттита из штата Ута, имеющегося в Минералогическом музее Академии Наук, не позволил мне найти между ним и хьюэттитами какой-либо разницы ни в форме образования (те же сросточки игольчатых или шестоватых кристалликов), ни в оптике.

Привожу для сравнения данные об этих минералах (по C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie, III, 1918) (см. стр. 112).

СПИСОК КОЛЛЕКЦИЙ,
ПОСТУПИВШИХ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ
ЗА ВРЕМЯ С 1944 ПО 1947 г.

Автор коллекции	№ коллекции	Месторождение	Минералы
		1 9 4 4 г.	
Драверт П. Л.	3110	Казахская ССР, Боровое	—
Бетехтин А. Г.	3111	Ю. Урал	Вернадит
Леммлейн Г. Г.	3112	Урал	Рутил с гематитом
Кабанова Н. П.	3113	Приморье	Тетрадимит с золотом
Роде А. Я.	3115	Грузинская ССР, Чиатуры	Мангано-кальцит
Крыжановский В. И.	3116	Ю. Урал, Ильменские горы, д. Селянкино	Апатит, сфен
Крыжановский В. И. Барсанов Г. П.	3117	Ю. Урал, Ильменские горы, копи № 15, 28, 17 и 18	Разные минералы
Бонштедт Э. М.	3118	Ю. Урал, Вишневые горы	Бемит и др.
Иванов И. М.	3119	Ю. Урал, Ильменские горы, копь № 40	Мусковит
Пелымский Г. Л.	3120	Ю. Урал, Челябинская обл., Ильменские горы, копь № 23	Мартит
Рыхальский Н. А.	3121	Приморск. обл., Тетюхе	Разные минералы
Бонштедт Э. М.	3123	Ю. Урал, Юго-Коневское м-ние	Флюорит и др.
Вахрамеев С. А.	3124	Ю. Урал, г. Верблюжка	Гейкелит
Гальперина А. Д.	3125	Крымская обл., Камыш-Бурун	Вивианит
		1 9 4 5 г.	
Гинзбург А. И.	3126	Казахская ССР, Калбинский хр.	Амблигонит, разные минералы
Гинзбург И. И.	3128	Ю. Урал, Уфалейский р-н	Гарниерит и др.
Костылева Е. Е.	3129	УССР	Разные минералы
Лабунцов А. Н.	3130	Киргизская ССР	Разные минералы
Лабунцов А. Н.	3131	Киргизская ССР	Разные минералы
Мелков В. Г.	3132	Таджикская ССР	Разные минералы
Соболевский В. И.	3133	Таджикская ССР, Кули-Колон	Флюорит, кристаллы
Кузьменко В. И.	3134	УССР, р. Кальмиус	Разные минералы
Ненадкевич К. А.	3135	Казахская ССР, Кара-Тау	Роскоэлит
Миловская Е. П.	3136	УССР, Киев	Вивианит
Булашевич Н. П.	3137	Ю. Урал, Вишневые горы	Разные минералы
Бюро минералов	3138	Разные месторождения	Разные минералы
Ершов (ИГЕН)	3139	Грузинская ССР, Лухуми	Аурипигмент
Бюро минералов, от Китаева Г. Г.	3140	Урал, Вишневые горы	Разные минералы
Абдулина М. Я.	3142	Казахская ССР, Калбинский хр.	Разные минералы
Мамедов М. Л.	3143	Ю. Урал, Чкаловская обл.	Эритрин
Золотарев О. С.	3144	Читинская обл., Адун-Чолон	Топаз
Ферсман А. Е.	3145	Ю. Урал, Ильменские горы	Разные минералы

Автор коллекции	№ коллекции	Месторождение	Минералы
Студенты МГУ	3146	Московская обл., Подольск	Кальцит
Просняков М. П.	3147	УССР	Разные минералы
Реутов И. К.	3148	Киргизская ССР, Чаувай	Киноварь
Бюро минералов	3149	Разные месторождения	Разные минералы
Погоня Ю. Ф.	3150	Ю. Урал, Красноярский край, Акол	Серебро, маухерит и др. минералы
Гвахария Г. В.	3151	Грузинская ССР, Ахалцихе	Апофиллит, кальцит
Сорохтин О.	3152	ДВК, Тетюхе	Кальцит
Кац Л.	3153	Таджикская ССР, Майхура	Разные минералы
Лабунцов А. Н.	3154	Сев. Карелия	Разные минералы
Устинова Т. П.	3156	Камчатка, Кроноцкий заповедник	Гейзерит
Ставровский А. Е.	3157	Казахская ССР, Алма-Ата, Кара-Тау	Сульфиды
Мамджи Ю. С.	3158	Казахская ССР, Кара-Джал	Магнетит
Сумин Н. Г.	3159	Урал, Нижний Тагил	Хризоколла
Бюро минералов, от Костылевой Е. Е.	3161	УССР, Мариупольский р-н	Разные минералы
Запорожец	3162	Урал, г. Верблюжка	Кеммерерит, уваровит и др.
Лашев Е. К.	3163	Таджикская ССР, Туркестанский хр., Кара-Су	Касситерит
		1 9 4 6 г.	
Рожанская Е. М., Ферсман А. Е.	3164	Ю. Урал, Вишневые горы	Разные минералы
Гинзбург А. И.	3165	Казахская ССР, Калбинский хр.	Разные минералы
Перкин В. Д.	3166	Казахская ССР, Калбинский хр.	Разные минералы
Сморчков И. Е.	3167	Таджикская ССР, Туркестанский хр., Кара-Су	Андалузит
Дегтяр К. С.	3168	Ю. Урал, Гумбейка	Флюорит
Юннаты	3169	Разные месторождения	Микроклин и др. минералы
Бюро минералов, от Китаева Г. Г.	3170	Ю. Урал, Кочкарь	Разные минералы
Бюро минералов, от Ставровского А. Е.	3171	Таджикская ССР	Разные минералы
Саранчина Г. М.	3173	Сев. Карелия	Борнит
Туровский С. Д.	3174	Урал	Аметисты
Бюро минералов, от Вашман Е. Е. и Поповой В. В.	3175	Армения	Хромит, бронзит
Лабунцов А. Н.	3176	УССР, Днепропетр. обл.	Бисмутит и др. минералы
Арсеньев А. А.	3177	Забайкалье, р. Хилок	Разные минералы
Прокофьев А. П.	3178	ДВК, Л. Хинган	Касситерит
Разные исследователи	3179	Таджикская ССР, Памир	Кварц
Корнетова В. А.	3180	Урал	Кварц синий
Бюро минералов	3181	Разные месторождения	Разные минералы
Заварицкий А. Н.	3183	Казахская ССР, Джезказган	Халькопирит, азурит и др.
Чухров Ф. В.	3184	Казахская ССР, Коунрад	Разные минералы
Кашин С. А.	3185	Урал, Свердловская обл.	Борнит, титано-магнетит
Андрущенко П. Ф.	3186	Сев. Урал, Полуночное	Пиролюзит
Лебедев Л. М. и другие студенты МГУ	3188	Крым	Анальцим, ломонтит и др.
Музей Свердловского горного института	3189	Кировоград	Кировит, глоккерит
Саркисьян С. Г.	3190	Забайкалье, р. Канга	Касситерит

Автор коллекции	№ коллекции	Месторождение	Минералы
Шульц	3191	Якутия	Касситерит
Гришин	3192	Таджикская ССР, Такфон	Пирротин
Коренев Н. А.	3193	Якутия	Корунд
Кротов Б. П.	3194	Казахская ССР	Нонтронит и др.
Бюро минералов, от Петрова П. Ф.	3195	Азербайджанск. ССР, Дашкесан	Кобальтин и др. минералы
Соколов Г. А.	3196	Ю. Урал	Хромиты
Яницкий А. Л.	3197	Ю. Урал	Гидрогетиты
Гинзбург А. И.	3198	Читинская обл. Шилкинский р-н	Антимонит
Матвеев К. К.	3199	Читинская обл., Балейский р-н	Разные минералы
Маскевич М. М.	3200	Казахская ССР, Муржикское м-ние	Пиролюзит
Шадлун Т. Н.	3201	Чкаловская обл., Блява	Ярозит
Гвахария Г. В.	3202	Азербайджанск. ССР, Дашкесан	Кобальтин и др.
Хачбабян С. А.	3205	Зап. Грузия	Агаты
Крыжановский В. И.	3206	Грузинская ССР, Ахалцихе	Агаты, апофиллиты и др.
Сахарова М. С.	3207	Таджикская ССР	Разные минералы
Таусон Л. В.	3208	Таджикская ССР	Разные минералы
Лабунцов А. Н.	3209	Сев. Карелия	Разные минералы
Зубков А. А.	3213	Казахская ССР	Разные минералы
		1 9 4 7 г.	
Вертушков Г. П.	3214	Урал, Свердловская обл., г. Хрустальная	Кварц
Коптев-Дворников В. С.	3215	Сев. Казахстан, Степняк	Эпидот
Кротов Б. П.	3216	Свердловская обл., Алапаевское м-ние	Гетит и др.
Ивлиев Д. И.	3217	Хабаровский край	Касситерит
Бюро минералов, Вашман Е. Е. и Иванова Т. А.	3218	Азербайджанск. ССР, Чираги-Дзор	Пирит (друза кристаллов)
Устинова Т. П.	3219	Разные месторождения	Гейзерит
Терехов	3220	Московская обл., р. Волгуша	Мелантерит
Бюро минералов	3221	Бразилия, Саксония	Агат, барит
Гинзбург А. И.	3222	Читинская обл., р. Завитая	Петалит, сподумен
Вост.-Сиб. геолог. управл.	3223	Якутия	Малахит
Группа студентов МГУ	3224	Крым	Цеолиты
Бюро минералов, Вашман Е. Е. и Захарова Е. А.	3225	Карело-Финская ССР	Апатит и др. минералы
Беус А. А.	3226	Киргизская ССР, Кырк-Булак	Разные минералы
Ушеридзе Л. Е.	3227	Якутия	Кварц
Горшков Г. С.	3228	Разные месторождения	Сера вулканическая
Федотьев К. М.	3329	Таджикская ССР	Глауберит
Пуркин А. В.	3230	Киргизская ССР, Акджилга	Скуттерудит
Рукавишников Ф. П.	3231	Урал, Свердловская обл.	Разные минералы
Бюро минералов, Багдасарян Г. П.	3233	Армянская ССР, Памбакский хр.	Лейцит
Лабунцов А. Н.	3234	Карело-Финская ССР, Еловый Наволок	Кианит

Автор коллекции	№ коллекции	Месторождение	Минералы
Зарецкий А.	3236	Ойротия	Ртуть самородная
Трест Запсибцветразведка	3237	Алтай	Разные минералы
Пелымский Г. А.	3238	С. Кавказ, р. Лаба	Хромит
Годовиков А. Л.	3239	Московская обл.	Доломит
Геолог. управл. Министерства цветной металлургии	3241	ДВК	Гидрогетит
Кротов Б. П.	3242	Карелия	Лимонит
Калганов М. И.	3243	Сев. Урал, Ауэрбаховское м-ние	Магнетит
Разные исследователи	3245	Читинская обл.	Антимонит и др. минералы
Андрущук В.	3247	ДВК	Касситерит

ТАБЛИЦА КОЛИЧЕСТВА ОБРАЗЦОВ МИНЕРАЛОВ, ОБРАБОТАННЫХ И ЗАПИСАННЫХ В КОЛЛЕКЦИИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ЗА ПЕРИОД 1944—1947 гг.

В какие коллекции	1944 г.	1945 г.	1946 г.	1947 г.	Всего за четыре года
Основная коллекция	296	465	857	629	2 247
Коллекция месторождений	144	306	264	644	1 358
Коллекция кристаллов	24	17	23	4	68
Всего	464	788	1 144	1 277	3 673

ПРОГРАММА И ТЕМЫ РАБОТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КРУЖКА ПРИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ МУЗЕЕ

В 1947 г. при Музее был организован минералогический кружок, целью работ которого является обмен опытом и обсуждение научных работ по минералогии, представляемых как работниками Музея, так и минералогами других институтов и лабораторий Академии Наук. Работа кружка строилась таким образом, чтобы на его заседаниях докладывались не только законченные работы, но и результаты, получаемые в процессе исследования. Такой порядок преследует цель наилучшего разрешения той или иной научной проблемы в результате дискуссии и критического обмена мнений на заседаниях кружка. Одной из важных задач кружка мы считали также демонстрацию отдельных групп минералов или минералов классических парагенезисов отдельных месторождений, познавательное значение которых очень велико и необходимо для текущей работы наших исследователей. Прекрасные коллекции Музея, как старые, так и вновь поступающие, позволяют выполнять эту задачу с необходимой научной полнотой.

СВЕДЕНИЯ О РАБОТЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО КРУЖКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ АН СССР ЗА 1947/48 г.

№ п. п.	Год	Месяц	Число	Фамилия докладчика	Содержание доклада	Посещаемость
1	1947	Апрель	16	Сумин Н. Г.	Делафоссит и гидронакрит из Меднорудянска на Урале	24
				Лабунцов А. Н.	Новые минералы, поступившие в Музей	
2	1947	Май	7	Барсанов Г. П.	О генезисе некоторых структур минералов	42
3	1947	Май	21	Гинзбург А. И.	Минералы пегматитов (Восточного Забайкалья)	25
4	1947	Июнь	4	Сумин Н. Г.	Минералы горы Благодать	8
5	1947	Ноябрь	22	Гинзбург А. И.	Процессы изменения петалита	30
6	1947	Декабрь	20	Горжевский Д. И.	Минералогические критерии глубинности гидротермальных месторождений	17
7	1948	Январь	3	Петров В. П.	Жизнь и научная деятельность минералога Андреаса Еремеевича Арцруни. Работы А. Е. Арцруни по Кавказу	25
				Гинзбург А. И.	Минералого-геохимические работы А. Е. Арцруни	
8	1948	Январь	17	Грицаенко Г. С.	Никелевые сульфиды Ново-Айдырлинского месторождения на Урале	16
9	1948	Январь	31	Сумин Н. Г.	Элементы-примеси в шпинелях	16
				Барсанов Г. П.	О так называемом фошалласите П. Н. Чирвинского. Показ новых поступлений	
10	1948	Февраль	14	Корнетова В. А.	Пегматиты Бразилии	32
				Лабунцов А. Н.	Показ новых поступлений	
11	1948	Февраль	28	Цветков А. И.	Термо-аналитическая характеристика безводных карбонатов	27
				Барсанов Г. П.	Показ новых поступлений	
12	1948	Март	6	Акад. Белянкин Д. С.	Вступительное слово	160
				Барсанов Г. П.	О жизни и деятельности проф. В. И. Крыжановского	
				Беус А. А.	Влияние глубины на состав и структуру пегматитов на примере одного из месторождений Туркестанского хребта	
				Лабунцов А. Н.	Показ минералов Урала, собранных В. И. Крыжановским	
13	1948	Март	20	Кринов Е. Л.	Сихотэ-Алинский метеоритный дождь	40
				Гинзбург А. И.	Показ минералов пегматитов	
14	1948	Апрель	3	Козлов Ф. В.	К генезису скарнов полиметаллических месторождений	40
				Сумин Н. Г.	Показ минералов контактовых месторождений	

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 5

Г. П. Барсанов. Жизнь и деятельность профессора Владимира Ильича Крыжановского (1881—1947) 7

Акад. Д. С. Белянкин и В. П. Петров. О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья 18

Г. П. Барсанов. Минералогия и генезис эгирин-авгитового пегматита группы 15-х копей в Ильменских горах 26

Г. П. Барсанов. Везувиан из Кедабекского месторождения в Закавказье (Азерб. ССР) 46

Г. П. Барсанов, В. А. Шевелева. О так называемом фошалласите П. Н. Чирвинского 55

А. И. Гинзбург. Петалит в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения 60

А. И. Гинзбург. Структуры минеральных агрегатов сложных пегматитов литиевого типа 74

А. Н. Лабунцов. К кристаллографии алмаза 87

Н. Г. Сумин. Делафоссит и гидронакрит из Меднорудянска на Урале 93

Минералогические заметки

Г. П. Барсанов и Ю. Ф. Погоня. Самородный висмут как геологический термометр 106

В. А. Корнетова. О причине окраски синего кварца с Урала 107

А. Н. Лабунцов. Анатаз с натролитом 110

А. Н. Лабунцов. Хьюэттит из Киргизии 112

Список коллекций, поступивших в Минералогический музей за время с 1944 по 1947 г. 114

Программа и темы работы минералогического кружка при Минералогическом музее. 117

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

*

Редактор Издательства *С. Т. Попова*
Технический редактор *И. И. Карпов*
Корректор *В. Б. Несвижский*

*

РИСО АН СССР № 3340. А-04074. Издат. № 1784
Тип. заказ № 2080. Подп. к печ. 27/IV 1949 г.
Формат бум. 70×108 1/16. Печ. л. 7,5 + 1 вклейка
Уч.-издат. листов 10 1/4. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10

31

ОПЕЧАТКИ

Стр.	*Строка*	*Напечатано*	*Должно быть*
9	1 св.	деятесть	деятельность
12	9 св.	свней	своей
34	21 сн.	яегматитовыс	пегматитовые
34	20 сн.	овляются	являются
34	19 сн.	пбразует	образует
35	13 св.	И. В. Крыжановский	В. И. Крыжановский
45	32 сн.	Б. Линдгрен	В. Линдгрен
54	10 сн.	виолкит	виолаит
74	3 сн.	полихроматными	полихромными
87	26—25 сн.	подобние	подобные
89		Рис. 2	Рис. 3
90		Рис. 3	Рис. 2
115	1 гр., 2 св.	Просняков М. П.	Пресняков М. П.
115	3 гр., 2 сн.	глоккерит	глокерит
116	1 гр., 4 сн.	Рукавишников Ф. П.	Рукавишников Ф. И.