

224
А К А Д Е М И Я П Л У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 4



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 4

РЕДАКТОРЫ:

академик Д. С. БЕЛЯНКИН,

доктор геол.-мин. наук Г. П. БАРСАНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА — 1952

Г. П. БАРСАНОВ и В. А. ШЕВЕЛЕВА

МАТЕРИАЛЫ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ МИНЕРАЛОВ

Одним из интересных физических свойств минералов, привлекающим в последнее время особое внимание исследователей, является способность их испускать «холодное свечение», люминесцировать под влиянием разного рода энергетических воздействий (трение, удар, нагревание, радиоактивное излучение, ультрафиолетовые, катодные, рентгеновы и тому подобные лучи).

Наиболее эффективным и применимым к изучению минеральных веществ оказалось возбуждение люминесценции лучами ультрафиолетовыми (так называемая фотолюминесценция), катодными (катодолюминесценция) и рентгеновыми (рентгенолюминесценция), которые, как показали некоторые исследования (Богословский и др., 1938; Бонштедт, 1939; Пилипенко, 1936, 1937; Dake a. De Ment, 1941; De Ment, 1945 и др.), возбуждают наиболее сильную люминесценцию и в наибольшем числе минеральных видов.

На первоначальной стадии исследований, когда были получены результаты по люминесценции наиболее ярко и устойчиво светящихся минералов (шеелит, некоторые урановые минералы, виллемит, циркон и некоторые другие), казалось, что метод люминесцентного анализа в различных его видоизменениях открывает широкие и заманчивые по легкости и быстроте работы перспективы в области диагностики минералов, представляющей одну из важнейших задач минералогических исследований. Действительно, яркая люминесценция с устойчивым цветовым интервалом позволяет очень быстро и достаточно надежно произвести определение даже маленьких зерен минерала (визуально или при помощи лупы), что особенно важно при исследовании шлихов и тому подобных минералогических исследованиях.

Однако постепенно накапливающийся в 30-х и, особенно, 40-х годах нашего столетия материал по визуальному изучению катодолюминесценции минералов и люминесценции в ультрафиолете показал, что даже подобное визуальное исследование фотолюминесценции встречается со значительными трудностями. Работы, проведенные советскими исследователями (Левшин, 1936; Пилипенко, 1936, 1937; Богословский и др., 1938; Бонштедт, 1939; Флоровская и Мелков, 1946) и зарубежными (Kunz a. Baskerville, 1904; Engelhardt, 1912; Köhler u. Haberlandt, 1934; Haberlandt, 1935; Dake a. De Ment, 1941; De Ment, 1945 и др.), правда, носящие фрагментарный, не систематический характер, показали, во-первых, что

далеко не все минералы обладают свойством излучать возбужденную под действием тех или иных возбуждающих излучений световую энергию, а во-вторых, что очень многие минералы оказались люминесцирующими неустойчиво, т. е. образцы одного и того же минерала из разных месторождений или даже разных генераций в одном и том же месторождении давали разную степень интенсивности, разный цветовой состав люминесцентного света или даже вовсе не люминесцировали.

Еще более усложняет простую схему визуальной люминесцентной диагностики способность совершенно разных по составу и свойствам минеральных видов давать одинаковую или подобную по цвету и интенсивности люминесценцию.

Указанные выше обстоятельства на данном этапе исследования люминесцентных свойств минералов привели некоторых исследователей (Богословский, Савицкая и Соломина, 1938) к пессимистическому выводу о невозможности применения люминесцентного метода к широким задачам общей диагностики минералов, а только к некоторым специальным областям применения: для сортового анализа (например, шеелита, корунда, урановых минералов и некоторых других), анализа битумов, специальной диагностики алмаза (рентгенолюминесценция) и некоторых других узких специальных задач.

Разработка теории люминесценции советской школой физиков, возглавлявшейся академиком С. И. Вавиловым (Вавилов и Севченко, 1936; Левшин, 1937; Вавилов, 1942, 1945; Константинова-Шлезингер, 1948), а также работы зарубежных авторов (Pringsheim, 1928; Данкворт, 1931; Radley a. Grant, 1933; Риль, 1946) позволяют отчасти разобраться в причинах возникновения затруднений, с которыми мы сталкиваемся при изучении люминесцентных природных минералов.

К сожалению, удовлетворительного объяснения изложенных выше особенностей люминесцентных свойств отдельных минералов или их групп, основанного на точном параллельном исследовании люминесцентных свойств, физики и тонкой химии минералов, мы дать не можем из-за отсутствия данных, что указывает на настоятельную необходимость работы в этом направлении. Только для некоторых минералов были произведены подобные тонкие исследования (Haberlandt, 1935; Greenwood, 1943; De Ment, 1945 и др.), которые показали, что в неорганических кристаллических соединениях (в том числе и минералах) фотолюминесцентные свойства обуславливаются в общем двумя причинами:

а) внедрением определенных атомов-примесей (так называемых активаторов: Mn, Cr, Ag, Cd, S, Cu, $[\text{UO}_2]^{+2}$ и др.) или их групп в решетку минерала;

б) наличием в основном составе минерала атомов (или групп), обладающих свойствами возбуждать люминесцентное свечение (повидимому, $[\text{UO}_2]^{+2}$, $[\text{WO}_4]^{-2}$, $[\text{MoO}_4]^{-2}$ и некоторые другие).

Так, для флюорита показано, что флюоресценция связана с наличием в качестве активаторов Mn, редких земель, битуминозных веществ; для корунда — Cr, V (Tiede u. Lüders, 1933); для виллемита и кальцита — Mn (Буд, 1936; Deribère, 1938 и др.).

Во всех этих случаях с достаточной убедительностью показано, что интенсивность и цветовой характер фотолюминесценции имеет прямую и симбатную связь с количеством и качеством активатора. Для шеелита с достаточной убедительностью выяснено, что цвет люминесценции (в излучении 2500 Å) резко меняется от голубого до белого и желтого в прямой зависимости от возрастания примеси CaMoO_4 (Dake a. De Ment, 1941; Greenwood, 1943 и др.).

Следует указать, что возбуждение фотолюминесценции активатором наступает уже при ничтожных количествах последнего, что особенно следует учитывать при исследованиях природных минералов, так как последние никогда не встречаются в виде идеально чистых химических соединений. Так, например, Сервинь (Servigne, 1935; 1940; Servigne et Vassy, 1937) для искусственно приготовленных препаратов показал, что по изменению характера флюоресценции можно уловить присутствие редких земель, а также серебра в виде твердого раствора в CaWO_4 , при содержании их уже в $5 \cdot 10^{-6}$ г на 1 г вольфрамата кальция.

В природных процессах возможность появления тонких примесей в составе минералов определяется совокупностью геохимических особенностей образования минеральной ассоциации. Отсюда ясно, как важно при исследовании фотолюминесценции минералов накапливать материал по характеристике одного и того же минерала из разных типов месторождений и разных геохимических провинций.

Сущность явления люминесценции в наиболее общем представлении сводится к тому, что под влиянием световых квантов ультрафиолетовой части спектра атом (вернее, его электронные уровни), поглощая энергию квантового излучения, приходит в возбужденное энергетическое состояние. При обратном переходе электронов в первоначальное состояние происходит излучение части возбужденной энергии (не перешедшей в тепловую) в виде светового пучка, могущего охватывать как видимую, так и невидимую части спектра.

Поглощенная и испускаемая световые энергии находятся, таким образом, во взаимной зависимости, выражающейся и в том, что испускаемая энергия обычно меньше (в пределе может быть равна) поглощенной, так как часть возбужденной энергии всегда переходит в энергию тепловую и частью кинетическую.

Указанная зависимость может быть выражена через так называемое правило Стокса, которое гласит, что число колебаний поглощенного света больше или равно числу колебаний, излучаемых при фотолюминесценции. Это находит свое выражение в том, что «центр тяжести» всей полосы флюоресценции всегда соответствует длине волны большей, чем для «центра тяжести» полосы возбуждения (Вуд, 1936; Риль, 1946), т. е. длина волны поглощенного монохроматического света меньше или равна длине волны излучаемого светового пучка.

Свойства веществ, способных к явлению фотолюминесценции, таковы, что поглощенная энергия возбуждает световой поток только через атом-излучатель, не передаваясь на другие степени свободы атомных связей, возбуждая, например, колебания в решетке других атомов или расходуясь на фотохимические реакции, так как в этих случаях энергия целиком уйдет на тепловые или химические эффекты.

Переход из возбужденного состояния в первоначальное, сопровождаемый выходом световой энергии, может осуществляться непосредственно за возбуждением, т. е. мгновенно или в течение более или менее продолжительного времени после произведенного возбуждения. В первом случае явление называется *флюоресценцией* и почти не сопровождается отдачей тепловой энергии, а во втором случае — *фосфоресценцией* (или послесвечением), которая сопровождается определенным запасом теплого движения.

Следует отметить, что в большинстве неорганических соединений наблюдается обычно фосфоресценция, продолжающаяся 10^{-2} — 10^{-3} секунды (так называемое спонтанное послесвечение) и улавливаемая только с помощью специальных приборов — фосфороскопов. Длительная

фосфоресценция, улавливаемая глазом, наблюдается сравнительно редко (среди минералов это, например, некоторые кальциты).

У кристаллических веществ, к которым относятся и большинство интересующих нас минералов, указанные выше явления люминесценции обуславливаются энергетическим процессом, происходящим не внутри изолированного атома или молекулы, а во всей совокупности определенных атомов кристаллической решетки, и свечение является общим результатом действий этих атомов, меняющих энергетические уровни, которые проходят через всю кристаллическую решетку (Риль, 1946). Вследствие этого место свечения не обязательно соответствует месту поглощения светового кванта, и возбужденная энергия передается от атома к атому на расстояния, во много раз превышающие постоянную решетки, что обеспечивает равномерное свечение всего монокристалльного зерна.

В кристалле отдача световой энергии определенными возбужденными атомами будет осуществляться только тогда, когда имеется неоднородность в линейных энергетических электронных уровнях атомов кристаллической решетки, т. е. когда внутри кристалла возникают места с нарушением непрерывности кристаллической решетки.

Таким образом, исходя из общей теоретической схемы механизма люминесцентного свечения кристаллических веществ, Риль (1946) и другие делают вывод о невозможности существования фотолюминесценции у веществ с идеальной, не нарушенной тем или иным способом кристаллической решеткой. Заметим, что этот вывод не имеет решающего значения для применения люминесцентного анализа к минералам, так как в природе мы вообще не имеем идеальных кристаллов, лишенных примесей, которые нарушают непрерывность решетки, и т. д.

Кроме того, доказывается, что в ряде случаев, когда сами атомы или комплексные ионы, входящие в решетку, являются фосфорогенами (например $[\text{UO}_2]^{+2}$), такие решетки также приобретают люминесцентные свойства.

Из рассмотрения в самых общих чертах известных к настоящему времени теоретических основ люминесценции кристаллических тел следует, что поглощение коротковолновых (ультрафиолетовых) лучей при возбуждении фотолюминесценции происходит по всей кристаллохимической системе. Эта энергия передается по энергетическим уровням через всю решетку, но излучение происходит только в местах, где атомы или их группы нарушают правильность и кристаллохимическую непрерывность решетки. Отсюда следует, что качество излучения, т. е. спектральный состав люминесценции одной и той же решетки, может быть различным, если качественно различны атомы, вызывающие нарушение.

Таким образом, способность к люминесценции появляется только при нарушении периодичности решетки, которое обычно осуществляется путем внедрения в решетку определенных посторонних атомов (или ионов, обычно катионов). Характер этого внедрения избыточных атомов или ионов может быть различным, что следует учитывать при исследовании люминесценции минералов:

а) избыточным компонентом может быть атом, строящий решетку основного вещества (например Zn в ZnS, Na в NaCl), занимающий в решетке межузловую позицию, чем вызывается нарушение непрерывности;

б) избыточный компонент является атомом-примесью (например, Cu, Ag в ZnS, TR в шеелите, флюорите и т. д.).

Атом-примесь также входит в межузловые пространства решетки, нарушая ее сплошность. Очевидно, что возможность подобного рода нарушения наиболее вероятна в кристаллах с малой плотностью решетки.

К таковым, несомненно, относятся решетки каркасного, кольцевого типа, а также решетки с чередующимися заполненными и свободными ячейками (например, сфалерит) и т. п. Следует обратить особое внимание при изучении люминесценции минералов на правило, установленное Тиде и Вейссом (Tiede u. Weiss, 1932): размер атома металла внедряющегося элемента-фосфорогена должен быть меньше или равен атому в основной решетке.

Таким образом, фосфорогенами для каждого данного кристаллического тела могут быть только атомы металлов (катионы) с равным или меньшим радиусом, чем у атомов и ионов металлов основного кристаллохимического соединения. Очевидно также, что возможное количественное внедрение атомов тем больше, чем меньше их относительный радиус.

Второй случай нарушения кристаллохимической непрерывности решеток включает случаи изоморфизма, очень важные для изучения люминесценции минералов. Как известно, случаи образования изоморфных твердых растворов, изоморфные замещения отдельными атомами, ионами или их группами имеют весьма широкое распространение и могут, очевидно, иметь существенное влияние на возникновение и изменение люминесцентных свойств минералов.

Очевидно, что принципиальное отличие этого случая от разобранного выше заключается в замене атомом (или ионом) фосфорогена части атомов в узлах кристаллической решетки (например, Zn на Mn в ZnS, ZnSiO₃ и т. д.; Al на Cr и V в корунде, топазе, изумруде и др.; W на Mo в шеелите). Ясно, что в этом случае замена может осуществляться только при равенстве радиусов ионов или атомов замещающего фосфорогена и замещаемого атома (или группы атомов).

Интересно отметить, что в случае первого типа внедрения у ряда соединений (например, Al₂O₃, активированная Pt и Mn) возникает ф о с ф о р е с ц е н ц и я, в то время как активизация изоморфными примесями (Al₂O₃ — хромом, ванадием) дает ф л ю о р е с ц е н ц и ю (Tiede u. Lüders, 1933). Это обстоятельство может служить вспомогательным признаком при изучении влияния примесей на люминесценцию природных минералов.

При изучении люминесцентных свойств вещества, в частности интересующих нас минералов, следует учитывать еще одно осложняющее обстоятельство. Уменьшение выхода флюоресценции, т. е. интенсивности светового выхода, может обуславливаться примесью некоторых компонентов, оказывающих гасящее действие. Помимо того, что впечатление гашения могут давать механические примеси зерен другого минерала, вследствие наложения испускаемого им излучения другого спектрального состава, ряд соединений и элементов, входя в виде примеси в решетку, может давать действительно снижение интенсивности, вплоть до полного погашения. Это явление подробно исследовалось академиком С. И. Вавиловым и его учениками (Вавилов и Севченко, 1936; Вавилов, 1945; Константинова-Шлезингер, 1948).

В общем виде механизм гасящего действия сводится к изменению невозбужденной молекулы гасящим фактором, в результате чего поглощенная энергия не отдается в виде флюоресцентного излучения, т. е. атомы молекулы при гашении отдают получаемую ими энергию возбуждения в виде теплового или иного эффекта (например, при соударениях с другими атомами, кинетической энергии и т. д.). В обоих случаях гашение приводит или к полному уничтожению свечения, или к постепенному его ослаблению (изменение наблюдаемой длительности возбуждения).

Как известно из экспериментальных работ, гашение могут вызвать отдельные группы атомов, входящие в состав сложных соединений (например, карбонильная группа в органических соединениях), избыточное, против

оптимального, количество элемента-фосфорогена (Mn, Cr и др.). Некоторые элементы, являющиеся для одних соединений фосфорогенами, для других могут оказаться гасителями (например, Cr и Mn — для вольфрамовых; Fe, Ni, Co — в активированном медью или серебром ZnS); ионы иода, серы оказываются гасящими для углеводородов и некоторых неорганических соединений и т. д. Очевидно, гасящими могут быть разные элементы и их соединения, и действие их зависит от состава и структуры молекул люминесцирующего вещества.

Гасящими факторами могут служить, как указывает Риль (1946), также степень дисперсности вещества, вызываемая истиранием, повышение температуры нагреванием люминесцирующих тел, что следует учитывать при изучении люминесцентных свойств минералов.

Производя исследования люминесценции минералов, необходимо учитывать все те сложные и довольно многообразные факторы, влияющие на качественную и количественную степени интересующей нас фотолюминесценции, которые вытекают из кратко изложенных выше общих физических представлений. Более подробное изложение отдельных положений физики люминесценции, необходимое для оценки и анализа сложных явлений, встречаемых при работе с минералами, можно найти в работах академика С. И. Вавилова (1942, 1945; Вавилов и Севченко, 1936), В. Л. Левшина (1936, 1937), М. А. Константиновой-Шлезингер (1948), а также в сводках и монографиях зарубежных исследователей — Данкворта (1931; Dunkworth, 1940), Принсгейма (Pringsheim, 1928), Рили (1946), Дерибера (Deribère, 1938), Рэдлея и Гранта (Radley a. Grant, 1933) и др.

Важнейшие свойства люминесценции, практически используемые при люминесцентном анализе минералов с целью диагностики, — цвет и интенсивность излучения. Главнейшей задачей изучения минералов в данном направлении, несомненно, является выяснение причинной связи и зависимости изменения этих свойств (как у разных минералов, так и у одинаковых минеральных видов), вызываемых теми или иными эндокриптными примесями, изоморфными замещениями, деформацией решетки, влиянием примесей-гасителей и т. п.

В природных условиях, как мы знаем, изменение этих факторов вызывает геохимический процесс и геологическая среда, что, вероятно, позволит получать при дальнейшей работе ценный позитивный материал о зависимости люминесцентных свойств минералов от генетического типа того или иного месторождения.

При накоплении достаточного фактического материала, по всей вероятности, могут быть сделаны и обратные выводы — о геохимии процесса по люминесцентным свойствам минералов.

Таким образом, люминесцентный метод при надлежащем его развитии может выйти далеко за пределы простой диагностики минералов.

Цвет люминесценции (т. е. спектральный состав), несмотря на условность непосредственного восприятия, несомненно, важнейшее практически свойство, используемое для оценки люминесценции минералов. Он, как известно, представляет сложную функцию, зависящую от длины волны источника ультрафиолетового излучения и состава минерала. При сравнительной оценке цветового состава свечения важно, чтобы изучаемый минерал был со свежим изломом. Необходимо также учитывать характер поверхности люминесцирующего объекта, так как изменение последней (например, степень измельчения, поверхность кристалла или порошка) может влиять на некоторое изменение цвета.

Большое и часто решающее влияние оказывают примеси второстепенных элементов, особенно люминогенов или гасителей, причем, как указано

выше, имеет значение не только качественный состав, но и количество их, а также кристаллохимическое положение их в структуре решетки. К сожалению, в этом отношении минералы еще совершенно не изучены, если не считать отдельных исследований флюорита (Haberlandt, 1935, 1940), виллемита (Kröger, 1939; Dake a. De Ment, 1941), цинковой обманки (Tiede u. Lüders, 1933; Deribère, 1938; Riehl, 1938), кальцита и немногих других, в то время как только углубленное исследование именно этих вопросов и может сделать люминесценцию минералов практически применимым методом.

Несмотря на многообразие, сложность и изменчивость факторов, влияющих на характер и цвет люминесценции минералов, мы не склонны разделять пессимистические взгляды на невозможность применения этого метода для диагностики и других целей минералогических исследований. При кажущемся огромном разнообразии возможностей захвата тех или иных примесей минералами во время их образования установленные геохимические законы показывают, что в определенных процессах решетки минералов определенной структуры и состава могут захватываться только ограниченный круг атомов или ионов, предопределяемый строением, размером и валентностью последних.

Таким образом, при практическом исследовании фотолюминесценции минералов мы встретимся с некоторым ограниченным числом случаев вариаций этого свойства в отдельных минералах, что позволит при систематическом накоплении экспериментального материала учитывать эти вариации как ограниченно меняющиеся константы. Это в общем подтверждается имеющимися пока немногочисленными работами по исследованию люминесценции минералов, а также первыми результатами начатой нами работы по массовому исследованию фотолюминесценции, изложенными в прилагаемых таблицах.

Как указано выше, цвет люминесценции зависит от длины волны (максимумов интенсивности) возбуждающего ультрафиолетового света. Как выяснено некоторыми работами, люминесценция минералов может возбуждаться как ближними (длинными) ультрафиолетовыми лучами, так и дальними (короткими). Кроме того, люминесценция минералов интенсивно возбуждается и другими видами излучения, имеющими несколько иной механизм (Константинова-Шлезингер, 1948), а именно катодным и рентгеновским.

В отношении цвета люминесцентного свечения, возбуждаемого ультрафиолетом, следует указать, что в основном изменение длины волны влияет только на изменение интенсивности, но не на спектральный состав свечения; однако наблюдаются случаи и резкого характерного изменения цвета (например, бенитоит и другие минералы — см. таблицы в приложении). Некоторые минералы светятся (с разной интенсивностью) во всех интервалах ультрафиолетовой части, в других же минералах интенсивность свечения возрастает до определенной области излучения, и затем резко падает.

Эти явления исследованы на ряде веществ академиком С. И. Вавиловым и его учениками (Вавилов и Севченко, 1936; Вавилов, 1945; Константинова-Шлезингер, 1948), которые установили, что для каждого вещества характерна некоторая предельная длина волны λ , за границами которой квантовый выход резко снижается, т. е. с применением волн большей длины доля атомов, отдающих поглощенную энергию в виде световых лучей, резко падает.

Часто можно наблюдать, что минералы, не обладающие люминесценцией в ближнем и дальнем ультрафиолете, обладают ясной фотолюминес-

ценцией в катодных лучах или резко меняют в последних цвет люминесценции.

Следует отметить, однако, что почти всегда эффект и цвет люминесценции минералов в катодной трубке совпадают с фотолюминесценцией, если таковая возбуждается дальним ультрафиолетом ($\lambda < 3000 \text{ \AA}$).

Изложенное показывает, насколько важно всестороннее исследование люминесценции минералов в фильтрованном ультрафиолете, т. е. при разных точно обусловленных длинах волн, с одновременным изучением катодолюминесценции. Только сумма выявленных при всех этих исследованиях цветовых свойств люминесценции может оказаться некоторой характерной константой люминесценции для минералов.

Следует отметить, что систематически подобных исследований минералов мы до последнего времени (Де Мент и некоторые другие работы) не имели. Исследовались или катодолюминесценция, или люминесценция в ближнем ультрафиолете (с фильтрами Вуда), или, реже, в дальнем ультрафиолете при помощи искровых разрядников.

Обычно эти исследования не сопоставлялись на одних и тех же образцах минералов, вследствие чего получались трудно сопоставимые результаты. В лучшем случае (Пилипенко, 1936, 1937; Богословский и др., 1938) исследования довольно ограниченного количества образцов производились параллельно в катодных лучах и ближнем ультрафиолете. Поэтому распространенное за последнее время мнение, что в катодном излучении люминесцирует гораздо больше разновидностей минералов, чем в ультрафиолете, нам кажется недостаточно обоснованным.

Интенсивность люминесценции является вторым важным признаком, который мы должны учитывать при люминесцентном анализе минералов. Это особенно важно потому, что, как указывалось выше, цвет люминесценции может быть близким или одинаковым у разных минералов (что разочаровывает исследователей), но интенсивность его, как правило, в этих случаях отлична.

Интенсивность люминесценции, помимо состава и структуры кристаллического вещества, количества примесей люминогенов и положения их в решетке кристалла, зависит прежде всего от длины волны возбуждающего излучения. Общий энергетический выход, как показал академик С. И. Вавилов, пропорционален длине волны возбуждающего света до некоторой критической для каждого вещества точки, после чего он резко падает. Это показывает, что сравнивать и оценивать интенсивности люминесценции минералов можно только при работе с фильтрованным ультрафиолетом при одном и том же максимуме излучения.

Второй фактор, влияющий на интенсивность люминесценции, — интенсивность источника возбуждающего излучения, которая зависит: а) от распределения максимумов излучения в самом источнике ультрафиолетовых лучей (тип лампы, искрового разрядника и т. д.); б) от расстояния между источником излучения и люминесцирующим объектом; в) от качества и толщины применяемых фильтров.

Изложенное показывает, что наблюдение и оценку интенсивности (визуальную, а особенно приборами) следует вести в одинаковых условиях освещения, при одном и том же типе источника возбуждения и при одной и той же толщине светофильтра.

Однако исследования показывают, что изменение интенсивности люминесценции не является прямолинейной и прямо пропорциональной функцией силы возбуждающего источника. Небольшое изменение расстояния между источником возбуждения и объектом, некоторое изменение в толщине применяемого светофильтра (одной и той же марки) не влияет за-

метно на интенсивность люминесценции минералов, что и следует учитывать при работе с ними.

Таким образом, при исследовании и сравнительной оценке цвета и интенсивности люминесценции минералов следует учитывать следующие факторы, влияющие на изменение этих свойств: 1) состав минерала и структура его решетки; 2) качественный состав и количество примесей элементов-люминогенов и элементов-гасителей; структурное положение их в решетке; 3) качество поверхности изучаемого объекта, площадь поверхности (т. е. степень измельчения); 4) длина волны (максимум интенсивности) возбуждающего излучения и его интенсивность, зависящие от источника излучения, расстояния его от объекта, марки применяемых светофильтров и их толщины.

Факторы 3 и 4 можно легко учитывать при постановке экспериментального изучения, и таким образом, эти важнейшие свойства будут представлять функцию кристаллохимических особенностей минералов и встречающихся в них примесей. Последние, как указывалось, определяются часто в природных процессах известными нам геохимическими особенностями месторождений и кристаллохимическими свойствами решеток, т. е. учет закономерностей состава примесей, их распределения в разных минералах также возможен.

Все это дает право утверждать, что люминесцентный анализ минералов при его достаточной разработке может сделаться надежным и ценным методом как минералогической диагностики, так и геохимического анализа генезиса минералов.

Изложенные выше соображения и краткий очерк основных известных нам положений в области фотолюминесценции твердых кристаллических тел и минералов в частности позволили нам наметить определенный план научных исследований последних в указанных выше целях.

Прежде всего возникает необходимость на основании исследования большого и разнообразного по генезису материала выяснить, какие минералы, их разновидности или отдельные образцы из определенных месторождений дают эффект фотолюминесценции в определенных областях возбуждения ультрафиолетом или катодным излучением.

Как указывалось, этого фактического материала в настоящее время далеко не достаточно. Изучались или отдельные минералы, или определенная группа минералов, часто без указания даже месторождений, т. е. без генетической характеристики образца. Исследованный материал имел случайный характер, не всегда точно апробировался специалистами-минералогами. Исследования одного и того же образца и всей массы минералов не производились во всей серии излучений, а часто только в катоде или только в широком диапазоне ультрафиолета, без указания источников излучения, марки и толщины фильтров и условий эксперимента.

Точные физические исследования обычно проводились над искусственными твердыми люминофорами, растворами или сложными органическими соединениями. Вследствие этого сумма сравнимых фактических данных по изучению люминесценции минералов незначительна и трудно используема.

Последние работы Дакке и Де Мента (Dake a. De Ment, 1941), Де Мента (De Ment, 1945), в значительной мере суммирующие данные, накопленные в США и европейских странах, хотя и содержат большой список люминесцирующих минералов, однако также мало удовлетворительны в этом отношении. Эти данные трудно оценить, так как авторы не указывают общего количества исследованного ими материала; месторождения изученных минералов немногочисленны и случайны; кроме того, не приводится

списка нелюминесцирующих минералов, т. е. неизвестны общий объем проведенных исследований, условия эксперимента и т. д.

Естественно, что такая необходимая первоначальная работа по ревизии фотолюминесцентных свойств минералов может быть осуществлена только на материалах крупнейших минералогических собраний, каковым является Минералогический музей Академии Наук СССР, где и начат первый этап работы по массовому изучению свечения минералов. Изучение это базируется на 52 000 образцах минералов основного собрания Музея, представляющих почти все известные минеральные виды месторождений всего мира.

Объектом первых массовых исследований послужил труднейший и обширнейший класс минералов — силикаты, обладающие как будто наименее выраженными люминесцентными свойствами. Исследованы также титаносиликаты, титанаты и класс галоидных соединений. Всего до настоящего времени (за 1949—1950 гг.) изучено 4073 образца минералов этих классов из различных месторождений мира.

Фотолюминесценция минералов на настоящем этапе массового исследования фиксировалась способом визуального наблюдения и оценивалась сравнительно по определенной принятой градации. По относительной интенсивности эффект фотолюминесценции делится на 5 групп: очень яркая, яркая, средняя, слабая, очень слабая. За примерные сравнительные эталонные образцы степени интенсивности могут быть приняты минералы, указанные в табл. 1.

Таблица 1

Шкала цветов люминесценции некоторых минералов

№ группы	Относительная интенсивность	Минерал-эталон	Месторождение	№ группы	Цвет люминесценции	Минерал-эталон	Месторождение
1	Оч. яркая	Флюорит	Киргизская ССР, Хайдаркан	1	Белый	Кальцит	Московская область, Подольск
2	Яркая	Кальцит	Московская область, Подольск	2	Красный	Кианит Рубин	Карелия, Еловый Наволок Искусственный
3	Средняя	Кианит	Карелия, Еловый Наволок	3	Оранжевый	Кальцит	Дальневосточный край
4	Слабая	Сподумен	Все месторождения	4	Желтый	Циркон	Все месторождения
5	Оч. слабая	Каламин	Таджикская ССР, Кара-Мазар	5	Зеленый	Виллемит	То же
				6	Синий	Датолит	Саксония, Андреасберг
				7	Фиолетовый	Флюорит	Почти все месторождения

Цвет люминесценции оценивался также визуально по принятой цветовой шкале основных цветов спектра. В цветной градации выделяется и белый, сложный, цвет. Оттенки учитывались и давались в виде дополни-

тельных определений (например, оранжево-красный, желто-зеленый, темнокрасный и т. д.).

Для градации основных цветов может быть принята условная сравнительная шкала цвета люминесценции определенных минералов, приведенная в табл. 1.

Отлично понимая всю субъективность и относительность подобной оценки цвета и интенсивности эффекта фотолюминесценции минералов, мы, тем не менее, на первом этапе накопления необходимого фактического материала считаем ее приемлемой. Следует указать, что работа по определению этих же свойств в некоторых абсолютных единицах (в % интенсивности по отношению отражения света баритовой пластинкой или в единицах оптической плотности $D = -\lg_{10} \tau$) при помощи фотометра с применением набора светофильтров довольно сложна и длительна. Эти исследования нами начаты и составляют следующий этап работы.

Отметим также, что еще более точные работы по изучению спектров люминесценции представляют в отношении минералов очень сложную физическую задачу, сравнительно легко разрешимую только для тех из них, которые содержат элементы с хорошо выраженными линейчатыми участками поглощения (редкие земли и т. п.).

В минералогических лабораториях при отсутствии сложных физических приборов (спектрографов большой светосилы, спектрофотометров и т. д.) сравнительный визуальный метод наблюдения для быстрой оценки считается пока наиболее практичным, что отражается и во всех без исключения работах по люминесценции минералов.

Применение предлагаемого набора эталонов при определенном навыке может дать практически удовлетворительные результаты.

Для наблюдений фотолюминесценции минералов желательно создавать такие условия, при которых можно получить максимальную интенсивность излучения. Принципиальная схема возбуждения люминесценции кристаллических тел в катодных лучах показывает, что оно происходит главным образом в тонкой поверхностной части объекта, не распространяясь в глубину. Поэтому при изучении катодного свечения особенно важно иметь образцы со свежими чистыми поверхностями излома или естественных граней, а наилучший эффект получается при измельчении образца в порошок.

Люминесценция ультрафиолетом возбуждается, наоборот (см. выше), во всей массе кристаллической решетки, вследствие чего структура поверхности образца безразлична. Однако следует учитывать, что и в последнем случае поверхности облучаемого объекта должны быть чистыми, по возможности свежими, лишенными вторичных продуктов изменения, так как люминесценция последних может исказить правильность наблюдения.

Наши исследования фотолюминесценции были проведены в главной массе на штуфах минералов, отдельных кристаллах или их обломках, реже на порошках. Наблюдения проводились сотрудником Музея В. А. Шевелевой и фиксировались в особом журнале.

Катодолюминесценция исследовалась на катодной установке системы Г. Ф. Комовского, в малой катодной трубке. Вакуум достигался применением двуступенчатого масляного насоса типа «ВН-461-М», дающего в пределе $1 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст. Напряжение на электродах катодной трубки в рабочем состоянии развилось 10—15 кв при 2—5 ма. Наблюдения катодолюминесценции производилось через верхнее стекло катодной трубки в темном помещении, на темном (черном) фоне. При сводке полученных данных учитывались также результаты наблюдений М. Г. Богословского (Богословский и др., 1938) и имевшиеся в нашем распоряжении

материалы исследования образцов Минералогического музея, собранные Е. Разумной.

Исследования в ультрафиолетовых лучах проводились в фильтрованном свете. В качестве источника излучения применялась ртутно-кварцевая лампа «ПРК-4», монтированная в специальном ультрафиолетовом осветителе, конструкции Института патологии и терапии Академии медицинских наук СССР. При установившемся режиме лампа работала с напряжением 70 ± 5 в, $3,75 \pm 0,3$ а. Мощность выхода 220 ± 8 вт. Относительное распределение энергии по спектру (принимая $3650 \text{ \AA}$ за 100%) следующее: $3126 \text{ \AA}$ — 68,0%; $3022 \text{ \AA}$ — 31,2%; $2967 \text{ \AA}$ — 14,3%; $2804 \text{ \AA}$ — 10,3%; $2652 \text{ \AA}$ — 23,4%; $2537 \text{ \AA}$ — 26,1%. Приведенные показатели обеспечивают возможность применения этой лампы для работы как в дальнем, так и в ближнем ультрафиолете.

Для выделения максимумов излучения в определенных частях спектра, применялись стеклянные светофильтры, монтированные в револьверную систему осветителя, что позволяло осуществлять их быструю смену при облучении одного и того же образца. Получение максимума в области длины волны $3650 \text{ \AA}$ обеспечивалось применением фильтра (толщиной 5 мм) марки «УФС-4»; он гарантирует задержку почти всех видимых лучей, кроме части фиолетовых и части красных (см. табл. 2, заимствованную у И. А. Преображенского). Видимая интенсивность последних, при данной толщине фильтра незначительна, но ее следует учитывать при оценке эффекта люминесценции.

Таблица 2

Линии видимого света, получающиеся в монохроматоре

Система светофильтра	Толщина (в мм)	Миллимикроны (mμ)							
		650	620	580	575	530	485	440	410
		красный		оран- жевый	жел- тый	зеле- ный	голу- бой	си- ний	фиоле- товый
«УФС-4»	0,34	6	6	4	7	7	4	2	0
»	0,60	6	6	0	6	6	5	6	6
»	1,82	6	6	0	0	0	0	0	5
«Ug-5»	1,86	6	6	0	0	4	2	7	4
Фильтр Мацца (жидко- стный)	100,0	0	0	1	6	0	0	0	0

Условные обозначения интенсивности: 7 — очень сильная; 6 — сильная, 5 — выше средней, 4 — средняя, 3 — выше слабой, 1 — очень слабая, 0 — отсутствует.

Как показывает табл. 2, при утолщении фильтра «УФС-4» последний в видимой части пропускает только красные и фиолетовые лучи, что при толщине в 5 мм обеспечивает очень слабое их проникновение (главным образом в области $420\text{--}410 \text{ mμ}$). Вместе с этим интенсивность пропускания лучей $3650 \text{ \AA}$ изменяется очень мало.

Фильтрованный ультрафиолетовый свет с максимумами излучения в $2800\text{--}3200 \text{ \AA}$ (с некоторым захватом соседних областей) обеспечивался применением фильтра «Ug-5». Применялась также толщина в 5 мм. Так как этот фильтр пропускает довольно много лучей видимой части (табл. 2), то дополнительно в кювете применялся жидкий фильтр Мацца (раствор, содержащий соль никеля и кобальта). Как видно из этой таблицы,

комбинация указанных двух фильтров (слой жидкости в кювете брался в 25 мм) обеспечивает почти полное поглощение видимой части, в то время как пропуск указанного интервала ультрафиолета определяется цифрой порядка 60% от общей интенсивности используемого источника излучения. Диаметр применяемых окошек с фильтрами — около 30 мм. Для получения большей интенсивности ультрафиолетового пучка в указанном осветителе служит кварцевая линза, диаметром 30 мм, с фокусным расстоянием 50 мм.

Свет от лампы «ПРК-4», помещенной в светонепроницаемый кожух, попадает через тубус в кварцевую линзу, проходит сквозь револьверную систему фильтров и в виде сходящегося пучка лучей фокусируется на изучаемом объекте. Расстояние от источника до изучаемого объекта — около 20 см.

Все минералы, указанные в прилагаемых таблицах и списках, исследовались нами, таким образом, в двух интервалах ультрафиолетового излучения параллельно: при 2800 — 3200 Å и 3500 Å.

В последнее время нами был получен осветитель типа «ЛЮМ-2» (конструкции Всесоюзного научно-исследовательского геологического института Министерства геологии СССР), позволяющий получать фильтрованные лучи с длиной волны 2537 Å. Осветитель работает с лампой «ПРК-4», на подающем напряжении 7—9 в, вследствие чего создается режим «тлеющего разряда», обеспечивающий излучения, которые содержат около 90% лучей с длиной волны 2537 Å.

Выделение указанного максимума и поглощение видимого света достигается применением фильтра «УФС-1» толщиной в 1,5 мм, пропускающего около 50% дальнего ультрафиолета от общего количества этого излучения осветителем. В настоящее время нами начато параллельное изучение люминесцентных свойств минералов и в этом интервале излучения.

Результаты наших наблюдений над 4073 образцами минералов из класса силикатов, титаносиликатов, титанатов и галоидных солей представлены сводкой данных экспериментальной работы и наблюдений, проведенных В. А. Шевелевой, которой в трудных случаях диагностики сопутствующих минералов оказывал большую помощь старший научный сотрудник Минералогического музея А. Н. Лабунцов.

Желая сделать полученный фактический материал уже на первой стадии работы полезным для диагностики минералов, мы обобщили его в форме вспомогательных таблиц, приведенных в приложении. Так как основным люминесцентным свойством минерала, воспринимаемым при визуальном наблюдении, является цвет люминесценции, то мы взяли этот признак в качестве основного для распределения минералов по таблицам. Наибольшее количество люминесцирующих в ультрафиолете минералов для просмотренных классов оказалось при воздействии излучением ближнего ультрафиолета (3650 Å).

С другой стороны, эта область ультрафиолета наиболее доступна при массовых исследованиях, поэтому основные таблицы разделены по цвету свечения минералов для данного максимума излучения.

Внутри таблиц имеются для каждого люминесцирующего минерала графы, заключающие данные по изменению характера или интенсивности его свечения при применении излучения в 3200—2800 Å. Если минералы обнаруживают фотолюминесценцию только в этом излучении, то их выносят в дополнительные таблицы (IX—XI), разделенные по цвету излучения, возбужденного длиной волны 3200—2800 Å.

В заключение дается список (см. табл. XII) нелюминесцирующих в ультрафиолете минералов, просмотренных в аналогичных условиях опыта.

В табл. II—XI для каждого минерала приводится количество просмотренных образцов, обычно разного генезиса, из многих месторождений, дается в общей форме указание на генетический тип просмотренного материала и, наконец, указывается эффект цвета и интенсивности. Для последних принята градация, указанная в табл. 1.

Кроме того, для люминесцирующих минералов в последней графе дается фотоэффект катодной люминесценции, который можно, таким образом, сопоставлять параллельно с данными фотолюминесценции в ультрафиолете.

Практически пользоваться данными таблиц для люминесцентной диагностики нужно следующим образом: минерал исследуют при указанных выше условиях эксперимента и затем отыскивают в таблицах, объединяющих минералы того или иного цвета люминесценции.

Не предпринимая выводов, которые могут быть в дальнейшем сделаны при корреляции зависимости фотолюминесценции минералов от примесей тех или иных атомов-люминогенов, положения их в структуре решетки кристаллических тел и возможностей закономерного избирательного (преимущественного) захвата тех или иных атомов решетками определенной структуры, можно попытаться уже на настоящей стадии работы дать некоторые статистические обобщения по классу силикатов.

Указанными выше приемами нами было исследовано 4073 образца из разных месторождений, охватывающие 485 отдельных минеральных видов и их разновидностей. Нами сознательно сохранялись некоторые устаревшие названия для разновидностей, так как эти таблицы могут быть полезны при работе над крупными старыми собраниями минералов.

Из указанного количества отдельных видов и разновидностей люминесцирующим оказался 101 минерал, т. е. примерно около 22% силикатных минералов дают тот или иной фотолюминесцентный эффект. Немного меньше половины из них (44 названия) оказались с устойчивой фотолюминесцен-

Сопоставление структур

Каркасные алюмосиликаты			Кольцевые	
без добавочных анионов	с добавочными анионами	с H_2O	без добавочных анионов	с добавочными анионами: O^{2-} , OH^{-1} , F^{-1} и др.
11*	6	7	11	5
Гр. полевого шпата — 9 Гр. нефелина — 1 Гр. петалита — 1	Гр. содалита — 3 Гр. скаполита — 3	Гр. цеолитов — 7	Гр. берилла — 4 Гр. волластонита — 3 Ксонотлит — 1 Бенитоит — 1 Милларит — 1 Турмалин — 1	Гр. лейкофана — 2 Гр. апофиллита — 2 Катаплеит — 1

* Общее количество люминесцирующих минеральных видов и разновидностей данного типа структур: цепочечные силикаты — 3 (сподумен, кунцит, рамзаит); коллоидные образцы: ленточные силикаты не люминесцируют.

цией (больше 50% из просмотренных для них образцов разного генезиса давали ясный люминесцентный эффект).

Интересно отметить, что несмотря на отсутствие полных данных по люминесценции в интервале ультрафиолета с λ 2500—2600 Å, оказалось, что все минералы, светящиеся в катодных лучах, дают свечение и в ультрафиолете, т. е. распространенное мнение о больших возможностях катодного излучения оказалось даже для силикатов неверным. Из всех просмотренных минералов исключением пока оказались родонит и поллуцит, светящиеся только в катодной трубке.

Как отмечено выше, некоторые исследователи, работавшие над изучением люминесценции искусственных кристаллических соединений, указывали на зависимость возможности захвата посторонних атомов-люминогенов от структуры решетки. Указывалось в общем виде, что менее плотные решетки со структурными «пустотами», «полостями», «каналами» обладают повышенной способностью к захвату и удержанию примесей, вызывающих люминесценцию.

Так как структура многих силикатов является в настоящее время изученной, представлялось возможным сделать статистическое сопоставление и для исследованных нами минералов (табл. 3).

Если принять во внимание, что для группы минералов со слоистой структурой многие люминесцирующие разновидности (из 21, приведенной в таблице) обнаруживают довольно слабое свечение, возможно, связанное с образованием тонких пленок карбонатов, гидратов окиси магния и тому подобных продуктов вторичного разрушения, а также воды легко образующихся на расслаивающихся плоскостях (например, для групп серпентина, талька, монтмориллонита и др.), то около 80% всех люминесцирующих силикатов падает на минералы с кольцевой, островной и каркасной структурами.

Таблица 3

исследованных минералов

Островные		Слоистые		
без добавочных анионов	с добавочными анионами: O^{2-} , OH^{-1} , F^{-1} и др.	силикаты		алюмосиликаты
		с бруситовыми и гидрагилли- товыми слоями	с добавочными слоями OH^{-1}	без добавоч- ных слоев OH^{-1}
16	13	3	17	1
Гр. оливина — 4 Гр. вишневита — 3 Гр. циркона — 6 Гр. граната — 1 Гр. меллиита — 2	Гр. гумита — 2 кианит — 1 топаз — 1 Каламин — 1 Цеофиллит — 1 Таумасит — 1 Эвдидимит — 1 Гельвин — 1 Датолит — 1 Дюмортьерит — 1 Ураносиликаты — 2	Гр. талька— пирофил- лита — 3	Гр. серпен- тина — 8 Гр. септо- лита — 2 Гр. каолина — 2 Гр. галлуа- зита — 2 Гр. монтморил- лонита — 3	Гр. слюд — 1

туры. Помимо минералов, перечисленных в таблице, люминесцируют также следующие минералы: в ия — 8 (демидовит, хризозола, катангит, аллофан, мальтацит, пимелит, шаньявскит, нефедьевит);

Особенно интересна кольцевая структура, которая, как известно, сравнительно редка в природных силикатах и вместе с тем дает много устойчиво светящихся минералов.

Следует отметить, что для обширного подкласса цепочечных силикатов мы имеем всего 3 люминесцирующие разновидности (по существу 2 минерала), а для подкласса ленточных силикатов — ни одного случая люминесценции. Нам кажется, что вряд ли это простая случайность: приведенный материал показывает, что действительно структура решетки во многих случаях является предопределяющим фактором для приобретения минералом люминесцентных свойств.

Как уже отмечалось, для первой стадии наших работ по исследованию люминесцентных свойств минералов мы не ставили сложных задач по выяснению связей между этими свойствами и кристаллохимией минерала, связей между примесями, положением их в решетке и люминесценцией минералов, а также других важных задач, вытекающих из данного нами во вводной части общего обзора.

Мы считали, что при современном состоянии изученности люминесценции минералов первой и основной задачей является накопление фактических данных о том, какие минералы люминесцируют, какие нет и какие обладают устойчивой фотолюминесценцией. Эти данные должны быть получены на огромном систематическом, строго проверенном материале, и только в этом случае они будут представлять научную ценность для дальнейших стадий более углубленной работы.

Естественно, что такие данные могут быть получены только на материалах очень крупных коллекций, поэтому наша работа и была поставлена в Минералогическом музее Академии Наук СССР.

Дальнейшими этапами развития этой работы будет продолжение накопления фактического материала по фотолюминесценции остальных минеральных классов, а также фотометрические измерения интенсивности и цвета люминесценции в отдельных группах минералов. Завершающим этапом мы считаем корреляцию кристаллохимии и геохимии минералов с изменением люминесцентных свойств: это работа, которая потребует применения не только более тонких физических, но и спектро-химических приемов исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Богословский М. Г., Савицкая П. В., Соломина С. Г. Сов. геология, т. VIII, стр. 99, 1938.
Бонштедт Э. М. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
Вавилов С. И. Холодный свет. Изд-во АН СССР, 1942.
Вавилов С. И. Изв. АН СССР, т. IX, № 4-5, 1945.
Вавилов С. И. и Севченко А. Н. Докл. АН СССР, т. III, стр. 277, 1936.
Вуд В. Физическая оптика. ОНТИ, 1936.
Данкворт П. Люминесцентный анализ в фильтрованном ультрафиолетовом свете. ГОНТИ, 1934.
Комовский Г., Солодовник С. и Ложникова О. Изв. АН СССР, сер. физич., т. IX, № 4-5, 1945.
Константинова-Шлезингер М. А. Люминесцентный анализ. Изд-во АН СССР, 1948.
Левшин В. Л. Опыт внедрения количественных методов исследования в люминесцентный анализ минералов. Характеристика свечения минералов. Тр. Моск. геологоразв. инст., т. I, 1936.
Левшин В. Л. Холодный свет. Изд-во АН СССР, 1937.
Пилипенко П. П. Опыт изучения минералов в ультрафиолетовом свете. Тр. Моск. геологоразв. инст., т. I, 1936.

- Пилипенко П. П. Изучение минералов в катодных лучах. Тр. Моск. геолого-разв. инст., т. VIII, 1937.
- Риль Н. Люминесценция. Гостехиздат, 1946.
- Савицкая Н. В. Быстрый метод определения вольфрамит и молибденита в шлихах. Сов. геология, № 5, 1938.
- Флоровская В. Н. и Мелков В. Г. Введение в люминесцентную битуминологию. Госгеолиздат, 1946.
- Dake H. C. a. De Ment J. Fluorescent Light and its applications. Hemic Publishing Co. Brovlyn, N. Y., 1941.
- De Ment J. Fluorochimie. N. Y., 1945.
- Deribère M. Les applications pratiques de la luminescence. Paris, Dunad., 1938.
- Dunckworth P. W. Lumineszenzanalyse in filtrierten ultravioletten Licht, 1940.
- Engelhard E. Lumineszenzerscheinungen der Mineralien im ultravioletten Licht. Diss. phil. Fan. Iend, 1912.
- Fonda G. R. J. phys. Chem., 43, 561, 1939.
- Greenwood R. Effect of Chemical impurities on scheelite fluorescence. Econ. Geol., 38, 1943.
- Haberlandt H. Spectroanalytische Untersuchungen und Lumineszenzbeobachtungen an Fluoriten und Apatiten. S. B. Akad. Wiss. Wien. Abt., II a, 1935.
- Haberlandt H. Neue Ergebnisse der Lumineszenzanalyse an Karbonaten und Fluoriten mit organischen Beimengungen. Ztschr. Kristal. Min. Petrogr., Abt. (B), Bd. LII, H. 45, 1940.
- Köhler A. u. Haberlandt H. Lumineszenzanalyse von Apatit, Pyromorphit und einigen anderen Phosphaten. Chem. d. Erde, Bd. IX, H. 1, 1934.
- Köhler A. u. Leitmeier H. Das Verhalten des Kalkspates in Ultravioletten Licht. Zbl. Min. (A), 12, 1933.
- Kröger F. A. Physica, 6, 764, 1939.
- Kunz G. F. a. Baskerville C. Chem. News, 89, 1, 1904.
- Pringsheim P. Fluoreszenz und Phosphoreszenz im Lichte der neueren v. Atomtheorie. 1928.
- Radley I. A. a. Grant G. Fluorescence analysis in ultraviolet Light. London, 1933.
- Riehl N. Ann. Phys. (5), 29, 1938.
- Servigne M. Comp. Rend. Acad. Sci., p. 200, 1935.
- Servigne M. Bull. Soc. Chem., 7, 1940.
- Servigne M. et Vassy E. Comp. Rend. Acad. Sci., p., 204, 1937.
- Tiede E. u. Lüders H. Chem. Ber., 66, 1933.
- Tiede E. u. Weiss E. Chem. Ber., 65, 1932.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Люминесцирующие минералы в У-Ф, λ 3600 Å, 3200 — 2800 Å
и катодных лучах

Название минерала	Отноше- ние коли- чества люминес- цирующих образцов к просмо- тренным	№ таблиц по свечению минералов	Название минерала	Отноше- ние коли- чества люминес- цирующих образцов к просмо- тренным	№ таблиц по свечению минералов
1	2	3	1	2	3
Адуляр	3:17	VIII, X	Лейкофан * . . .	4:4	III, VIII
Аллофан	3:6	VI, VII	Леонгардит	2:15	II
Альбит	2:34	VIII	Лепидолит	2:23	III, VII
Анортоклаз	3:7	VIII, X	Лючианит	1:1	VII
Апофиллит	2:27	VI, VII	Малакон *	10:12	V
Ауэрбахит *	3:3	V	Мальтацит	1:1	II
Бенитоит *	2:2	III	Мармолит	1:1	VI
Берилл	7:109	V	Матлокит *	2:2	V
Виллемит *	4:4	VI	Мейонит	2:4	III
Вилльямсит	1:3	VI	Мезолит	3:3	II, VII
Волластонит * . . .	11:20	II, V	Мелинофан *	4:4	VIII
Воробьевит	5:20	V, VIII, XI	Микроклин	9:27	III, VII, VIII, X
Гакманит *	2:3	V	Миларит *	1:1	XI
Галит	14:46	II, V, VII, VIII, IX	Монтichelлит	1:4	X
Галлуазит	1:4	II	Монтмориллонит *	2:3	II
Гардистонит * . . .	2:2	VIII	Накрит	2:8	V
Гаюин *	3:3	IV	Натролит *	13:50	II, V
Геленит	1:5	VII	Нефедьавит * . . .	3:3	II, VII
Гельвин	2:8	III	Олигоклаз *	11:20	III, VI, VII, VIII
Гиалофан	1:4	X	Оравжит *	4:6	VI
Гимнит	1:6	V, VII	Ортоклаз	2:25	III, VII
Главколит	1:4	VII	Памират *	1:1	II
Глаукохроит * . . .	1:1	XI	Пектолит *	3:3	V
Гроссуляр	4:31	IV, VI	Периклин	1:3	XI
Датолит	6:23	VII	Петалит *	6:6	VIII
Девейлит	3:3	V, VII	Пимелит	1:2	VI
Демидовит	1:3	VII	Пирофиллит	3:7	VI
Дюмортьерит	1:5	VII	Рамзайт *	2:3	X
Жисмондин *	4:5	VI	Ростерит	1:6	X
Изумруд	1:13	V	Рубеллит	3:14	VIII
Иттрофлюорит * . .	2:2	VI	Сепиолит	3:6	VII
Каламин *	19:49	II, V, VII	Сепиолит никеле- вый	2:2	VI
Кальциоларсе- нит *	1:1	V	Серпентин	3:31	VI, VII
Каолин	1:15	II	Серпентин-асбест	4:35	VI
Каолинит	3:3	II	Скаполит *	15:42	III, IV, V, VII, VIII
Катангит	1:1	VII	Сколецит *	3:4	VII
Катаплектит * . . .	3:10	X	Содалит *	7:14	III, V, VII
Керолит	2:6	V, VII	Сподумен *	14:20	III, XI
Кеффекилит	1:11	II, V	Сунгулит (разно- видность сер- пентина)	1:1	VII
Кианит *	18:41	III	Тальк	1:33	V
Клиногумит *	1:1	V	Таумазит	1:3	VII
Ксонотлит *	2:2	VII	Томсонит	4:11	II, VII
Кунцит *	4:4	III, VIII			
Купроскловов- скит *	1:1	VI			
Лабрадор	1:6	VIII			

Таблица I (продолжение)

Название минерала	Отноше- ние коли- чества люминес- цирующих образцов к просмо- тренным	№ таблиц по свечению минералов	Название минерала	Отноше- ние коли- чества люминес- цирующих образцов к просмо- тренным	№ таблиц по свечению минералов
1	2	3	1	2	3
Топаз	23:131	III, V, VI	Цеблицит (разно- видность сер- пентина)	1:1	II
Троостит *	2:2	VI	Цеофиллит *	2:2	II, VII
Уранотил *	2:2	VI	Циркон *	348:353	V
Фенакит	1:7	VII	Циртолит	17:23	VI, X
Феррьерит *	1:1	VII	Шавявскит	1:1	VII
Флюорит *	145:145	VIII	Эвдиимит *	1:1	VIII
Флюоцерит *	1:1	VIII	Элеолит	2:8	VII
Фолерит *	1:1	II	Энгельгардит * . .	1:1	V
Форстерит *	2:2	V			
Хиолит *	4:4	VII			
Хризокolla	9:24	VII			

* Звездочкой отмечены минералы и разновидности, обладающие более или менее устойчивой люминесценцией.

Таблица II

Минералы с белым свечением в У-Ф, λ 3600 Å

Название мине- рала	Тип месторожде- ния	Количество просмотре- нных образцов	Свечение		
			в У-Ф		катодолюминес- ценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Волластонит	Контактовый	20	6 слабое бе- лесоватое	—	Светложелтое и голубое
Галит	Химические осадки	46	1 слабое	1 оч. слабое белое	Оч. слабое бе- лое
Галлуазит	Продукты выветрива- ния	4	слабое неров- ное	Оч. слабое белое, нер- овное	Не люминес- цирует
Капамин *	Зона окисле- ния	49	11 слабое се- ро-белое	1 среднее фиолетовое, 9 слабое серо- белое, 1 слабое зе- леное	Оч. слабое бе- лесоватое *
Каолин	Продукты выветрива- ния, гид- ротермаль- ный	15	1 слабое	1 оч. слабое- белое	Не люминес- цирует
Каолинит	Гидротер- мальный	3	3 слабое	2 слабое бе- лое	То же
Кеффекилит	Продукты выветрива- ния	11	1 слабое голу- бовато-бе- лое	1 оч. слабое	» »
Леонгардит	Гидротер- мальный	15	2 среднее го- лубовато- белое	2 слабое го- лубовато- белое	Оч. слабое бе- лое

Таблица II (продолжение)

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		католюминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Мальтацит	Продукты выветривания	1	Среднее	Слабое белесоватое	Не люминесцирует
Мезолит	Поствулканический	2	2 слабое сероватое	2 оч. слабое сероватое	То же
Монтморииллонит	Гидротермальный	3	2 среднее голубоватое	2 слабое голубоватое	Слабое, голубоватое
Натролит	Гидротермальный щелочных пегматитов	25	2 слабое голубоватое	2 оч. слабое голубоватое	Не люминесцирует
Нефедьевит	Зона окисления	3	1 слабое	1 оч. слабое белое	То же
Памирит	Контактный	1	Слабое сероватое	Оч. слабое сероватое	» »
Томсонит	Поствулканический	11	3 слабое сероватое	3 слабое, сероватое	» »
Фолерит	Поверхностное выветривание	1	Слабое	Оч. слабое белое	» »
Цеблицит	Поверхностное выветривание	1	Слабое	1 оч. слабое	Оч. слабое белое
Цеофиллит	Гидротермальный щелочных пегматитов	2	1 среднее	1 среднее белое	Не люминесцирует

* Большинство в катодных лучах не люминесцирует.

Таблица III

Минералы с красным свечением в У-Ф, λ 3600 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		катодолуминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Бенитоит	Гидротермальный, щелочных пегматитов	2	2 среднее	2 среднее голубое	Яркое синее
Гельвин	Гидротермальный, пегматитовый	8	2 яркое оранжево-красное	2 яркое оранжево-красное	Не люминесцирует
Кианит	Метаморфический	41	9 среднее, 9 слабое	9 среднее, 9 слабое красное	Слабое красное
Кунцит	Гранитные пегматиты	4	3 среднее розовое	Не люминесцирует	Яркое желтое
Лейкофан	Щелочные пегматиты	4	3 яркое	3 яркое алое	Яркое оранжево-розовое
Лепидолит	Гранитные пегматиты	23	1 слабое	1 слабое красное	Среднее красно-оранжевое
Мейонит	Контактный	4	2 слабое розовое	Не люминесцирует	Не люминесцирует
Микроклин	Гранитные пегматиты	27	2 слабое	2 слабое красное	Голубое, белое
Олигоклаз	То же	20	3 оч. слабое	3 слабое красное	Слабое белесоватое
Ортоклаз	» »	25	1 слабое	1 слабое голубоватое	Розовое, голубое, желтое, зеленовато-желтое
Скаполит	Контактные пегматиты	42	4 слабое	4 оч. слабое розоватое	Не люминесцирует
Содалит	Нефелиновые сиениты	14	1 слабое розоватое	Не люминесцирует	Слабое голубое, серое
Сподумен	Гранитные пегматиты	20	1 среднее, 12 слабое розоватое	3 среднее синее, 7 слабое розовое	Яркое желтое, белое
Топаз	Гидротермальный	11	8 среднее, 3 слабое	8 среднее, 3 слабое, красное	Слабое красное

Таблица IV

Минералы с оранжевым свечением в У-Ф, λ 3600 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		катодOLUMИнесценция
			3600 Å	3200–2800 Å	
Гаюин	Эффузивный	3	3 яркое	3 яркое оранжевое	Не люминесцирует
Гроссуляр	Контактный	31	3 среднее	2 слабое оранжевое, 1 слабое красное	Оранжевое
Скаполит	Контактный, гидротермальный	42	1 среднее, 1 слабое	1 среднее, 1 слабое желтое	Оранжевое

Таблица V

Минералы с желтым свечением в У-Ф, λ 3600 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		катодOLUMИнесценция
			3600 Å	3200–2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Ауэрбахит	Щелочные пегматиты	3	3 среднее	3 яркое желтое	Не люминесцирует
Берилл	Гранитные пегматиты	109	7 слабое с зеленоватым оттенком	2 слабое желтое	То же
Волластонит	Контактные пегматиты	20	5 слабое	1 слабое розоватое	Яркое желтое
Воробьевит	Гранитные пегматиты	20	3 слабое	1 слабое желтоватое	1 слабое розовое *
Гакманит	Щелочные пегматиты	3	2 яркое	2 яркое желтое	Желтое
Галит	Химические осадки	46	2 среднее, 2 слабое	4 слабое желтое	Слабое белое, среднее оранжевое, среднее голубое
Гимнит	Поверхностное выветривание	5	1 слабое	1 оч. слабое желтое	Не люминесцирует
Девейлит	То же	3	1 слабое белесоватое, желтое	1 оч. слабое белесоватожелтое	То же
Изумруд	Контактные пегматиты	13	1 слабое с зеленоватым оттенком	1 слабое с зеленоватым оттенком	Темнокрасное неинтенсивное **

Таблица V (продолжение)

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		катодолу- минесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Каламин	Зона окисления	49	2 слабое свет- ложелтое	2 слабое свет- ложелтое	Бледное зеле- новато-го- лубое, фио- летовое **
Кальцио- ларсенит	Контактные пегматиты	1	Среднее зе- леновато- желтое	Среднее зе- леновато- желтое	Оч. яркое зеленовато- желтое
Керолит	Поверхност- ное вывет- ривание	6	1 слабое	1 оч. слабое голубовато- желтое	Оч. слабое бе- лое
Кеффекилит	То же	11	1 слабое буро- вато-желтое	1 оч. слабое буровато- желтое	Не люминес- цирует
Клиногумит	Контактный	1	Слабое	Слабое бурое	То же
Малакон	Гранитные пегматиты	12	1 яркое, 7 среднее, 2 слабое	10 яркое жел- тое	» »
Матлокит	Зона окисле- ния	2	2 яркое свет- ложелтое	2 яркое свет- ложелтое	» »
Накрит	Гидротермаль- ный	8	2 слабое буро- вато-желтое	2 слабое буро- вато-желтое	» »
Натролит	Поствулкани- ческий	25	9 слабое	9 оч. слабое желтоватое	Рябиново- красное
»	Гидротермаль- ный	25	2 слабое	2 оч. слабое	
Пектолит	Щелочные пегматиты	3	3 среднее бу- ровато- желтое	1 слабое розо- вое	Канареечно- желтое
Скаполит	Контактный	42	5 слабое	5 слабое белесо- вато-желтое	Нежнооранже- вое
Содалит	Нефелиновые сиениты	14	4 яркое, 1 среднее	4 яркое жел- тое 1 сред- нее желтое	Желтое
»	Эффузивный	2	1 слабое	1 среднее жел- тое	»
Тальк	Гидротермаль- ный в основ- ных породах	33	1 слабое	1 очень слабое желтое	Не люминес- цирует
Топаз	Гранитные пегматиты	120	4 яркое, 4 среднее, 14 слабое	4 яркое, 4 среднее, 14 слабое	То же
Форстерит	Контактный	2	2 слабое буро- вато-желтое	2 слабое буро- вато-желтое	Буровато- желтое
Циркон	Щелочные пегматиты, сиенитовые пегматиты, гранитные пегматиты, контактные пегматиты	121 112 95 25	120 среднее 111 среднее 94 среднее 23 среднее	120 111 94 23	Слабое жел- товато- голубое, слабое фиолетовое***
Энгельгар- дит	Гранитные пегматиты	3	3 оч. яркое	3 оч. яркое желтое	Среднее свет- ложелтое и белое

* В катодных лучах просмотрено 7 образцов.

** В катодных лучах люминесцируют не все.

*** Преобладает желтое.

Таблица VI

Минералы с зеленым свечением в У-Ф, 3600 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		католюминесценция
			3600 Å	3200 — 2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Аллофан	Продукты выветривания	6	1 слабое серо-зеленоватое	1 оч. слабое серо-зеленоватое	Не люминесцирует
Апофиллит	Гидротермальный	27	1 слабое	1 слабое зеленоватое	То же
Виллемит	Контактный	4	4 оч. яркое	3 среднее, 1 слабое зеленое	Оч. яркое зеленое
Вилльямсит	Гидрохимический в основных породах	3	1 слабое синее-зеленое	1 оч. слабое синее-зеленое	Не люминесцирует
Гроссуляр	Контактный	31	1 слабое	1 слабое зеленоватое	То же
Жисмондин	Гидротермальный	5	4 слабое	2 слабое зеленоватое	» »
Иттрофлюорит	Контактные пегматиты	2	2 среднее зеленовато-желтое	1 слабое белое, 1 слабое розоватое	Среднее белое
Купросклодовскит	Зона выветривания	1	Слабое	Ореднее зеленоватое	Не люминесцирует
Мармолит (разновидность серпентина)	Гидрохимическое выветривание	1	Слабое яблочно-зеленое	Оч. слабое яблочно-зеленое	То же
Олигоклаз	Гранитные пегматиты	20	1 слабое	1 среднее зеленое	Желтое
Оранжит	Щелочные пегматиты	5	Слабое	Слабое зеленое	Не люминесцирует
»	Гранитные пегматиты	1	1 слабое	1 слабое зеленое	То же
Пимелит	Гидротермальный	2	1 среднее яблочно-желтое	1 слабое яблочно-зеленое	» »
Пирофиллит	Гидротермальный	7	3 слабое голубовато-зеленое	3 оч. слабое голубовато-зеленое	» »
Сепиолит никелевый	Выветривание основных пород	2	2 среднее	2 слабое	» »
Серпентин	Гидрохимический в основных породах	31	2 слабое яблочно-зеленое	2 слабое яблочно-зеленое	» »
Серпентин-асбест	Гидротермальный	35	4 слабое желтовато-зеленое	Не люминесцирует	» »
Топаз	Гранитные пегматиты	120	12 слабое	12 слабое зеленое	» »

Таблица VI (продолжение)

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		католюминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Троостит	Контактный	2	2 яркое	2 яркое зеленое	Оч. яркое зеленое
Уранотит	Зона выветривания	2	1 яркое, 1 слабое желтовато-зеленое	2 яркое желтовато-зеленое	Не люминесцирует
Цирколит	Гранитные пегматиты	23	11 слабое неравное	9 среднее, 2 слабое зеленое	То же

Таблица VII

Минералы с синим и голубым свечением в У-Ф, λ 3600 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		католюминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Аллофан	Поверхностное выветривание	6	1 среднее, 1 слабое голубоватое	2 слабое	Не люминесцирует
Апофиллит	Гидротермальный	27	1 среднее голубоватое	1 среднее голубоватое	То же
Галит	Химические осадки	46	2 среднее, 2 слабое голубоватое	4 слабое голубоватое	Слабое голубоватое, слабое белое
Гимнит	Поверхностное выветривание	6	1 слабое голубоватое	1 оч. слабое голубоватое	Не люминесцирует
Геленит	Контактный	5	1 среднее темносинее	—	То же
Главколит	Контактные пегматиты	4	1 среднее голубое	—	Среднее темносинее
Датолит	Гидротермальный	15	2 слабое фиолетовое, синее	2 оч. слабое синее	Не люминесцирует
»	Контактово-метасоматический	8	4 среднее	4 слабое синее	То же
Девейлит	Поверхностное выветривание	3	2 слабое голубое	2 оч. слабое голубоватое	» »
Демидовит	Зона окисления рудных минералов	3	1 оч. слабое синеватое	—	» »
Дюмортьерит	Гидротермальный метасоматический	5	1 среднее	1 среднее голубоватое	Слабое темносинее

Таблица VII (продолжение)

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		на долю люминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Каламин	Зона окисления	49	6 оч. слабое голубоватое	6 оч. слабое голубоватое	Оч. слабое белесое
Катангит	Зона окисления рудных минералов	1	Оч. слабое	Оч. слабое синее	Не люминесцирует
Керолит	Поверхностное выветривание	6	1 слабое голубое	1 оч. слабое голубое	Оч. слабое белое
Ксонотлит	Контактные пегматиты	2	2 среднее голубоватое	2 среднее голубоватое	Слабое белое
Лепидолит	Гранитные пегматиты	23	1 слабое серосинее	1 слабое серосинее	Среднее розоватое
Лючианит	Продукты выветривания	1	Слабое голубое	Оч. слабое голубое	Не люминесцирует
Мезолит	Гидротермальный щелочных пегматитов	1	Слабое голубоватое	Слабое голубоватое	То же
Микроклин	Гранитные пегматиты	23	1 слабое синее	1 среднее синее	Среднее голубоватое
Нефедьевит	Зона окисления рудных минералов	3	1 слабое голубоватое	1 оч. слабое голубоватое	Не люминесцирует
Олигоклаз	Гранитные пегматиты	20	3 среднее	2 слабое голубоватое, 1 среднее фиолетовое	Среднее белое и желтовато-зеленоватое
Ортоклаз	Гранитные пегматиты	25	1 слабое голубоватое	1 слабое голубоватое	Слабое голубоватое
Сепиолит	Выветривание основных пород	6	3 слабое светлоголубое	3 слабое светлоголубое	Не люминесцирует
Серпентин	Гидрохимический в основных породах	31	1 слабое зеленовато-голубое	1 слабое зеленовато-голубое	То же
Скаполит	Контактные пегматиты	42	3 слабое голубоватое	1 слабое оранжевое, 1 слабое голубое, оч. слабое	—
Сколецит	Поствулканический	4	3 слабое тусклоголубоватое	3 тусклоголубоватое	Не люминесцирует
Содалит	Нефелиновые сиениты	14	1 слабое голубое	1 слабое голубое	Слабое красноватое
Сунгулит (короткостолбчатая разновидность серпентина)	Гидротермальный	1	Слабое голубоватое	Оч. слабое голубоватое	Не люминесцирует
Таумазит	Гидротермальный в контакте	3	1 слабое голубоватое	1 оч. слабое голубоватое	То же
Томсонит	Поствулканический	11	1 среднее голубоватое	1 слабое голубоватое	» »

Таблица VII (продолжение)

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		католюминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Фенакит	Контактные пегматиты	7	1 слабое голубое	1 слабое темноголубоватое	Голубое *
Феррьерит	Гидротермальный	1	Яркое	Яркое голубое	Не люминесцирует
Хиолит	Пегматиты щелочных гранитов	4	4 слабое	—	Среднее голубое
Хризоколла	Зона окисления рудных минералов	24	9 оч. слабое	—	Не люминесцирует
Цеофиллит	Гидротермальный щелочных пегматитов	2	1 слабое	1 слабое голубое	То же
Шапавскит	Продукты выветривания	1	Оч. слабое	—	» »
Элеолит	Щелочные пегматиты	8	2 слабое голубоватое	2 слабое голубоватое	» »

* В катодных лучах голубая люминесценция варьирует в оттенках для всех 7 образцов.

Таблица VIII

Минералы с фиолетовым свечением в У-Ф, λ 3600 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		католюминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Адуляр	Гидротермальный	17	1 среднее	1 среднее фиолетовое	Слабое фиолетовое
Альбит	То же	5	1 слабое	1 среднее фиолетовое	Голубоватое, лимонно-желтое, розоватое
»	Гранитные и щелочные пегматиты	29	1 слабое	1 среднее фиолетовое	Розовато-желтое, желтое
Анортоклаз	Магматический	5	2 слабое	1 слабое фиолетовое	Не люминесцирует
Воробьевит	Гранитные пегматиты	20	1 слабое	Не люминесцирует	Слабое розовое
Галит	Современные химические осадки	46	1 среднее	1 слабое фиолетовое	Слабое белое

Таблица VIII (продолжение)

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение		
			в У-Ф		катодолюминесценция
			3600 Å	3200—2800 Å	
1	2	3	4	5	6
Гардистонит	Контактовый	2	2 среднее	2 слабое фиолетовое	Яркое желтое
Кунцит	Гранитные пегматиты	4	1 среднее	1 среднее фиолетовое	Желто-розовое
Лабрадор	Магматический	6	1 слабое	1 среднее фиолетовое	Слабое голубое
Лейкофан	Щелочные пегматиты	4	1 среднее	1 среднее алое	Яркое оранжевое, розовое
Мелинофан	Щелочные пегматиты	4	4 среднее темнофиолетовое	4 среднее фиолетовое	Яркое оранжевое
Микроклин	Гранитные пегматиты	23	1 среднее, 3 слабое	2 среднее, 2 слабое } фиолетовое	Голубоватое, розоватое, лимонно-желтое
Олигоклаз	Гранитные пегматиты	21	2 среднее, 3 слабое	2 среднее, 3 слабое } фиолетовое	Среднее белое
Петалит	То же	6	1 среднее, 5 слабое	6 слабое фиолетовое	Не люминесцирует
Рубеллит	Литиевые пегматиты	14	3 среднее светлофиолетовое	3 слабое светлофиолетовое	То же
Скаполит	Контактовые пегматиты	42	1 слабое	Не люминесцирует	» »
Флюорит	Гидротермальный щелочных пегматитов	25	5 яркое, 14 среднее, 6 слабое	9 среднее, 16 слабое фиолетовое	—
»	Гидротермальный гранитных пегматитов	91	30 яркое, 50 среднее, 11 слабое	40 среднее, 51 слабое, фиолетовое	Фиолетовое, зеленое, белесое
»	Пневматолитический	25	11 яркое, 8 среднее, 6 слабое	15 среднее, 10 слабое фиолетовое	Фиолетовое, зеленое, белесое
»	Эпитермальный	4	4 яркое	4 среднее фиолетовое	
Флюоцерит	Контактовые пегматиты	1	Слабое	Не люминесцирует	
Эвдидимит	Щелочные пегматиты	1	Среднее	Слабое, голубоватое	Не люминесцирует

Таблица IX

Минералы с оранжевым свечением в У-Ф, λ 3200—2800 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение	
			в У-Ф 3200 Å	катодолюминесценция
Галит	Химические осадки	46	3 слабое	Среднее белое

Таблица X

Минералы с красным свечением в У-Ф, λ 3200—2800 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение	
			в У-Ф 3200 Å	катодолюминесценция
Адуляр	Гидротермальный	17	2 слабое розоватое	Слабое фиолетовое
Анортоклаз	Щелочные пегматиты	2	1 слабое	Слабое красноватое
Галит	Химические осадки	46	1 »	Не люминесцирует
Гиалофан	Контактные пегматиты	4	1 »	То же
Микроклин	Гранитные пегматиты	23	2 »	» »
»	Сиенитовые пегматиты	4	1 »	Слабое голубое
Монтичеллит	Магматический в лавах	4	Слабое розоватое	Не люминесцирует
Катаплект	Щелочные пегматиты	10	3 светлозеленое	То же
Рамзаит	То же	3	2 слабое серовато-зеленое	Слабое серо-зеленое
Ростерит	Гранитные пегматиты	6	1 слабое	—
Циртолит	То же	23	6 »	Не люминесцирует

Таблица XI

Минералы с фиолетовым свечением в У-Ф, λ 3200 — 2800 Å

Название минерала	Тип месторождения	Количество просмотренных образцов	Свечение	
			в У-Ф 3200 Å	катодолюминесценция
Глаукохроит	Контактные пегматиты	1	1 слабое темно-фиолетовое	Не люминесцирует
Воробьевит	Гранитные пегматиты	20	1 среднее	То же
Миларит	Гидротермальный	1	1 »	Яркое зеленое
Периклин	Гидротермальный	3	1 »	Не люминесцирует
Сподумен	Гранитные пегматиты	20	1 среднее сине-фиолетовое	—

Таблица XII

Нелюминисцирующие минералы и их разновидности
в У-Ф, λ 3600 Å; λ 3200—2800 Å и катодных лучах

Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов	Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов
Авгит	16	Брюстерит	1
Агальматолит	6	Букландит	3
Агриколит	1	Бустамит	2
Айдырлит	1	Вадуевит	6
Акмит	2	Вебскиит	1
Аксинит	20	Везувиан	39
Актинолит	38	Вёлерит	9
Аллеганит	1	Верделит	1
Альвит	4	Вермикулит	3
Альмандин	52	Вёртит	2
Амазонит	17	Виллиомит *	4
Амезит	1	Вилуит	2
Ампагабеит	2	Виридин	1
Апальцим	41	Витами	1
Андалузит	15	Вишневит	1
Андезин	2	Волконскоит	1
Андрадит	72	Вудьяврит	2
Аномит	4	Гадолинит	12
Антигорит	1	Гармотом	4
Антофиллит	7	Гарниерит	6
Аравдизит	1	Геденбергит	5
Арфведсонит	7	Гейландит	43
Асбест	10	Гелландит	1
Асканит	2	Гессонит	16
Аспазиолит	1	Гиалосидерит	1
Асперолит	3	Гиалофан	3
Астрофиллит	6	Гигантолит	2
Атакамит	8	Гидробиотит	10
Афродит	2	Гидромусковит	1
Ахтарадит	2	Гидротомсонит	1
Бабингтонит	2	Гидрофлогопит	1
Бавенит	2	Гизингерит	5
Байкалит	3	Гиллингит	15
Баркевикит	3	Гиортдалит	1
Батрахит	2	Гиперстен	1
Бауэрит	5	Глауконит	6
Бейделлит	1	Глаукофан-асбест	1
Беккелит	2	Глина	5
Бергманнит	3	» гидрослюдистая	2
Берtrandит	3	» кембрийская	2
Биотит	25	» мыльный камень	2
Бломстрандин	1	» Ni-содержащая	1
Болеит	1	» огнеупорная	2
Болюс	1	» флюоридиновая	2
Ботриолит	3	» юрская	1
Брандизит	2	Глинкит	4
Брейслакит	1	Гмелинит	8
Бромаргирит	2	Гомилит	1
Бромирит	2	Гранат	6
Бронзит	7	Гуллит	1

* В катодных лучах свечение слабое красноватое.

Таблица XII (продолжение)

Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов	Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов
Гумбольдтилит	1	Кокшаровит	3
Гумбольдит	1	Коллирит	1
Гумбрин	1	Колумбит	38
Гуммит	3	Комптолит	2
Гуссакит	1	Коппит	1
Гюмбелит	4	Кордиерит	16
Давин	4	Коссприт	1
Дакиардит	3	Кочубейт	7
Дамурит	2	Краковит	1
Данбурит	2	Кролит	5
Даннеморит	1	Кронштедтит	1
Дашкесанит	1	Ксантитан	1
Девалькит	1	Ксантафиллит	5
Делессит	1	Ксенолит	1
Демантоид	8	Ксилит	1
Десмин	62	Ксилотил	1
Джеферсонит	1	Кукейт	4
Джефферицит	1	Кулибинит	1
Диалла	4	Куменгит	1
Диаллагон	9	Куммингтонит	1
Диасподумен	2	Купферит	1
Диопсид	25	Куспидин	2
Диоптаз	4	Лавровит	3
Дифанит	1	Лаазурит	10
Добреит	1	Лампрофиллит	3
Дравит	4	Лаурионит	1
Жадеит	1	Левин	5
Жедрит	1	Лейкопегит	2
Жильбертит	7	Лейхтенбергит	1
Зунлит	6	Лейцит	12
Иксинолит	1	Леонгардит	17
Имеринит	2	Лешюмелан	6
Индиголит	6	Лессингит	1
Инезит	2	Ливерит	10
Иодирит	1	Ловенит	1
Иодобромит	1	Ловчоррит	3
Иттротанталит	5	Ломоносовит	1
Иттротитанит	2	Ломонтит	21
Иттроцерит	1	Лонгбанит	1
Каллофан	1	Лючанит	1
Каменный мозг	2	Магнезитоортит	1
Канкринит	16	Макговернит	1
Карналлит	5	Малаколит	4
Карфолит	2	Мангангеденбергит	2
Кастор	1	Манганокальцит	2
Кельгауит	2	Манганопектолит	1
Кеммерерит	6	Маргарит	9
Кёненит	1	Мариньянит	2
Кераргирит	13	Матаксит	1
Керсутит	1	Мезодиазит	1
Кеффекилит	8	Меланит	1
Клинохлор	16	Мелилит	3
Клиноцоизит	1	Миелит	1
Кнебелит	2	Микролит	4
Кнопит	2	Мозандрит	1
Коккелит	4	Монотермит	1

Таблица XII (продолжение)

Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов	Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов
Мореканит	2	Питкарандит	1
Мореснетит	2	Планхеит	2
Мурманит	5	Полимигнит	1
Мусковит	74	Поллудит *	10
Назонит	1	Пренит	31
Нальчикин	2	Призматин	1
Наптокит	1	Приорит	1
Нарсарсукит	2	Прозопит	1
Нашатырь	2	Прохлорит	3
Немафилиит	1	Псевдоофит	1
Нептунит	1	Птеролит	3
Нефелин	18	Птилолит	8
Нефрит	11	Пумпеллит	1
Нйобо-танталотитанат	1	Ральстонит	1
Нонтронит	11	Ранит	1
Норбергит	1	Ратовкит	11
Обсидиан	13	Ревдвискит	1
Окениит	2	Ренверит	1
Оливин	16	Репперит	1
Онкозин	2	Ретицит	1
Оннеродит	1	Рибекит *	1
Ортит	11	Ризерит	2
Оттрелит	1	Ринкит	1
Офиокальцит	1	Риннеит	1
Палыгорскит	10	Роговая обманка	39
β-палыгорскит	12	Родонит **	16
Парагонит	1	Родохром	3
Паралаурионит	1	Родусит	2
Парасепиолит	5	Розенбушит	4
Паргасит	2	Роскозлит	4
Пеннин	3	Ростерит	9
Перловый камень	1	Ротгорфит	1
Перовскит	8	Румянцевит	1
Перцилит	1	Салит	4
Пехштейн	2	Самарскит	4
Пикнит	2	Санидин	7
Пикрозмин	1	Сапфирин	1
Пикролит	3	Сарколит	2
Пилолит	1	Сассолит	2
Пилолит железистый	1	Селадонит	7
Пивгвит	1	Серендибит	1
Пинит	8	Серицит	3
Пиралломит	2	Силикомагнезиофлюорит	1
Пираргиллит	2	Силлиманит	2
Пироксен	7	Сильвин ***	7
Пироп	9	Смектит	1
Пиросмалит	3	Спессартин	49
Пирофизалит	5	Ставролит	15
Пирофиллит	4	Стеатит	4
Пирохлор	8	Стибиотанталит	2
Th-пирохлор	1	Стинструпин	3
Пирохлорит	1	Стриговит	1
Пиррит	1	Сульфат-канкринит	1

* В катодных лучах свечение среднее белое.

** В катодных лучах свечение слабое красное.

*** В катодных лучах свечение слабое голубоватое.

Таблица XII (продолжение)

Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов	Название минерала	Количество просмотрен- ных образцов
Сфен	54	Церит	3
Тайиннолит	1	Церматтит	2
Танталит	4	Циллерит	2
Тахидрит	1	Циллерит актинолитовый	1
Терммерит	1	Цимолит	1
Теймофиллит	2	Цинкшфеферит	1
Титанавгит	1	Цинивальдит	6
Титанклиногумит	2	Циприн	2
Титанолит	1	Цирфесит	4
Титаноэльвиндит	1	Цонзит	8
Томсонолит	2	Чапманит	1
Тоназолит	6	Чевкинит	4
Торет	6	Чкаловит	1
Торсит	1	Шабазит	24
Тортейтит	1	Шаллерит	1
Тромолит	22	Шаттукит	1
Тузилит	7	Швейцериит	3
Турмалин	86	Шерл	25
Турмалин хромовый	1	Шефферит	1
Факолит	3	Шизолит	7
Фалунит	1	Шреттерит	1
Фассаит	10	Шухардит	3
Фаялит	2	Эвдиалит	23
Фергюсонит	2	Эвдилимит	1
Ферригалдуазит никелевый	2	Эвклаз	3
Ферсманиит	2	Эвколит	14
Ферсмит	3	Эвкритит	2
Филлипсит	1	Эвксенит	6
Флогопит	23	Эвлитин	1
Фолерит	1	Эгирин I	11
Форезит	1	Эгирин II	3
Фоязит	1	Эгирин III	1
Фриделит	1	Эденит	2
Фуксит	8	Эдингтонит	1
Хиастолизит	6	Элеолит	6
Хлорастролит	1	Эльпидит	2
Хлорит	12	Эльсвортит	1
Хлоритонд	1	Эмболит	3
Хлоропал	1	Энигматит	10
Холмквистит	1	Энстатит	3
Хондродит	20	Эпидот	70
Хоникрит	1	Эпистильбит	1
Хризотил	4	Эпистолит	1
Хромвезувиан	3	Эрдманит	1
Хромдиопсид	2	Эрикит	2

А. П. ГИНЗБУРГ

О ФОСФАТАХ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что фосфаты в изобилии встречаются во многих типах гранитных пегматитов. Общее количество фосфатов, обнаруженных в пегматитах различных месторождений, превышает 80; при этом иногда в пределах одного и того же месторождения можно встретить до 30—40 разных минералов из группы фосфатов. Примерами таких месторождений, богатых фосфатами, могут служить у нас пегматиты Калбинского и Туркестанского хребтов, а за границей — пегматиты Баварии (Гагендорф, Хюнеркобель, Цвизель и др.), Франции (Ла Вилат, Гюро и др.), Швеции (Варутреск), Португалии (Мангуальд), США (штат Коннектикут, Брэнчвилл), Нью-Гемпшир (округ Графтон), Мэн (Гринвуд, Букфильд и др.), Калифорнии (Пала) и многие другие.

Появление в некоторых пегматитовых месторождениях большого количества фосфатов дало основание А. Е. Ферсману (1940) в свое время выделить особый тип марганцево-фосфатных пегматитов. Согласно А. Е. Ферсману, основная масса этих фосфатов появляется на самых последних этапах пегматитового процесса совместно с мелкокристаллическим лепидолитом, полихромными турмалинами, поллуцитом, петалитом, родохрозитом и др.

Следует отметить ошибочность этого положения и нецелесообразность выделения особого марганцево-фосфорного типа пегматитов. Дело в том, что большинство фосфатов, встречающихся в пегматитах, может быть сравнительно легко разделено на две группы: первичные фосфаты, кристаллизующиеся непосредственно из пегматитовых расплавов или растворов, и вторичные, образующиеся при изменении первичных фосфатов в случае воздействия на них гидротермальных растворов или же в условиях гипергенеза.

Количество первичных фосфатов сравнительно невелико, при этом выделяются они в весьма широком температурном интервале. Основная их масса встречается в жилах блоковой текстуры совместно с крупными блоками микроклина и пачками мусковита, иногда же первичные фосфаты находятся непосредственно в кварце центральных частей жил. Значительное количество этих фосфатов выделяется также несколько позже, одновременно с альбитом, часто образуя своеобразные ельчатые структуры прорастания с клевеландитом.

Группа вторичных фосфатов включает большое количество минералов, образующихся в основном при гидратации и окислении первичных. В их возникновении большую роль играют сульфиды, постоянно встречающиеся в виде включений среди первичных фосфатов. При окислении сульфидов образуется серная кислота, легко растворяющая первичные фосфаты и способствующая образованию вторичных. Вследствие этого в некоторых месторождениях на поверхности жил возникает своеобразная зона окисления, в пределах которой наблюдается известная вертикальная зональность в распределении различных фосфатов, преимущественно железистых и марганцевых.

Большинство фосфатов, встречающихся в пегматитовых жилах, очень плохо изучено, и многие минералы этой группы считаются весьма редкими. Достаточно указать, что больше половины из них (около 45) были обнаружены только на одном или двух-трех месторождениях. Между тем, несомненно, что распространены они значительно чаще, но вторичные фосфаты редко образуют крупные мономинеральные скопления и чаще всего встречаются в мелкозернистых агрегатах. При этом различные фосфаты находятся в таком тесном срастании и взаимном прорастании друг с другом, что выделить их в чистом виде для исследования в большинстве случаев не представляется возможным. Поэтому многие исследователи часто ограничиваются одним только упоминанием о наличии в пегматитах ряда ближе не определенных фосфатов, содержащих Fe, Mn или Ca.

В связи с большой трудностью выделения этих минералов в чистом виде, во многих работах имеются указания о наличии ряда минералов — фосфатов, продуктов изменения трифилина, триплита или амблигонита; при этом часто приводятся оптические свойства их, включая и измеренные показатели преломления, которые очень часто не подходят ни к одному из известных минералов.

Вследствие того, что чистые, мономинеральные скопления фосфатов встречаются необычайно редко и даже макроскопически однородные образцы при исследовании их под микроскопом оказываются, как правило, пронизанными множеством других фосфатов, естественно, возникает вопрос, насколько можно доверять старым, имеющимся в литературе, анализам этих минералов, которые производились без оптической проверки анализируемого материала. Неоднородностью материала можно объяснить многие очень сложные формулы некоторых фосфатов, выведенные в разное время разными авторами.

Далее, следует учесть, что анализ фосфатов представляет большую сложность, особенно если они содержат Fe и Mn, находящиеся в разной степени окисления. В большинстве старых анализов все железо определялось либо только как FeO, либо как Fe₂O₃. Что же касается степени окисления Mn, то до настоящего времени отсутствуют хорошие методики определения Mn₂O₃ в присутствии MnO, а в старых анализах весь марганец почти всегда определялся только как MnO.

Если учесть, что оптические свойства многих, преимущественно окисленных, фосфатов определяются с большим трудом из-за высоких показателей преломления, малых размеров зерен и густой окраски минералов, которая маскирует все оптические эффекты, то становится понятно, что вопрос о диагностике и исследовании фосфатов этого ряда весьма сложен.

Очевидно, этим объясняется наличие именно в этой группе большого количества «развенчанных» минералов, оказавшихся механическими смесями (вроде псевдогетерозита, железной смоляной руды и др.), а также наличие для одних и тех же минералов многочисленных названий, данных разными авторами; и наоборот — факты описания разных минералов

под одним названием. Все это приводит к тому, что фосфаты представляют собой одну из наиболее трудных и запутанных групп в минералогии.

Единственный метод, позволяющий быстро и точно определить принадлежность фосфата к тому или иному типу, — рентгенографический; однако он очень медленно входит в практику изучения этих минералов (возможно, из-за редкости их нахождения). Достаточно указать, что для преобладающего большинства из них отсутствуют во всех существующих справочниках какие-либо данные по размерам элементарной ячейки и межплоскостным расстояниям.

Только в самые последние годы, в связи с большими работами, которые проводятся во всем мире по исследованию пегматитов, встречающиеся в них фосфаты стали детально изучаться, и в первую очередь рентгенографически. Эти исследования выявили идентичность многих минералов, ранее считавшихся разными (гюролит — палаит, репоссит — графтонит, цефаровичит — вавеллит, лудламит — ленерит и др.), позволили расчленил минерал, ранее считавшийся самостоятельным, на несколько минералов (группа дюфренита, группа арроядита и др.) и т. д. Несомненно, что дальнейшее применение рентгеновского метода в изучении этих минералов даст еще очень много нового.

Цель данной работы — сведение всего громадного фактического материала по фосфатам пегматитовых жил, который скопился за последние годы, и разбор условий образования этих минералов. При этом, однако, следует подчеркнуть, что мы рассматриваем только фосфаты Fe, Mn, Ca, Al, Mg, Zn, встречающиеся в мусковитовых и редкометалльно-замененных пегматитах, и совершенно не касаемся фосфатов редких земель и радиоактивных элементов, поскольку они характерны для несколько иных типов пегматитов.

Прежде всего следует выяснить причины образования в пегматитах такого большого количества фосфатов, которое на отдельных месторождениях намного превосходит количество встречающихся силикатов и находится в резком противоречии с правилом фаз. Таких причин можно наметить несколько:

1. Большинство солей фосфорной кислоты нерастворимо (за исключением фосфатов щелочных металлов); при этом фосфорная кислота легко образует сложные двойные соли. Поэтому возможное сочетание разных солей, которое может образоваться при наличии в растворах катионов Na, Li, Fe, Mn, Ca, Mg, Al весьма велико.

2. Во многих фосфатах встречаются изоморфные замещения ряда элементов как в катионной, так и в анионной группе. В зависимости от того, какой из изоморфно замещающих друг друга элементов преобладает, меняются все физические и оптические свойства минералов. Очень часто выделяют минералы по преобладанию одного из этих элементов. Такими наиболее характерными изоморфно-замещающими друг друга катионами и анионами в фосфатах пегматитовых жил являются:

Железо — марганец

Из 80 встречающихся в пегматитах фосфатов более половины относятся к железо-марганцовистым. В зависимости от преобладания Fe или Mn можно выделять железистые или марганцовистые разновидности, которые обычно резко отличаются по своей окраске и оптическим свойствам и часто имеют свои самостоятельные названия. К таким наиболее типичным изоморфным сериям надлежит отнести следующие:

трифилин $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ — литиофилит $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 вольфент $(\text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{OH})\text{PO}_4$ — триплоидит $(\text{Mn}, \text{Fe})_2(\text{OH})\text{PO}_4$
 фосфосидерит $4(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ — вилатент $4(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 фосфоферрит $(\text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — реддингит $(\text{Mn}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 чильдренит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}(\text{OH})_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — зосфорит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}(\text{OH})_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 ферросиклерит $\text{Li}_{11}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ — сиклерит $\text{Li}_{11}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 гетерозит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$ — пурпурит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$
 рокбриджит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Fe}_4^{\text{III}}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5$ — фронделит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Fe}_4^{\text{III}}(\text{PO}_4)_3(\text{O})_5$

Однако известны железо-марганцовистые фосфаты и не имеющие особых названий для своих железистых и марганцовистых разностей. Так, например, минерал триплит встречается во многих пегматитах в виде темно-бурых, богатых железом скоплений — $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{F}(\text{PO}_4)_4$, но в некоторых случаях появляется и в лепидолитовых пегматитах в виде розовых, почти чисто марганцевых выделений — $(\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{F}(\text{PO}_4)_4$, для которых следовало бы дать новое название по аналогии с группой трифилина — литиофилиита.

Нам известны многочисленные минералы, в которых резко преобладает марганец (гюролит, фэйрфильдит, стюартит и др.) или железо (вивианит, лудламит, какоксен и др.). Естественно, что в таких случаях можно предполагать и наличие их железистых или марганцовистых аналогов.

Железо — магний

В районах, богатых магнием, последний входит часто в состав фосфатов, изоморфно замещая железо. В связи с этим возникают железо-магнелизные фосфаты, также обычно содержащие марганец:

скорпалит $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_2$ — лазулит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_2(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_2$
 графтонит $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca})_3(\text{PO}_4)_2$ — магниофилит $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$
 триплит $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{F}(\text{PO}_4)_4$ — вагнерит $\text{Mg}_2\text{F}(\text{PO}_4)_4$

Вследствие указанного изоморфного замещения часто образуются богатые магнием железо-марганцовистые фосфаты, как например, магниотриплит $4(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{F}_2$, венцелит $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})\text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др.

Железо — цинк

Поскольку первичные фосфаты многих месторождений содержат сфалерит, то при окислении последнего (и образовании по нему лимонита) часто освобождается некоторое количество цинка, которое входит в состав вторичных железо-марганцовистых фосфатов, образуя специфические цинково-железистые фосфаты, встречающиеся в некоторых пегматитовых месторождениях. Как известно, двухвалентное железо и цинк имеют одинаковые радиусы ионов (0,83), поэтому они легко изоморфно замещают друг друга, образуя серию фосфатов типа фосфофиллита $(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ цинкрокбриджита $(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn})^{\text{II}}\text{Fe}_4^{\text{IV}}(\text{PO}_4)_3 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и др.

Марганец — кальций

Вследствие того, что марганец и кальций до известной степени могут изоморфно замещать друг друга, многие марганцовистые фосфаты содержат повышенное количество кальция, а некоторые кальциевые фосфаты, в свою очередь, — повышенное содержание марганца. Однако ввиду значительной разницы в полных радиусах $\text{Ca}(1,03)$ и $\text{Mn}(0,91)$ изоморфизм

этот далеко не совершенный и такого непрерывного ряда между Са- и Мп-членами, как это имеет место между Fe- и Мп-фосфатами, здесь не наблюдается.

К богатым Са марганцовистым фосфатам следует отнести:

диккинсовит и филлофит $(\text{Mn, Fe, Ca, H, Na})_3(\text{PO}_4)_2$,
гриффит $\text{Na}(\text{Mn, Ca, Fe})_3\text{Al}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$.

К богатым же марганцем кальциевым минералам можно отнести:

манганапатит $(\text{Ca, Mn})_5\text{F}(\text{PO}_4)_4$
файрфильдит $(\text{Ca, Mn, Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др.

Вследствие отмечаемого изоморфизма между Мп и Са, а также Fe и Mg, все марганцовистые фосфаты часто содержат повышенное количество Са, а все железистые — Mg. Наиболее отчетливо это видно на примере минералов группы трифилина — литиофилита, что отмечалось нами еще ранее (Гинзбург, 1954).

Кальций — натрий

В некоторых Са-содержащих фосфатах наблюдается повышенное содержание натрия, что, несомненно, связано с изоморфным замещением этих элементов. Такие явления весьма характерны для минералов типа диккинсонита-филлофита $(\text{Mn, Fe, Ca, Na, H})_3(\text{PO}_4)_2$ и гедданита $(\text{Na}_2, \text{Ca})(\text{Fe, Mn})_3(\text{PO}_4)_4$.

Необходимо указать на присутствие в пегматитах весьма своеобразных и редких вторичных алюмофосфатов Na и Са; они обычно рассматриваются как двойные соли Na и Са, но в них явления изоморфного замещения этих элементов также должны иметь место. К таким минералам относятся:

лакруант $\text{Na}_4\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{PO}_4)_3(\text{OH, F})_8$
морвинит $\text{HNa}_2\text{Ca}_3\text{Al}_3(\text{PO}_4)_4\text{F}_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
ежекит $\text{Na}_4\text{CaAl}(\text{AlO})(\text{PO}_4)_2(\text{OH, F})_4$ и др.

Натрий — литий

Известно, что литий (*Ri* 0,78) легко изоморфно замещает магний (*Ri* 0,78) и трудно предположить, что он может замещаться натрием, поскольку радиусы ионов их различны (для натрия *Ri* 0,93). Тем не менее, почти все литиевые фосфаты содержат в том или ином количестве натрий, который обычно при расчетах формул соединяют с литием, предполагая, что они друг друга изоморфно замещают. Например, де Клуазо давно уже предложил рассматривать минералы группы амблигонита как изоморфную смесь собственно амблигонитовой $\text{LiAl}(\text{F, OH})\text{PO}_4$ и фремонтитовой $\text{NaAl}(\text{F, OH})\text{PO}_4$ молекул. Точно так же Мезон (Mason, 1941) считает, что многие трифилины $\text{Li}(\text{Fe, Mn})\text{PO}_4$ содержат изоморфную примесь натрофилитовой молекулы $\text{Na}(\text{Fe, Mn})\text{PO}_4$. По имеющимся у нас материалам, можно допустить изоморфное замещение лития натрием в весьма ограниченных пределах, в большинстве же случаев происходит, повидимому, замещение литиевых минералов их натриевыми аналогами, как в группе амблигонита — фремонтита.

Фтор — гидроксил

Изоморфизм между фтором и гидроксидом наблюдается во многих фосфатах, и мы по преобладанию одного из них выделяем часто два самостоятельных минерала одной и той же изоморфной серии, например:

амблигонит $\text{LiAl}(\text{F}, \text{OH})\text{PO}_4$ — монтебразит $\text{LiAl}(\text{OH}, \text{F})\text{PO}_4$
 триплит $(\text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{F}, \text{OH})\text{PO}_4$ — вольфенит $(\text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{OH}, \text{F})\text{PO}_4$
 фторгердерит $\text{CaBe}(\text{F}, \text{OH})\text{PO}_4$ — гидроксилгердерит $\text{CaBe}(\text{OH}, \text{F})\text{PO}_4$ и др.

С этой точки зрения, совершенно не оправдано выделение (Устиев, 1945) в изоморфной серии амблигонит — монтебразит еще одного промежуточного члена серии — минерала гебронита с примерно равными количествами фтора и гидроксила.

 PO_4 — SiO_4

Известно, что во многих силикатах анион SiO_4 (*Ri* 2,90) изоморфно замещается анионом PO_4 (*Ri* 3,00) с образованием сложной группы силикофосфатов. Такие явления характерны для группы циркона, граната и сложных цирконо- и титаносиликатов. Но в рассматриваемых фосфатах они играют весьма незначительную роль. Следует только напомнить, что работами И. Д. Борнеман-Старынкевич установлено наличие во фтор-апатите изоморфной примеси силикатных молекул. Несомненно также, что весьма точные химические анализы многих фосфатов, произведенные на совершенно чистом минерале, дадут возможность выяснить более широкое распространение подобных замещений.

 PO_4 — AsO_4

Поскольку анион $[\text{PO}_4]$ легко изоморфно замещается $[\text{AsO}_4]$ ввиду близости радиусов их ионов (соответственно 3,00 и 2,95), следует предполагать наличие в природе своеобразных арсено-фосфатов, тем более, что арсенопирит широко распространен в виде включений в первичных фосфатах и при его окислении в поверхностной зоне пегматитовых тел должны образоваться скородиты, изоморфные с минералами типа штрентита. Промежуточный по составу минерал — фосфоскородит был описан Т. Н. Шадлун (Шадлун и Нестерова, 1947) в зоне окисления сульфидных месторождений. Весьма вероятно нахождение подобных же минералов в зоне окисления пегматитов, содержащих включения арсенопирита в трифиллине или триплите.

 PO_4 — SO_4

Точно так же, как и в предыдущем случае, анион $[\text{PO}_4]$ может легко замещаться $[\text{SO}_4]$ (*Ri* 2,95) с образованием своеобразных сульфато-фосфатов, которые и встречаются в отдельных случаях в природе. Из подобных минералов нами был обнаружен среди продуктов изменения трифиллина в пегматитах дестинезит $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{SO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$; к ним же относится и питтит — коллоидальный водный арсено-фосфат железа, содержащий SO_3 .

3. Многие вторичные фосфаты меняют свои свойства в зависимости от присоединения разного количества воды. Соответственно с этим можно указать несколько групп минералов, отличающихся друг от друга главным образом по содержанию воды. Так, например, можно выделить большую группу водных фосфатов Fe^{II} , Mn^{II} с примесями Ca, Mg, Zn;

состав этих фосфатов может быть представлен в общем виде — $(2,5-3,5) \text{RCO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. К таким минералам относятся:

файрфильдит $3(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 реддингит $3(\text{Mn}, \text{Fe}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 балдофит $3(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 стюартит $3(\text{Mn}, \text{Fe}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 фосфохиллит $3(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 паллаит $2,5(\text{Mn}, \text{Fe}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 гюрлит $2,5(\text{Mn}, \text{Fe}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 венцелит $3(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 лудламит (ленерит) $3,5 (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$
 вивинит $3(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Как будет показано ниже, многие из этих минералов имеют очень сходные оптические свойства и представляют собой, по видимому, различные разновидности одного и того же минерального вида.

4. Многообразие вторичных фосфатов Fe и Mn обусловлено в значительной мере процессами окисления Fe и Mn. Как известно, окисление соединений Fe^{II} и Mn^{II} протекает стадийно, при этом сперва окисляется все железо до Fe^{III} , а затем начинается окисление Mn^{II} до Mn^{III} . Соответственно с этим можно составить для каждого фосфата, содержащего Fe^{II} или Mn^{II} , ряд минералов, которые должны образовываться при процессах окисления, совершенно аналогично тому, как это было сделано С. И. Поповым и Ф. В. Чухровым и для вивинита. Многообразие существующих фосфатов связано в значительной степени с развитием в поверхностных участках пегматитовых жил зоны окисления.

1. ПЕРВИЧНЫЕ ФОСФАТЫ

Под первичными фосфатами мы понимаем такие минералы — фосфаты, которые кристаллизуются непосредственно из остаточных расплавов или растворов на разных стадиях пегматитового процесса, а не образуются при различных процессах замещения или изменения других фосфатов. Главнейшие характерные особенности их:

1. Все первичные фосфаты представляют собой соли ортофосфорной кислоты.

2. Они содержат всегда Fe и Mn в низшей степени окисления.

3. Первичные фосфаты чаще всего не содержат воды или же содержат ион гидроксила, изоморфно заменяемый фтором.

4. За небольшим исключением первичные фосфаты имеют сложный состав и представлены либо двойными солями (трифилин, амблигонит, лазулит), либо же фосфатами, содержащими фтор или гидроксил (апатит, триплит).

5. Фосфаты Fe, Mn и Li широко распространены (трифилин, литиофилит), как и фосфаты Al и Li (амблигонит), фосфаты же Fe, Mn и Al (чильдеренит, эсфорит), Fe, Mn и Ca (графтонит), Ca и Al (лакруант, рошерит и др.) встречаются реже, а фосфаты Li и Ca вообще отсутствуют.

6. Все первичные фосфаты отличаются некоторыми общими оптическими и физическими свойствами, в частности повышенным удельным весом, варьирующим от 3,0—3,1 до 3,7 (чаще всего 3,1—3,5), и близкими показателями преломления, меняющимися от 1,60 до 1,70 (исключение составляет графтонит, у которого n_g доходит до 1,733). Как правило, все первичные фосфаты, несмотря на их разнообразную интенсивную окраску, под микроскопом бесцветны или в отдельных случаях слабо плеохроируют

от бесцветного к желтому или розовому (литииофилит, эосфорит, триплит); исключение составляет лазулит, плеохроирующий в голубых тонах.

7. Первичные фосфаты часто отличаются широким диапазоном выделения и встречаются на многих стадиях пегматитового процесса.

К наиболее широко распространенным первичным фосфатам следует отнести:

апатит $\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$
 трифилин-литииофилит $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$
 триплит — $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{FPO}_4$
 графтонит — магниофилит $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$
 амблигонит — монтебразит $\text{LiAl}(\text{F}, \text{OH})\text{PO}_4$

Исходя из правила фаз, нетрудно вывести, что в пегматитах все эти 5 фосфатов одновременно существовать не могут. Действительно, правило фаз требует, чтобы число минералов равнялось бы числу компонентов; для рассматриваемых пегматитов наиболее характерные компоненты:

SiO_2 —	входит в состав	кварца
K_2O —	» » »	микроклина
Al_2O_3 —	» » »	мусковита
$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O}$ —	» » »	граната
B_2O_3 —	» » »	турмалина
Na_2O —	» » »	альбита

В состав фосфатов входят еще следующие компоненты:

CaO —	входит в состав	апатита или графтонита
Li_2O —	» » »	трифилина или амблигонита
F —	» » »	апатита или триплита
P_2O_5 —	» » »	всех фосфатов

При указанном составе, согласно правилу фаз, в пегматитах могут существовать не более четырех первичных фосфатов. Имеющийся фактический материал действительно подтверждает это, и в пегматитах обычно наблюдается одна из следующих ассоциаций:

I. Апатит, графтонит, трифилин — многие мусковитовые пегматиты (штат Нью-Гемпшир в США, Графтон) и др.

II. Апатит, трифилин, триплит — пегматиты Туркестанского хребта, Баварии (Гагендорф, Хюнеркобель и др.), Богемии, Моравии и др.

III. Трифилин, магниофилит, магниотриплит — пегматиты Туркестанского хребта.

IV. Апатит, триплит, амблигонит — пегматиты штата Колорадо, в США, района Кимито во Франции.

V. Апатит, амблигонит, трифилин, триплит, — пегматиты Центрального плато Франции и др.

Естественно, что если меняется состав пегматитовых тел, то будет изменяться и количество встречающихся в них первичных фосфатов. Так, например, в литиевых пегматитах, содержащих в больших количествах сподумен, петалит или лепидолит (характерный компонент Li_2O), не могут встречаться одновременно четыре фосфата, а могут совместно существовать только три, что в действительности и наблюдается, причем наиболее типичная фосфатная ассоциация в литиевых пегматитах — апатит, амблигонит, трифилин (литииофилит).

Точно так же, если в литиевых пегматитах появляется в большом количестве топаз (характерный компонент F), то в жилах совместно могут встречаться только два фосфата: апатит и амблигонит (Липовка) или апатит и триплит (Этыка); если же в жилах появляется еще и флюорит (характерный компонент Ca), то соответственно возможное количество появляющихся фосфатов сокращается до одного.

Повидимому, этим можно объяснить выведенную нами ранее закономерность, что пегматиты, богатые фтором (топазом, флюоритом), обычно бедны разными фосфатами (как, например, на Урале, пегматиты Борщевочного кряжа и др.), и наоборот, пегматиты, содержащие различные первичные фосфаты (Калбинский и Туркестанский хребты, Варутреск в Швеции и др.), как правило, не содержат топаза и флюорита.

Таким образом, исходя из правила фаз, можно сделать вывод, что наиболее благоприятными для совместного появления разнообразных первичных фосфатов будут пегматиты, богатые минерализаторами, и в первую очередь фосфором, но при прочих равных условиях — не содержащие Са-минералов, фтора и литиевых алюмосиликатов, что чаще всего наблюдается в блоковых или полнодифференцированных мусковитовых и берилло-мусковитовых пегматитах.

К значительно более редким первичным фосфатам следует отнести группу сложных алюмофосфатов, в частности:

скорцалит — лазулит $(\text{Fe, Mg})\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$
 бразилианит $\text{NaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4$
 чильдренит — зосфорит $(\text{Fe, Mn})\text{AlPO}_4(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 грифит $\text{Na}(\text{Mn, Ca})_3\text{Al}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$
 рошерит $\text{Ca}(\text{Mn, Fe})\text{Al}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Многие из этих минералов могут быть и вторичными и образовываться при взаимодействии Al-содержащих растворов с трифилином или триплитом. Но несомненно также, что в отдельных случаях указанные минералы бывают явно первичными и встречаются вне зависимости от наличия других фосфатов.

Как видно из состава перечисленных минералов, все они представляют собой двойные соли Al и Na, Fe, Mn, Mg или Ca; при этом компенсация валентности в них за счет присоединения к фосфату алюминия одно- или двухвалентного катиона осуществляется всюду путем присоединения гидроксильной группы.

II. ВТОРИЧНЫЕ ФОСФАТЫ

Все первичные фосфаты сразу же вслед за своим образованием подвергаются различным процессам изменения; по ним развивается большое количество других фосфатов, которые мы и называем вторичными. Состав этих минералов-новообразований зависит в основном от характера развивающихся в пегматитовых жилах поздних процессов. К последним относятся, с одной стороны, гидротермальные процессы замещения, развивающиеся на последних стадиях пегматитового процесса, а с другой — гипергенные процессы, приводящие к образованию на поверхности пегматитовых жил зоны окисления, т. е. своего рода «железо-фосфатной шляпы», в пределах которой развиваются специфические минералы.

Не во всех случаях можно сразу решить, образовались ли те или иные вторичные фосфаты в пегматитовых жилах в результате гидротермальных или гипергенных процессов, но то, что они развиваются по первичным минералам и образуются в результате их изменения, в большинстве случаев сомнения не вызывает.

Произведенное нами на протяжении последних лет (1947—1951 гг.) детальное изучение разных фосфатов, встречающихся в пегматитах натро-литиевого типа, и анализ всей имеющейся по этому вопросу литературы позволяют установить важнейшие процессы, приводящие к образованию вторичных фосфатов.

1. Образование алюмофосфатов в результате взаимодействия первичных фосфатов с алюмосиликатами

В тех случаях, когда первичные Fe- и Mn- фосфаты (трифилин, триплит, графтонит) встречаются среди алюмосиликатов, как, например, в мусковите, турмалине, альбите и других минералах, на контакте между ними и алюмосиликатами в некоторых случаях появляются реакционные каемки алюмофосфатов. Эти каемки свидетельствуют о реакциях, протекающих между фосфатами железа и марганца и алюмосиликатными растворами или расплавами, давшими начало алюмосиликатам. При этом в некоторых случаях из фосфатов выносятся полностью или частично Fe и Mn, которые фиксируются далее в алюмосиликатах.

Лучшим примером сказанного могут служить описанные нами ранее (Гинзбург, 1950) реакционные каемки амблигонита, наблюдающиеся часто вокруг выделений трифилина в тех случаях, когда последние заключены в мусковите или в синем турмалине. Вторым примером подобных взаимодействий могут служить каемки редкого алюмофосфата — грифита, встреченные нами в пегматитах Туркестанского хребта вокруг зерен розового марганцовистого триплита, находящегося в альбите¹.

В последнем случае при микроскопическом исследовании удалось установить наличие вокруг триплита нескольких последовательно сменяющих друг друга каемок: зерна триплита окаймлялись и замещались сперва грифитом, затем амблигонитом и, наконец, мусковитом, т. е. установлена следующая последовательность образования минералов:

марганцовистый триплит Mn_2FePO_4
 грифит $Na(Mn, Ca)_3Al(PO_4)_3(OH)$
 амблигонит $LiAlFePO_4$
 мусковит $H_2KAl_3(SiO_4)_3$

Сравнение химических анализов триплита и замещающего его грифита показывает, что при процессе образования последнего происходит привнос Na_2O и Al_2O_3 и вынос F (который входит далее в состав амблигонита). Повидимому, грифит всегда образуется за счет замещения триплита. Следует указать, что еще в 1890 г., когда грифит был впервые обнаружен в оловоносных пегматитах Рапид-Ситти, штат Дакота, он был принят и описан как триплит. Характерно, что Екинс, впервые, описавший грифит как триплит, отмечает, что он развивается, повидимому, по другому минералу, который остался не определенным.

В качестве третьего примера образования алюмофосфатов за счет изменения и замещения первичных фосфатов Fe и Mn можно привести минералы группы чильдренита — эсфорита $(Fe, Mn)AlPO_4(OH)_2 \cdot H_2O$ (Hurlbut, 1950). Хотя чильдренит может быть и первичным минералом и встречаться в виде хорошо образованных кристаллов на ортоклазе в миоэроловых пустотах (Стригау, Силезия) или совместно с сидеритом, кварцем и пиритом в гидротермальных месторождениях (Тависток, Кумберленд, Англия), а эсфорит — в пустотах микроклина совместно с амethystом (Ред-Хилл, Румфорд, штат Мэн), тем не менее, чаще всего они встречаются с другими фосфатами — продуктами изменения трифилина среди нацело измененных кристаллов трифилина или литиофилиита. В пегматитах Калбинского хребта чильдренит встречался среди мелкозернистого агрегата апатита (Гинзбург, 1951₂) и явно образовался совместно с апатитом

¹ См. статью в этом сборнике: А. И. Гинзбург и Н. А. Круглова. Марганцовистый триплит из пегматитов Туркестанского хребта.

по другому первичному фосфату; в пегматитах Гагендорфа этот минерал встречался непосредственно в измененном трифилине, и т. д.

Точно так же и эсфорит $(\text{Mn, Fe})\text{AlPO}_4(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ почти всегда образуется при изменении литиофилита и тесно ассоциирует с другими богатыми марганцем фосфатами — реддингитом, фэйрфильдитом, диккинсошитом, филлофитом, гюролитом, триплоидитом и др. Таковы месторождения Брэнчвилл в штате Коннектикут (Bruch a. Dana, 1879), Полэнд, Букфильд, Геброн и Пьюри — в штате Мэн (Landes, 1925; Berman a. Gonyer, 1930), Палермо Майн — в штате Нью-Гемпшир и некоторые другие.

Тесная ассоциация эсфорита с другими водными вторичными фосфатами дала основание Шольцу (Scholz, 1924) утверждать, что образование алюмофосфатов связано с выносом Al_2O_3 из алюмосиликатов вследствие воздействия на них серной кислоты, образовавшейся при окислении сульфидов. Подобные явления в некоторых случаях весьма вероятны.

2. Образование вторичных фосфатов в результате воздействия Na-содержащих растворов на первичные фосфаты при развитии процессов альбитизации

Общеизвестно, что на последних стадиях пегматитообразования развивается мощный процесс замещения ранее образовавшихся минералов (в первую очередь микроклина) Na-содержащими растворами, приводящий к образованию больших количеств альбита и некоторых других минералов. В результате этого процесса микроклин превращается в альбит; при этом выделяется K_2O , которая входит впоследствии в состав позднего мусковита; снодунен превращается в альбит и эвкрипит; неталит — в альбит и кварц, и т. д. Все эти процессы, как это было ранее нами показано, приводят к выносу из минералов Li_2O . Естественно, что этот мощный натриевый метасоматоз должен в какой-то степени сказаться и на первичных фосфатах. По аналогии с другими минералами следовало бы ожидать образования на этом этапе своеобразных натриевых фосфатов, которые действительно и наблюдаются в альбитизированных пегматитовых жилах.

Как это ни странно, но натриевый аналог литиофилита — $\text{Na}(\text{Mn, Fe})\text{PO}_4$ натрофилит, появление которого следовало бы здесь ожидать, является величайшей редкостью и был встречен только один раз в альбитизированных пегматитах месторождения Брэнчвилл; натриевый же аналог трифилина $\text{Na}(\text{Fe, Mn})\text{PO}_4$ неизвестен до настоящего времени.

В то время как натрофилит представляет большую редкость и практически в пегматитах не встречается, другой натриевый железо-марганцевый фосфат — гедданит $\text{Na}_2(\text{Fe, Mn})_5(\text{PO}_4)_4$ — является обычным продуктом изменения всех Fe- и Mn-фосфатов: трифилина, графтонита и треплита.

Этот минерал впервые был обнаружен Гедданом (Headden, 1891) в 1891 г. в пегматитах Южной Дакоты, был им описан, но не назван. В 1914 г. Циглер описал его под именем натриевого трифилина, а в 1937 г. Квенсел (Quensel, 1937) предложил для него название гедданит. Наконец, Линдберг (Lindberg, 1950) называет его арроядитом, по имени минерала, описанного Джунмараесом (Guimaraes, 1927) (обнаружен в пегматитах Серра-Бранка в Бразилии), хотя последний минерал значительно отличается от минерала, найденного Гедданом, как по своему составу, так и по физическим свойствам.

Гедданит весьма широко распространен в пегматитах Туркестанского хребта; в некоторых сильно альбитизированных жилах он образует большие скопления, тесно ассоциирующие с трифилином и обычно окружающие его. Как правило, среди скоплений гедданита $\text{Na}_2(\text{Fe}, \text{Mn})_5(\text{PO}_4)_4$ почти всегда можно увидеть небольшие, неправильные по форме выделения трифилина $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$, имеющие характер реликтов.

Гедданит часто обнаруживается только под микроскопом в виде узкой каемки вокруг зерен трифилина, иногда — по трещинам в нем. Во всех случаях он располагается на контакте выделений трифилина и пластинок альбита. Аналогичные же взаимоотношения между трифилином и гедданитом наблюдаются и во всех других его месторождениях; они свидетельствуют о том, что гедданит образуется в результате воздействия на трифилин натриевых растворов, давших начало альбиту.

Совершенно аналогичные каемки гедданита наблюдаются также вокруг графтонита и триплита в тех случаях, когда последние располагаются в альбите. Так, каемки гедданита вокруг магнофилита весьма характерны для некоторых жил Туркестанского хребта, так же как и описанные ранее (Гинзбург, 1951 и др.) каемки гедданита вокруг магнотриплита.

С процессами альбитизации связано образование и других сложных Na-фосфатов, содержащих Fe, Mn, Ca и Al, в частности указанных выше грифита, диккинсонита, филофита и др. Характерно, что все эти Na-содержащие фосфаты всегда имеют и повышенное количество CaO.

Так же как и железо-марганцовистые фосфаты, под воздействием альбитизации изменяются и первичные фосфаты алюминия, в частности амблигонит-монтебразит. Последний при этом замещается Na-аналогом — фремонтитом. Подобные явления были описаны нами для пегматитов Калбинского хребта (Гинзбург, 1950).

Поскольку оптические свойства фремонтита и монтебразита весьма близки, то также замещенные монтебразиты обнаруживаются под микроскопом по различной оптической ориентировке зерен собственно монтебразита и замещающего его фремонтита; химические же анализы таких образцов всегда показывают высокое содержание, наряду с Li_2O , и Na_2O , что дало основание говорить о наличии здесь изоморфного ряда амблигонит — фремонтит.

3. Образование вторичных водных фосфатов в результате гидролиза первичных фосфатов

Некоторые первичные фосфаты в гидротермальных условиях подвергаются, повидимому, гидролизу, вследствие чего образуются гидроксил-содержащие фосфаты двухвалентного Fe и Mn. По всей вероятности, таким образом происходит образование минералов группы вольфеита $(\text{Fe}, \text{Mn})_2(\text{OH})\text{PO}_4$ — триплоидита $(\text{Mn}, \text{Fe})_2(\text{OH})\text{PO}_4$. Последние всегда во всех месторождениях тесно ассоциируют с триплитом или трифилином (Brush a. Dana, 1879; Laubmann, 1920; Frondel, 1949). Вольфеит чаще всего встречается в виде прожилок в триплите и явно по нему развивается.

Подобные явления были неоднократно описаны в литературе на примере месторождений Гагендорф в Баварии и Вьенна и Цириллгоф в Моравии (Чехословакия). Вольфеит и триплит настолько тесно ассоциируют и взаимосвязаны друг с другом, что практически их почти невозможно разделить. В более редких случаях вольфеит образуется по трифилину. Такие явления недавно описаны Фронделем (Frondel, 1949) на примере месторождения Палермо в штате Нью-Гемпшир. Повидимому, и триплоидит, описанный

впервые Брушем и Дана (Brush a. Dana, 1897) из месторождения Брэнчвилл, является продуктом изменения (гидролиза) литиофилита.

Однако Гейнрих (Heinrich, 1951) в последней своей работе по минералогии триплита не соглашается с возможностью замещения фтора в триплите гидроксидом на том основании, что элементарные ячейки их различны. Но это навряд ли может служить препятствием для развития гидролиза, который естественно приведет к выносу из минерала фтора и образованию гидроксилсодержащего вольфеита.

4. Образование вторичных водных фосфатов в результате гидратации первичных фосфатов

В гидротермальных и гипергенных условиях почти все первичные фосфаты легко гидратируются и присоединяют к себе воду. Этот процесс часто сопровождается выносом из них щелочей, в первую очередь Li_2O . В результате по первичным Fe- и Mn-фосфатам образуются водные фосфаты двухвалентного железа и марганца, которые в общем виде можно представить как $m\text{R}^{\text{II}}\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $\text{R}^{\text{II}} = \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Zn}$.

В эту группу попадают многочисленные минералы, встречающиеся по трещинам в трифилите, литиофилите, триплите и графтоните и явно по ним образующиеся. Все они обладают сходными физическими и оптическими свойствами, иногда бесцветны (палаит, фэйрфильдит и др.) или окрашены в розовые (гюролит, реддингит, венцелит и др.), желтые (стюартит и др.), зеленые (лудламмит, диккинсонит) или голубые (вивианит) цвета.

Вдоль трещин или в пустотах первичных фосфатов иногда встречаются мелкие прозрачные кристаллы этих минералов, которые чаще всего кристаллизуются в моноклинной сингонии, отличаются проявлением вертикальной штриховки на гранях призмы и встречаются обычно в параллельных сростках. Под микроскопом они бесцветны или слабо плеохроируют в розовых, желтых, зеленых или голубых тонах. Очень характерно, что показатели преломления большинства из них варьируют в пределах от 1,630 до 1,690; исключение составляет только вивианит, у которого $n_p = 1,58$, а $n_g = 1,63$.

Состав минералов этого ряда отвечает обычно формуле $3\text{R}^{\text{II}}\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ или $\text{R}_3^{\text{II}}(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, но коэффициент при R^{II} может варьировать от 2,5 до 3,5. Вследствие этого некоторые относимые сюда минералы представлены кислыми солями (группа гюролита), тогда как другие — основными (группа лудламита).

Среди водных фосфатов Fe и Mn, образуемых в результате изменения первичных фосфатов, можно выделить следующие группы:

Группа вивианита $(\text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Вивианиты, образующиеся в пегматитах, отличаются от вивианитов осадочного происхождения содержанием значительных количеств MnO; поэтому их правильнее относить к паравивианитам. По данным последних исследований, минерал ангелардит, описанный Лакруа (Lacroix, 1910) из пегматитов Ла Вилат и Гюро (Центральное плато Франции), является богатой MnO разновидностью вивианита (содержание MnO доходит до 9%).

Вивианит — наиболее широко распространенный минерал данной группы; он выделяется всегда вдоль трещин спайности трифилита, при-

давая серому минералу голубой оттенок. Очень часто вивианит окаймляет синей или голубой каймой желваки неокисленных трифилина, триплита, графтонита или магнофилита. Вивианит встречается обычно не только среди самих фосфатов Fe и Mn, но и вокруг них; он часто покрывает синими пленками все окружающие минералы, в первую очередь листочки мусковита, пластинки альбита, кристаллы сподумена и микроклина. В пегматитах Туркестанского хребта пленки вивианита не только покрывают многие минералы пегматитовых жил, но и импрегнируют вмещающие породы, так что можно говорить о процессе «вивианитизации» как о характерном околожильном процессе изменения вмещающих пород. На поверхности вивианит очень быстро окисляется, образуя желтые и бурые налеты и пятна.

Группа лудламита $2\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Fe}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Лудламит, в отличие от вивианита, встречается в пегматитах значительно реже. Он образует прожилки, пересекающие желваки трифилина, выполненные иногда зелеными прозрачными кристаллами. Согласно данным Вольфа, дебаеграмма лудламита идентична с дебаеграммой ленерита, встреченного среди продуктов изменения трифилина, триплита и триплоидита на месторождении Гагендорф в Баварии (Müllbauer, 1925).

Лудламит отличается от всех других минералов этой группы тем, что является основным фосфатом и содержит, наряду с гидратационной водой, и гидроксильную.

Группа гюролита

Сюда относятся минералы, очень близкие по составу и физическим свойствам, образующиеся обычно при изменении трифилина:

палаит $5\text{RO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 псевдопалаит $6\text{RO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}(?)$
 венцелит $6\text{RO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 балдофит $6\text{RO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 гюролит $5\text{RO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 стюартит $6\text{RO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

По оптическим свойствам к этим минералам очень близок недавно описанный минерал бастинит, хотя химический состав его точно не известен.

В табл. 1 приведены главные свойства перечисленных выше минералов.

Палаит был впервые открыт в пегматитах Пала (Калифорния) и описан как продукт изменения литиофилита (Schaller, 1912). В последние годы он был встречен в пегматитах Калбинского хребта и детально изучен нами (Гинзбург, 1951).

Дебаеграмма палаита оказалась идентичной дебаеграмме гюролита, но последний отличается от палаита своей окраской, плеохроизмом и повышенным Ng—Nr. Как было ранее нами доказано, гюролит представляет собой слегка окисленный палаит, содержащий некоторое значительное количество Fe_2O_3 , недостаточное для изменения структуры минерала, но вполне достаточное для увеличения Ng—Nr и появления плеохроизма.

Псевдопалаит был описан в 1933 г. из пегматитов Мангуальде в Португалии, и, судя по имеющемуся анализу, является аналогом гюролита. Венцелит и балдауфит были открыты Мюльбауэром (Müllbauer, 1925) в пегматитах Баварии в 1925 г. и с тех пор нигде более не были обнаружены.

Некоторые свойства мине

Минерал	Ф о р м у л а	Система	Твер- дость	Уд. вес
Палаит	$5\text{MnO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Моно- клинная	—	3,14—3,20
Псевдопалаит	—		—	3,05
Венцелит	$3(\text{Mn, Fe, Mg})\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$		—	—
Балдауфит	$3(\text{Fe, Mn, Ca})\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Три- клинная Моно- клинная	—	—
Бастинит	—		4	—
Гюролит	$5\text{MnO} \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Моно- клинная	4—5	3,15—3,20
Стюартит	$3\text{MnO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O} (?)$	Три- клинная	—	2,94

Венцелит отличается главным образом содержанием MgO , доходящим до 7%, в то время как балдауфит содержит до 6% CaO . Как видно из табл. 1, по своим свойствам они крайне близки к палаиту — гюролиту и, несомненно, представляют либо синонимы этих минералов, либо разновидности их.

К перечисленным минералам, повидимому, очень близок описанный в 1946 г. Фишером бастинит. К сожалению, подробное описание этого минерала отсутствует, нет и его анализа. Автор описывает бастинит в виде мельчайших прожилок, развивающихся по трифилину, приводит оптические свойства бастинита и указывает, что он является водным фосфатом лития, железа и марганца. Нам представляется, что автор имел дело с нечисто отобранном палаитом (оптические свойства бастинита и палаита совпадают), среди которого сохранились реликты трифилина (по которому палаит и развивался), загрязнившие исследованный материал литием.

Стюартит был встречен нами в больших количествах в пегматитах Калбинского хребта. Этот минерал представляет собой продукт изменения гюролита. Характерно, что стюартит ассоциирует обычно с манганоштренгитом.

Таким образом, в пределах данной группы обычно наблюдается образование вторичных водных фосфатов Fe и Mn в следующей последовательности:

палаит
↓
гюролит
↓
стюартит

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что гюролит представляет собой кислый фосфат, содержащий два типа воды: $\text{H}_2(\text{Mn, Fe})_5(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Очевидно, что такое соединение могло образоваться в кислой среде, что, действительно, и подтверждается, так как гюролит и палаит появляются всегда там, где трифилин содержит включения слегка окисленных сульфидов. При этом в пустотах среди гюролита иногда появляется гипс, свидетельствующий о наличии среди фосфатных растворов серной кислоты.

Таблица 1

ралов группы гюролита

Оптический знак 2V	Np	Nm	Ng	Ng — Np	Окраска в шлифе
(—) большой	1,652	1,656	1,660	0,008	Бесцветен
(—)	—	—	—	—	
(—) средний	1,646	1,655	1,657	0,011	
(—) большой	1,652	1,657	1,662	0,010	
(—)73°	1,649	1,655	1,658	0,009	Плеохроирует от бесцветного до бледнорозового и красновато- бурого
(—)74°	1,647	1,654	1,660	0,013	
(—) большой	1,63	1,66	1,69	0,06	

Группа реддингита $(\text{Mn,Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Реддингит — обычный продукт гидратации литиофилита. Состав его широко варьирует в зависимости от состава первичного минерала, по которому он образуется. Разности, богатые железом, $(\text{Fe, Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ получили название фосфоферрита и являются продуктом изменения трифилина. Минералы этой группы описаны из пегматитов Баварии, штатов США — Коннектикут (Брэнчвилл) и Мэн (Ньюри, Полэнд, Букфильд) и др.

Помимо указанных главнейших продуктов гидратации первичных Fe- и Mn-фосфатов, в случае наличия в растворах большого количества CaO, Na_2O , ZnO, MgO в пегматитах образуются еще следующие минералы, развивающиеся обычно по трифилину, триплиту или графтониту:

Файрфильдит $(\text{Ca, Mn, Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Появляется чаще всего по трещинам в литиофилите или трифилине.

Диккинсонит и филлофит $(\text{Mn, Fe, Ca, Na, H})_3(\text{PO}_4)_2$

Образуются при гидратации, сопровождаемой привнесом натрия, а также, весьма возможно, при изменении гедданита.

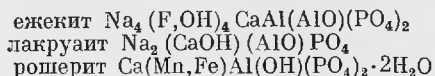
Фосфофиллит $(\text{Zn, Fe, Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Образуется в тех случаях, когда пегматиты, богатые первичными Fe- и Mn-фосфатами, содержат в изобилии сфалерит (Laubmann, 1920). При окислении последнего образуется сульфат цинка ZnSO_4 , легко вступающий во взаимодействие с трифилином или триплитом с образованием цинково-железистых фосфатов.

Группа водных фосфатов Fe и Mn весьма многочисленна, и здесь не исключена возможность нахождения многих новых минералов. Следует помнить, что гидратации подвергаются не только фосфаты Fe и Mn, но и

алюмофосфаты, в первую очередь амблигонит, из которого весьма легко выносится Li_2O . В результате изменения амблигонита (и, возможно, других алюмофосфатов) образуется ряд вторичных водных фосфатов Al , Ca и Na . В частности, такими продуктами изменения амблигонита являются минералы моринит — $\text{HNa}_2\text{Ca}_3\text{Al}_3\text{F}_6(\text{PO}_4)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и соймансит, обнаруженные Лакруа (Lacroix, 1910) в пустотках растворения амблигонита из месторождения Монтебра во Франции.

К этим минералам весьма близки также следующие фосфаты, встречающиеся в пегматитах совместно с первичными алюмофосфатами:



Существование некоторых из этих фосфатов следует поставить под сомнение, поскольку формулы их получаются необычайно сложными, и все они найдены только в одном каком-либо месторождении. Большинство указанных фосфатов было описано Славиком (Slavik, 1914) из пегматитов Грейфенштейн в Чехословакии. Они были обнаружены в миароловых пустотках в тесной ассоциации с чильдренитом; при этом образование их происходило в следующей последовательности:

лакруаит
чильдренит
эсфорит (?)
ежекит
вавеллит (?)
рошерит

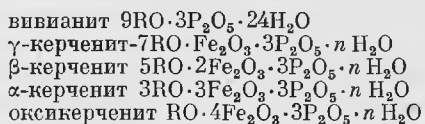
Весьма любопытно, что эти водные алюмофосфаты Ca и Na генетически в пегматитах занимают место цеолитов, за которые некоторые из них и были в свое время приняты. Если обратиться к составу минералов этой группы, то это сходство еще более усилится. Повидимому, их можно рассматривать как своеобразные аналоги цеолитов.

Гидратации могут подвергаться и все другие первичные фосфаты. Так, например, в результате изменения скорцалита $(\text{Fe, Mg})\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$ образуется сойзалит $(\text{Mg, Fe})_3\text{Al}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, недавно описанный (Ресога а. Faney, 1949) и встреченный совместно со скорцалитом и бразилианитом в пегматитах близ Дивино (Минас-Гераес, Бразилия). Вторичными фосфатами, образующимися при гидратации, являются, повидимому, также гортонит $\text{MgAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и псевдовавеллит $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, указываемые Ю. П. Араповым (1936) и В. И. Лебедевым (1937) для пегматитов Туркестанского хребта.

5. Образование вторичных фосфатов в результате частичного окисления железа в железо-марганцовистых фосфатах

В поверхностной зоне пегматитовых тел фосфаты, содержащие Fe^{II} и Mn^{II} , естественно, окисляются. Этому окислению способствуют сульфатные растворы железа, которые образуются при окислении сульфидов, находящихся в изобилии в виде включений в первичных фосфатах. Как известно, процессы окисления железосодержащих минералов протекают стадийно, постепенно. Вследствие этого при процессах окисления железистых фосфатов образуется не один минерал определенного состава, а целая серия минералов, из которых каждый отличается по различному

содержанию Fe^{II} и Fe^{III} . Стадийность окисления фосфатов железа была подробно разобрана С. П. Поповым (1938) и Ф. В. Чухровым на примере вивианита. Как известно, ими выделяются следующие минералы, образующиеся при стадийном окислении вивианита:



Аналогичным путем происходит окисление всех других как первичных, так и гидратированных вторичных фосфатов, содержащих железо. Однако здесь необходимо учесть следующее обстоятельство: при частичном окислении FeO до Fe_2O_3 , для того чтобы образующееся соединение находилось в уравновешенном состоянии, должна происходить компенсация валентности. Эта компенсация может происходить двояким путем:

1) Если фосфат, помимо Fe^{II} , содержит другие катионы, в частности литий, то при частичном окислении Fe^{II} до Fe^{III} должен происходить соответствующий вынос другого катиона, в данном случае лития. Так, например, чем больше трифилин содержит Fe^{III} , тем меньше он будет содержать Li, и, наконец, при полном окислении всего Fe и Mn до трехвалентного состояния весь литий будет вынесен из минерала.

2. За счет присоединения к окисляющемуся минералу гидроксильной группы. В этом случае чем больше будет окислен минерал, тем большее количество воды он будет содержать. Поэтому чаще всего окисленные минералы представлены водными разностями и содержат два типа воды — гидроксильную и гидратную.

Окисление железа в фосфатах резко сказывается на всех физических и оптических свойствах их. Поскольку состав таких частично окисленных минералов сильно варьирует, то и оптические свойства их весьма не постоянны и сильно колеблются.

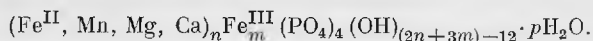
Необходимо всегда помнить, что при окислении железа показатели преломления минералов резко возрастают, минералы приобретают весьма интенсивную окраску: при неполном окислении железа они становятся темнозелеными, оливково-зелеными и приобретают ярко выраженный плеохроизм сперва в густозеленых, а при дальнейшем окислении — в темнозеленых и бурых тонах. Наконец, при полном окислении (или почти полном) они становятся бурыми, темнобурыми, иногда непрозрачными и плеохронруют в густых бурых тонах (от светлобурого до темнобурого или красно-бурого).

Таким образом, уже по одной окраске минерала и его оптическим свойствам можно получить представление о степени окисления железа в фосфатах.

Вторая характерная особенность рассматриваемых окисленных минералов — форма и характер их выделения. Они часто образуют натечные образования колломорфной структуры и представлены под микроскопом характерными радиально-лучистыми, веерообразно расходящимися агрегатами, иногда — идеальными сферолитами. Такие формы выделения очень характерны для минералов группы диофренита — рокбриджеита.

Эти минералы весьма широко распространены в пегматитовых жилах и образуются как путем окисления трифилина, триплита или графтонита (в последнем случае они содержат повышенное количество кальция), так и путем окисления минералов группы палаита — гюролита, реддингита, лудламита и других водных фосфатов Fe^{II} и Mn^{II} . Общий состав их

может быть изображен в следующем виде:



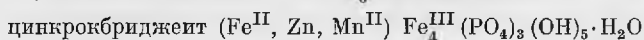
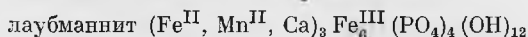
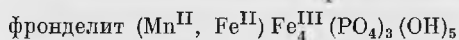
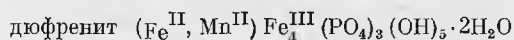
Минералы этой группы долгое время описывались под собирательным названием дюфренита или краурита. Только в последнее время Фрондель (Frondel, 1949) показал, что под названием дюфренит в литературе фигурируют различные минералы, макроскопически весьма похожие друг на друга, но отличающиеся по своей структуре. Им был выделен новый минерал — рокбриджит, встречающийся главным образом в пегматитах как продукт изменения трифилина, в то время как собственно дюфренит встречается преимущественно в железорудных месторождениях осадочного типа.

Исследования показали, что почти все «дюфрениты» из месторождений Гагендорф, Крейцберг (Бавария), Палермо-Майн, Флетчер-Майн (штат Нью-Гемпшир, США) и других пегматитовых районов оказались рокбриджитами.

Рокбриджиты были встречены нами в большом количестве в пегматитах Калбинского хребта (Гинзбург, 1951₁).

Марганцовистый аналог рокбриджита Линдберг (Lindberg, 1949) предложила выделить в самостоятельный минерал — фронделит. Из других минералов этой группы следует указать на Са-содержащий лаубманнит и Zn-содержащий рокбриджит (Lindberg, 1950₂), открытые в последние годы в пегматитах Баварии. Цинковый рокбриджит был обнаружен нами также в 1947 г. в пегматитах Калбинского хребта и описан под условным названием «черновато-зеленого минерала из группы рокбриджита». Образование его связано с выносом цинка из окисляющегося сфалерита.

Состав минералов группы дюфренита:



Следует подчеркнуть, что цинковый рокбриджит может образоваться и вследствие окисления фосфотиллита $(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})_3 (\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, тем более, что оба эти минерала обнаружены в одном и том же месторождении. К цинковому рокбриджиту, по видимому, близок цинко-кальциевый водный фосфат — шольцит $\text{Ca}_3\text{Zn}(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, недавно обнаруженный там же, в пегматитах Баварии (Гагендорф).

Совершенно аналогичным образом могут изменяться и другие фосфаты, содержащие двухвалентное железо, в частности гедданит, скорпалит, чильдернит и др. Следовательно, можно теоретически вывести формулы тех минералов, которые должны образоваться в зоне окисления пегматитов, содержащих перечисленные выше фосфаты железа; некоторые из них действительно известны, другие могут быть найдены.

При стадийном окислении гедданита $\text{Na}_2(\text{Fe}, \text{Mn})_5 (\text{PO}_4)_2$, естественно, должны возникать фосфаты, содержащие Na, Fe^{II} , Fe^{III} , Mn^{II} и воду. Такие минералы широко известны; впервые их описал Джуимараес (Guimaraes, 1927) в 1925 г. из пегматитов Серра-Бранка в Бразилии под названием арроядита а для марганцевых аналогов их Квенсел предложил название

варулита. В дальнейшем они были описаны из пегматитов Хюнеркобель в Баварии (Mason, 1942), Норре в Швеции (Eriksson, 1948), Кимито в Финляндии (Pehrman, 1939), а у нас в СССР — А. А. Беусом (1950) из пегматитов Туркестанского хребта. В 1950 г. Линдберг (Lindberg, 1950) предложила для этих минералов название хюнеркобелит (по месторождению Хюнеркобель в Баварии) и этим внесла только неразбериху в сильно запутанную и без того терминологию.

Химический состав рассматриваемых минералов крайне сильно варьирует, и предложить единую формулу для них не представляется возможным. Пересчеты на атомные количества, произведенные нами для этих минералов, дали следующие результаты:

арроядит из Туркестанского хребта $\text{Na}_{1,1}\text{R}_{3,6}^{\text{II}}\text{Fe}_{1,8}^{\text{III}}(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{1,9} \cdot 1,6\text{H}_2\text{O}$

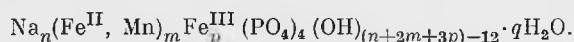
арроядит из Серра-Бранка (Бразилия) $\text{Na}_{1,5}\text{R}_{5,5}^{\text{II}}\text{Fe}_{1,3}^{\text{III}}(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{3,4} \cdot 0,6\text{H}_2\text{O}$

арроядит из Хюнеркобеля (Бавария) $\text{Na}_{1,0}\text{R}_{2,7}^{\text{II}}\text{Fe}_{2,4}^{\text{III}}(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{1,6} \cdot \text{H}_2\text{O}$

арроядит из Норре (Швеция) $\text{Na}_{2,2}\text{R}_{3,2}^{\text{II}}\text{Fe}_{1,2}^{\text{III}}(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{0,2} \cdot 0,2\text{H}_2\text{O}$,

где R^{II} — Fe, Mn, Ca.

Из этих анализов следует, что под арроядитом нужно понимать серию натриевых фосфатов Fe и Mn переменного состава, отличающихся друг от друга в основном по содержанию разного количества трехвалентного железа и воды. По существу минералы группы арроядита можно рассматривать как натриевые аналоги минералов группы дюфренита и по сходству с ними представить формулу их в общем виде:



Минералы группы арроядита возникают всегда при окислении гедданита и образуют вокруг его выделений характерную оторочку темнозеленого, почти черного цвета. Иногда они проникают по трещинам в альбит, мусковит и другие минералы, окрашивая их в зеленый цвет. Поскольку сам гедданит обычно окаймляет выделения первичных фосфатов Fe и Mn, то вокруг трифилина, триплита или графтонита нами наблюдались характерные двойные каемки — сперва гедданита, а затем — арроядита.

По аналогии с минералами группы дюфренита и арроядита следует предполагать нахождение таких же серий Al-содержащих и Mg-содержащих водных фосфатов Fe^{II} , Mn^{II} и Fe^{III} .

6. Образование вторичных фосфатов в результате полного окисления железа в железо-марганцовистых фосфатах

Все рассмотренные в предыдущем разделе минералы в зоне окисления неустойчивы и представляют собой по существу продукты промежуточных стадий развития процесса окисления, который в конечном итоге приводит к полному окислению всего двухвалентного железа в трехвалентное. В результате образуются фосфаты, содержащие все железо в виде Fe^{III} , а весь марганец — в виде Mn^{II} . Эти минералы отличаются всегда своей темно-бурой и красно-бурой окраской. Они настолько густо окрашены, что под микроскопом собственная окраска минерала маскирует все оптические эффекты; показатели преломления их всегда высокие и варьируют от 1,75 до 1,85 и более.

При полном окислении всего железа в минералах группы трифилина — литиофилита происходит значительный вынос Li_2O , вследствие чего

возникают своеобразные минералы — сиклериты (ферросиклерит по трифилину и манганосиклерит по литиофилиту), состав которых часто представляются упрощенно в виде $\text{Li}_{<1}(\text{Fe}^{\text{III}}, \text{Mn}^{\text{II}})\text{PO}_4$. Как нами было ранее показано (Гинзбург, 1950₂), соотношение $\text{Li}_2\text{O} : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) : \text{P}_2\text{O}_5$ в этих минералах чаще всего соответствует 1 : 4 : 2; так что формулу их можно изобразить в виде $\text{Li}_2\text{O} \cdot 4(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5$. Как было показано Мезоном (Mason, 1941), псевдогетерозит является синонимом сиклерита.

При окислении всего железа в минералах группы дюфренита образуются соединения типа:

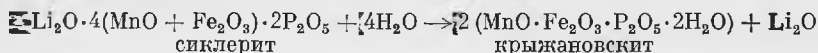


Эти минералы могут возникать несколькими путями:

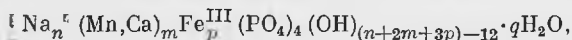
1. Вследствие дальнейшего окисления дюфренита, рокбриджита или фронделита. Мы уже указывали, что темнозеленый дюфренит или рокбриджит при полном окислении железа становятся бурыми. Эти окисленные разновидности своего собственного названия не имеют; их часто называют бераунитами. Хотя дебаеграма бераунита отлична от дебаеграммы бурого рокбриджита (Frondel, 1949₁), но макроскопически они необычайно похожи. Под названием бераунита же описан продукт окисления дюфренита (краурита) состава $\text{Fe}_6^{\text{III}}(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

2. Вследствие прямого окисления водных фосфатов типа $\text{R}^{\text{II}}\text{O} \cdot m\text{P}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, минуя фазу дюфренита или рокбриджита. В литературе описано большое количество минералов, образующихся при окислении гюролита, реддингита, стюартита и др. Так, например, в результате окисления всего железа в гюролите месторождения Пала в Калифорнии (Schaller, 1912) образовался редкий минерал сальмонсит, имеющий состав $9\text{MnO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Mn}_9\text{Fe}_3^{\text{III}}(\text{PO}_4)_8 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$. Продуктом окисления реддингита и стюартита является минерал ландезит $20\text{MnO} \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 27\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Mn}_{10}\text{Fe}_3^{\text{III}}(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_5 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$, обнаруженный в пегматитах Туркестанского (Арапов, 1936) и Калбинского (Гинзбург, 1950₄), хребтов, а также в штате Мэн (США). При окислении стюартита образуется также минерал крыжановскит $(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $\text{MnFe}_2^{\text{III}}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, обнаруженный нами в пегматитах Калбинского хребта, и т. д.

3. Минералы рассматриваемого типа могут образоваться и в результате гидратации сиклерита, сопровождаемой выносом Li_2O . Так, нами описано образование крыжановскита по сиклериту (Гинзбург, 1950₅):



Полному окислению, естественно, подвергаются и все другие фосфаты содержащие железо. Так, при окислении всего железа в минералах группы арродита образуются минералы типа:

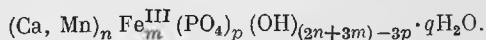


получившие название аллюодита. Разность аллюодита, в которой количество Mn больше Fe, встречающаяся в пегматитах Кимито (Финляндия), была названа лемнеситом (Pehrman, 1939).

Точно так же при полном окислении железа в минералах группы чильдренита — эсфорита $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ должен образоваться алюмофосфат, содержащий все железо в виде Fe_2O_3 , а весь марганец в виде MnO. Такой минерал, действительно, был найден нами и назван оксичильдренитом (Гинзбург и Воронкова, 1950). Состав его отвечает формуле $\text{MnFe}_4^{\text{III}}\text{Al}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_{14}$.

По аналогии с оксичильдренитом следует предполагать нахождения и других алюмофосфатов, содержащих Fe_2O_3 , в частности минерала оксискорцалита — продукта окисления скорцалита $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$, который может иметь состав: $\text{MgFe}^{\text{III}}\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Несомненно, что такой минерал должен быть найден.

При полном окислении железа в Са-содержащих железо-марганцовистых фосфатах должны образоваться минералы состава:



Такие минералы в пегматитах, действительно, встречаются. К ним относится, например, ксантоксенит $(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Fe}^{\text{III}}(\text{PO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$, встречающийся в пегматитах Калбинского хребта и Баварии, а также в пустотах измененного трифилина на руднике Палермо (штат Нью-Гемпшир). Весьма вероятно нахождение в пегматитах и других Са- и Fe-фосфатов, в частности кальциоферрита $\text{Ca}_3\text{Fe}^{\text{III}}(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, борикита $\text{CaFe}^{\text{III}}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{11} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и других минералов этой многочисленной группы.

7. Образование вторичных фосфатов в результате полного окисления железа и марганца

После окисления всего железа до Fe_2O_3 , при дальнейшем развитии процесса окисления начинается переход MnO в Mn_2O_3 , который также протекает стадийно. Благодаря этому могут образоваться минералы, содержащие все железо в виде Fe_2O_3 , а марганец — частично в виде MnO и частично в виде Mn_2O_3 . Однако, поскольку методика определения Mn_2O_3 в присутствии MnO далеко еще не совершенна, то в большинстве анализов отсутствуют определения Mn_2O_3 . Поэтому количество таких известных в настоящее время минералов не велико. К ним относится, например, открытый в 1936 г. берманит $(\text{Mn}, \text{Mg})_5\text{Mn}^{\text{III}}_3(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_{10} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$, образующий прожилки в измененном триплите. По данным Н. В. Воронковой, в оксичильдрените часть марганца находится в виде Mn_2O_3 . Но таких минералов мы знаем не много, гораздо чаще встречаются фосфаты, содержащие весь марганец в виде Mn_2O_3 . Подобные минералы могут образоваться несколькими путями:

а) Вследствие дальнейшего окисления сиклерита

Первоначально Квенселем (Quensel, 1937), а затем Мезоном (Mason, 1941) было показано, что сиклериты, легко окисляясь, переходят в соединения типа $(\text{Fe}, \text{Mn})^{\text{III}}\text{PO}_4$; при этом ферросиклерит переходит в гетерозит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4$, а манганосиклерит — в пурпурит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$. Эти минералы были известны уже очень давно (гетерозит был впервые описан в 1825 г. из пегматитов Лиможа во Франции) и неоднократно описывались под разными названиями: ферропурпурит (Шеллер в 1907 г.), псевдо-триплит (Блум в 1845 г.), меланхлор (Фукс в 1839 г.), неопурпурит (Марио де Езус в 1933 г.) и др.

Процесс образования гетерозита и пурпурита протекает в той или иной степени во всех месторождениях, содержащих трифилин или литиофилит. Гетерозит и пурпурит всегда содержат небольшое количество воды, но они легко могут гидратироваться, давая начало водным соединениям типа $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Так, Квенселем описан гидрогетерозит черного цвета, развивающийся по гетерозиту, состав которого отвечает формуле $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4 \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$. Аналогичные же минералы наблюдались неодно-

кратно и нами (Гинзбург, 1951₁). А. А. Беусом (1950) описан манганконинкит $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, образующий налеты фиолетового цвета на гетерозите.

б) Вследствие дальнейшего окисления минералов группы дюффренита — рокбриджита

В этом случае образуется сложная группа минералов состава $(\text{Fe}, \text{Mn})_2\text{O}_3 \cdot n\text{P}_2\text{O}_5 \cdot m\text{H}_2\text{O}$, встречающихся в виде характерных коллоидальных образований. Не всегда можно определить, образовались ли эти минералы при окислении бераунита, рокбриджита или же вследствие гидратации гетерозита.

в) Вследствие непосредственного окисления водных фосфатов двухвалентного железа и марганца

Минералы типа гюролита легко окисляются, непосредственно образуя синие или фиолетовые фосфаты группы штрэнгита или фосфосидерита, имеющие один и тот же состав $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, но кристаллизующиеся в различных системах (штрэнгит — в ромбической, фосфосидерит — в моноклинной). Штрэнгиты, встречающиеся в пегматитах, всегда отличаются высоким содержанием MnO и образуют либо синие налеты на гюролите (Калбинский хребет), либо же мелкие, полупрозрачные кристаллы светлофиолетового цвета в пустотах рокбриджита (Гагендорф, Бавария). Фосфосидерит в пегматитах Баварии (Плейштейн и др.) тесно ассоциирует со штрэнгитом и встречается на рокбриджите. Марганцевый аналог этого фосфата — вилатейт $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — был описан Лакруа из пегматитов Ла Вилат во Франции и нами (Гинзбург, 1950₃) из пегматитов Калбинского хребта, где он встречался в виде мелких кристаллов в пустотах гюролита.

8. Образование вторичных водных фосфатов железа в результате выноса марганца из окисляющихся фосфатов

При окислении всех фосфатов Fe и Mn происходит резкая перестройка кристаллической решетки минералов. Эта перестройка делает возможным вынос из окисляющихся фосфатов марганца, который легко мигрирует в форме $\text{MnH}(\text{CO}_3)_2$ или MnSO_4 и, окисляясь до MnO_2 , осаждается на всех минералах, окружающих выделения фосфатов.

Общеизвестно, что все альбитизированные пегматиты, богатые фосфатами, характеризуются широким развитием черных и темнокоричневых пятен и пленок, покрывающих все минералы. В том случае, когда фосфаты встречаются в виде мельчайших зерен среди сахаровидного альбита, последний вследствие адсорбции марганцевых соединений (вада, пиролюзита и др.) зернами альбита приобретает характерную оспенную, пятнистую текстуру. Точно так же соединения Mn^{IV} адсорбируются особенно часто клеветландитом, мусковитом и другими минералами.

Вследствие выноса марганца водные окисленные фосфаты обогащаются железом. Повидимому, этим объясняется тот факт, что водные фосфаты Mn^{II} и Fe^{II} встречаются часто (палаит, гюролит, реддингит, файрфильдит, дикинсонит и др.), в то время как водные фосфаты Fe^{III} , богатые марганцем, редки; в них большей частью железо превалирует над марганцем.

В результате выноса из фосфатов марганца в зоне окисления пегматитовых жил часто образуются водные фосфаты железа типа $\text{Fe}^{\text{III}}\text{PO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Мы уже упоминали о берауните, возникающем при окислении дюффренита. Характерным фосфатом железа, появляющимся на окисленных рокбрид-

жейтах, фосфосидерите и штрентите, является радиально-лучистый золотистый какоксен $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Fe}^{\text{III}}(\text{PO}_4)(\text{OH})_3 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$, описанный Лаубманом и Штейнметцом (Laubmann u. Steinmetz, 1920) из пегматитов Баварии и встреченный нами в виде бледножелтых шелковистых налетов с характерной радиально-лучистой структурой на измененном робриджите из пегматитов Калбинского хребта.

Здесь же был нами обнаружен в виде неправильных выделений и аморфный бурый дельвоксит $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Fe}^{\text{III}}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})_3 \cdot 8,5\text{H}_2\text{O}$.

Кроме того, наблюдалось образование желтого конинкита $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Fe}^{\text{III}}\text{PO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ по крыжановскому. В литературе (Калинин, 1945) имеются указания на нахождение в пегматитах пицита $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Fe}^{\text{III}}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$.

Следует сказать, что все эти водные фосфаты железа, обычно желтого или бурого цвета, иногда весьма напоминают гидроокислы железа. Встречаются они либо в виде радиально-лучистых образований, либо в виде аморфных сплошных выделений со смолистым блеском, или в виде землистых охристых масс и корок.

9. Образование вторичных фосфатов кальция в результате гидролиза фосфатов железа и выщелачивания из них фосфора

В конечном итоге, вследствие развития процессов окисления, все первичные фосфаты железа и марганца превращаются в коллоидальные водные фосфаты Fe^{III} , содержащие некоторое количество марганца, окруженные пленками и часто пронизанные прожилками пиролюзита, манганита, вада и псиломелана. Такие колломорфные железистые фосфатные гели в литературе часто описывают под собирательным названием «железной смоляной руды».

Исследования, произведенные над измененными дюфренитами (крауритами) еще в XIX в., показали, что при дальнейшем изменении фосфатов Fe^{III} происходит вынос из них P_2O_5 и образование лимонита. Последними рентгенографическими исследованиями доказано, что «железная смоляная руда» представляет собой смесь гётита и водных фосфатов железа. Химически вынос P_2O_5 из фосфатов железа легко объяснить, поскольку $\text{Fe}^{\text{III}}\text{PO}_4$ в воде сразу же гидролизуются с образованием $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и с переходом иона P_2O_5 в раствор.

Очевидно, этот процесс будет протекать тем более интенсивно, чем скорее ион P_2O_5 будет выходить из сферы действия реакции. Таким образом, для образования из водных фосфатов Fe^{III} лимонита или гётита необходимо, чтобы ион P_2O_5 связывался с каким-либо катионом в устойчивое, нерастворимое соединение; таким катионом является чаще всего Ca^{II} .

Действительно, в зоне окисления всех пегматитовых тел совместно с водными фосфатами трехвалентного железа и водными окислами железа всегда присутствуют поздние кальциевые фосфаты — даллит, штаффелит, франколит, витлолит, вторичный апатит.

Образование даллитовых оторочек вокруг желваков измененного трифилина было уже подробно описано нами ранее (Гинзбург, 1951). Даллит, штаффелит или франколит — характерные минералы зоны окисления пегматитовых жил — встречаются обычно в виде халцедоновидных или опалоподобных корок, прожилок и отдельных сферолитов.

Под микроскопом такие корки представлены агрегатом мельчайших сферолитов. Как было нами показано (там же), в центре этих сферолитов часто располагаются остатки лимонита или водных фосфатов железа.

Помимо даллита — апатита, содержащего CO_2 , здесь же иногда появляется впервые обнаруженный в 1941 г. на руднике Палермо (штат Нью-Гемпшир) витлокит $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, образующий иногда водяно-прозрачные мелкие кристаллы.

Таким образом, в конечном итоге по первичным фосфатам железа и марганца образуются гидроокислы железа, марганца и кальциевые фосфаты — даллиты.

Несколько иначе протекают процессы изменения алюмофосфатов железа и марганца, например минералов типа чильдренита. После окисления всего железа и образования оксичильдренита в этом случае происходит вынос марганца, все железо переходит в гидроокислы, а P_2O_5 совместно с Al_2O_3 дает начало водным фосфатам алюминия типа вашегита $4\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 30\text{H}_2\text{O}$.

Конечными продуктами изменения других алюмофосфатов, в частности амблигонита, являются иногда также фосфаты алюминия (вавеллит, гарбортит), но чаще фосфаты кальция — даллиты и глины типа галлуазита (Гинзбург, 1950₁).

10. Образование вторичных фосфатов в результате воздействия серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов, на другие минералы, в частности на алюмосиликаты

Мы уже указывали, что первичные фосфаты часто содержат включения сульфидов, которые в зоне окисления легко окисляются, давая начало серной кислоте. Последняя воздействует на первичные фосфаты, растворяет их, образуя многочисленные пустоты и каналы, в которых затем кристаллизуются вторичные фосфаты.

Роль серной кислоты и сульфатных растворов в образовании вторичных фосфатов первостепенная; они способствуют окислению фосфатов, переотлагают их, выносят из сульфидов ряд элементов (железо — из пирита, ширротина, арсенопирита, цинк — из сфалерита, мышьяк — из арсенопирита, медь — из халькопирита и т. д.), которые в дальнейшем входят в состав фосфатов (например, образование фосфатов цинка — фосфопиллита, шольцита, цинкрокбриджеита), наконец, дают совместно с фосфатами особые сульфатно-фосфатные минералы (дестинезит и др.).

Однако и этим роль серной кислоты не ограничивается. Поскольку сульфиды иногда встречаются в изобилии и вокруг фосфатов, то образовавшаяся из них серная кислота, действуя на алюмосиликаты, в частности на полевые шпаты, разлагает их и приводит к развитию процессов алунизации. Образующиеся сульфаты алюминия, реагируя с фосфатами, дают начало целой серии фосфатов алюминия. Этим объясняется, повидимому, появление в пегматитах Туркестанского хребта вокруг выделений трифилина, гедданита, магниофилита, и магниотриллита скоплений фосфатов алюминия — эвансита $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ и вашегита $4\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 30\text{H}_2\text{O}$, описанных А. А. Беусом (Беус, 1951) и наблюдавшихся также нами.

Характерно, что эванситы, находящиеся по краям измененного трифилина, на контакте с алюмосиликатами, часто имеют высокое содержание Fe_2O_3 и могут быть названы ферроэванситами.

Образование этих минералов в пегматитах Туркестанского хребта происходит буквально на наших глазах: помимо скоплений вокруг фосфатов Fe и Mn, эванситы заполняют часто трещины в пегматитах, цементируя все осколки других минералов, попавшие в трещины. Не вызывает сомнения и образование этих минералов вследствие взаимодействия сульфатов алюминия, циркулирующих по трещинам, и фосфатных растворов

Процессы изменения первичных фосфатов

Первичные фосфаты:	Амблигонит	Лазулит- корцалит	Триплит	Трифилит - литиофилит,	герафтонит - магнеофилит
Вторичные фосфаты:					
Взаимодействие с алюмосиликатами (причём Al_2O_3 , Na_2O и др.)			Амблигонит Чильдерит- зофрит		
Взаимодействие с натриевыми раство- рами, производящими альбитизацию	Фремонит	Натролизит	* Грифит	Натрофилит- геддит	
Гидролиз				вольфенит- триплоидит	
Гидратация	Водные алюмо- фосфаты Ca и Na Лакруит Моринит Саймансит Ежениит Рошерит	Соизалит		Гидро- гедданит *	Водные фосфаты типа $n R^{II}O \cdot P_2O_5 \cdot m H_2O$ Виданит Рейдингит Лидламмит Палаит Файрфильдит Фосфохилит
Частичное окисление Fe^{II} до Fe^{III}				Группа арравидита- варулита	Гюралит Стюартит Цинкродриджейт
Полное окисление Fe^{II} до Fe^{III}		Окис- корцалит *	Оксичильдерит	Аллоавит- лемнезит	Группа диафренита- родриджейта (земные минералы) (диафренит, родриджейт- франделит, лаубманнит) Оксицеренит Пандезит Крыжановскит
Окисление Mn^{II} до Mn^{III}					Группа диафренита- родриджейта (бурые минералы) Бераунит Сальмансит Манганшитренгит- фосфосидерит Гетелазит- пурпурит Манганно- никкит
Вынос Mn					Водные фосфатные гели типа (Fe, Mn, Al_2O_3 и P_2O_5 и H_2O) Водные фосфаты железа + окислы и гидроксиды марганца (дальваксит, коксен, конкинит и др.) + пирролизит, вав, манганит
Гидролиз фосфатов Fe^{III} и образование фосфатов Ca	Водные фос- фаты Al и валлиты		Гидроокислы Fe + фосфаты Al + окислы Mn		Гидроокислы железа + валлит + окислы и гидроксиды марганца

* Минерал до настоящего времени в природе не известен, но образование вероятно

или просто фосфатов, пересекаемых трещинами. Эти циркулирующие вдоль трещин сульфаты алюминия, попадая во вмещающие породы, богатые MgO , дают начало магниевым квасцам — минералу пиккерингиту.

В пегматитах, содержащих в большом количестве триплит в ассоциации с сульфидами (как, например, в пегматитах Баварии, Моравии и других районов), образующаяся при окислении серная кислота растворяет триплит с выделением плавиковой кислоты, которая, в случае наличия здесь же кальция, дает начало вторичному флюориту или вторичному апатиту. Образование мелких кристаллов вторичного флюорита среди продуктов изменения триплита отмечается в пегматитах Пунау (в Богемии), появление же позднего апатита, замещающего триплит, — явление обычное и описано Л. М. Лебедевым¹ для западного Забайкалья и А. С. Поваренных — для Южного Казахстана (1950).

В тех случаях, когда кальций в растворах отсутствовал, образовывались фториды алюминия, содержащие иногда фосфор. Таков минерал крейцбергит, описанный первоначально как фосфат алюминия и оказавшийся фторидом алюминия типа флюэллита.

Процессы изменения всех первичных фосфатов показаны в табл. 2.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов Ю. П. Фосфаты. Новые находки. Тр. Ломоносов. инст., вып. VII, 1936.
- Беус А. А. Магнийфилит и манганоконингит — новые минералы из пегматитов Туркестанского хребта. Докл. АН СССР, т. LXXIII, № 6, 1950.
- Беус А. А. Новые фосфаты из пегматитов Туркестанского хребта. Тр. Минер. музея, вып. 3, 1951.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. и Мясников В. С. Об изоморфных замещениях в группе гумита — клиногумита. Докл. АН СССР, т. LXXI, № 1, 1950.
- Гинзбург А. И. (1) Монтебразит и процессы его изменения. Там же, вып. 2, 1950.
- Гинзбург А. И. (2) О сиклерите. Там же.
- Гинзбург А. И. (3) Вилатейт — марганцовистый фосфосидерит. Там же.
- Гинзбург А. И. (4) Ландезит. Там же.
- Гинзбург А. И. (5) Крыжановскит — новый минерал из группы фосфатов. Докл. АН СССР, т. LXXII, № 4, 1950.
- Гинзбург А. И. (1) Трифилин из пегматитов Калбинского хребта и процессы его изменения. Тр. Минер. музея, вып. 3, 1951.
- Гинзбург А. И. (2) Чильдренит. Там же.
- Гинзбург А. И. и Воронкова Н. В. Оксичильдренит — новый минерал из группы водных фосфатов железа, марганца и алюминия. Докл. АН СССР, т. LXXI, № 1, 1950.
- Гинзбург А. И., Круглова Н. А. и Молева В. А. Магнийтриплит — новый минерал из группы триплита. Докл. АН СССР, т. LXXVII, № 1, 1951.
- Калинин П. В. Пицит из сиенитовых пегматитов Ильменских гор. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. LXXIV, вып. 4, 1945.
- Поваренных А. С. Триплит и апатит в гидротермальных жилах Южного Казахстана. Зап. Всес. минер. общ., ч. LXXIX, вып. 3, 1950.
- Устиев Е. К. Гебронит — минерал из группы амблигонита с р. Яны. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. LXXIV, вып. 2, 1945.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
- Шадлуи Т. Н. и Нестерова Ю. С. Фосфоскородит. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. LXXVI, № 3, 1947.
- Bergman H. a. Gonyer F. Pegmatite minerals of Poland, Maine. Amer. Mineral., v. 15, 1930.
- Brush G. a. Dana E. On the mineral locality in Fairfield County Connecticut. Amer. Journ. Sci., v. 17, p. 359, 1879.

¹ См. статью в этом сборнике: Л. М. Лебедев. Триплит из Забайкалья и процессы его изменения.

- Chapman C. A. Large magnesia-rich triphylite crystals in pegmatite Amer. Min., v. 28, № 2, 1943.
- Eriksson T. Triphylin och arrojadit från Norro muskovitpegmatit. Arkiv. f. Kemi, Mineralogi och Geologi, Bd. 23, A. N 8, 1948.
- Fron del C. (1). The dufrénite problem. Amer. Min., v. 34, N 7-8, 1949.
- Fron del C. (2) Wolfeite, xanthoxenite and whitlockite from the Palermo Mine, New Hampshire. Amer. Min., v. 34, N 9-10, 1949.
- Guimaraes D. Arrojadite, um novo mineral do grupo da wagnerita. Amer. Min., v. 12, p. 355, 1927 (Abstracts).
- Head den W. A new phosphate from the Black Hills of South Dakota. Amer. Journ. Sci., v. 41, p. 415, 1891.
- Heinrich E. W. Mineralogy of triphylite. Amer. Min., v. 36, N 3-4, 1951.
- Hurlbut C. Childrenite — eosphorite series. Amer. Min., v. 35, N 9-10, 1950.
- Lacroix A. Mineralogie de la France, v. 4, № 2, Paris, 1910.
- Landes K. The paragenesis of the granite pegmatites of central Maine. Amer. Min., v. 10, p. 355, 1925.
- Laubmann H. u. Steinmetz H. Phoaphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. Zeitschr. Kryst., Bd. 55, S. 523, 1920.
- Lindberg M. L. Frondelite and the frondelite-rockbridgeite series. Amer. Min., v. 34, N 7-8, 1949.
- Lindberg M. L. (1) Arrojadite, hühnerkobelite and grafftonite. Amer. Min., v. 35, N 1-2, 1950.
- Lindberg M. L. (2) a. Frondel C. Zincian rockbridgeite. Amer. Min., v. 35, N 11-12, 1950.
- Mason B. Some iron-manganese phosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Varutrask. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 63, H. 2, 1941.
- Mason B. Some iron-manganese phosphate minerals from the pegmatite at Hühnerkobel in Bavaria. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 64, H. 3, 1942.
- Müllbauer F. Die Phosphatpegmatite von Hagendorf in Bayern. Zeitschr. Krist. Bd. 61, S. 318, 1925.
- Pecora W. a. Fahy J. The Corrego Frio pegmatite, Minas Gerais scorzalite and souzalite, two new phosphate minerals. Amer. Min., v. 34, N 1-2, 1949.
- Pehrman G. Über Phosphate aus dem Pegmatite von Lemnäs. Acta Acad. Aboensis, v. 12, N 6, 1939.
- Penfield S. On grafftonite, a new mineral from Grafton, New Hampshire and its intergrowth with triphylite. Amer. Mineral. Sci., v. 1, p. 20, 1900.
- Pough F. a. Henderson E. Brazilianite, a new phosphate mineral. Amer. Min., v. 30, p. 572, 1945.
- Quensel P. The lithium-manganese phosphates. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 59, S. 77, 1937.
- Schaller W. New manganese phosphate from the gem tourmaline field of Southern California. Journ. Washington Acad. Sci., v. 2, p. 143, 1912.
- Scholz A. Untersuchungen über Mineralführung und Mineralgenese der bayerischen Pegmatite. Bericht des Naturwissenschaftl. Ver. zu Regensburg, Bd. XVII, 1924.
- Slavik F. Neue Phosphate von Greifenstein bei Ehrenfriedersdorf. Bull. internat. de l'Academ. des Scien. de Bohême, 1914.

Ив. Ф. ГРИГОРЬЕВ и Е. И. ДОЛОМАНОВА

СТАННИН И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

В пределах СССР станнин обнаружен в Карелии, на Кавказе, в Забайкалье, на северо-востоке Сибири, в Приморском крае — преимущественно в полиметаллических и оловорудных месторождениях и редко в месторождениях другого типа (Бетехтин, 1940). Во всех месторождениях станнин встречается либо в мельчайших вкрапленниках, обнаруживаемых только под микроскопом, либо в виде небольших выделений в тесной ассоциации с другими сульфидами.

Во всех случаях станнин представляет собой гидротермальный минерал и ассоциирует главным образом с такими сульфидами, как халькопирит и сфалерит; реже встречается с галенитом, висмутином, арсенопиритом. Помимо жил, станнин в очень малых количествах присутствует и в околожильных метасоматически измененных глинистых сланцах, алевролитах, песчаниках и других породах. В последнем случае станнин значительно уступает арсенопириту по количеству, тогда как в жилах некоторых месторождений иногда преобладает над всеми другими сульфидами.

Формы выделений станнина обычно неправильные, достигающие нескольких сантиметров в поперечнике. Кристаллы станнина были обнаружены только в пустотах кварца вместе с арсенопиритом, халькопиритом и флюоритом или без них; размер этих кристаллов колеблется от 2 мм до 5 см. Мелкие кристаллы нарастают друг на друга без видимой закономерности. По форме они представляют собой комбинацию двух тетрагональных тетраэдров (111), $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ и пинакоида (001) (рис. 1). На гранях крупных кристаллов станнина заметна ребристость (рис. 2 и 3). Кристаллы станнина — чрезвычайная редкость.

Рентгено-структурный анализ (табл. 1) станнина из разных месторождений (I и II) показал некоторое отличие в их структуре. Наиболее типичен станнин II (табл. 2); наблюдаемые отличия могут быть обусловлены присутствием значительного количества цинка в станнине I.

С поверхности кристаллы станнина покрыты «рубашкой» вторичных минералов, толщиной до 1 мм. Эта каемка ближе к станнину состоит из оливково-зеленого минерала (гидростанита), а дальше от него, снаружи, — из темнокжелтого (гидроферсманита).

Станнин обычно встречается в парагенезисе с другими сульфидами, характерными для оловорудных месторождений касситерито-кварцевой формации, реже — с кварцем второй генерации в виде прожилок в кварце первой генерации. Станнин заполняет трещинки в амазоните и желтом

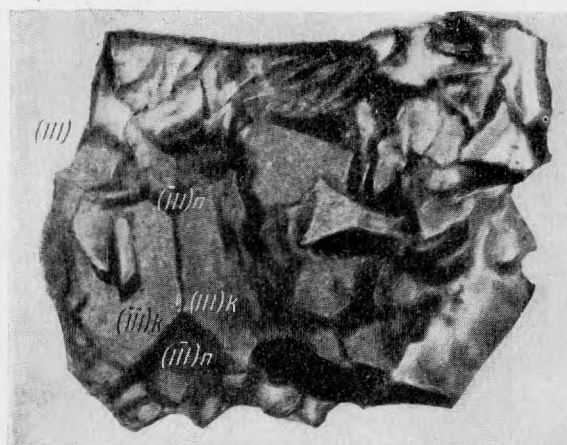
Рис. 1. Друза кристаллов станнина. $\times 30$.

Таблица 1

Результаты рентгено-структурного анализа станнина

I		II*		Эталон, по данным Вальда	
I	d	I	d	I	d
Оч. слабая	4,311				
Оч. слабая	3,912				
Оч. слабая	3,412				
Оч. сильная	3,110				
Слабая	2,696				
Слабая двойная	2,413				
	2,375				
Слабая	2,107				
Оч. слабая	2,051				
Оч. сильная	1,909				
Слабая	1,803				
Оч. сильная	1,632				
Слабая	1,560				
Оч. слабая	1,495				
Оч. слабая	1,451				
Оч. слабая	1,388				
Средняя	1,358				
Оч. слабая	1,310				
Сильная	1,246				
Слабая	1,216				
Оч. слабая	1,152				
Оч. сильная	1,107				
Сильная	1,045				
		Слабая	3,432		
		Оч. сильная	3,118	10	3,12
		Слабая	2,690	6	2,71
		Слабая	2,423		
		Слабая	2,107	2	2,14
		Оч. сильная	1,915	10	1,911
		Оч. слабая	1,803		
		Сильная двойная {	1,652	10	1,634
			1,632		
		Слабая	1,564	2	1,562
		Слабая	1,361	4	1,358
		Слабая	1,348		
		Средняя	1,245	8	1,240
		Сильная двойная {	1,111	8	1,107
			1,105		
		Средняя	1,045	6	1,043

* Станнин II отличается от станнина I некоторыми сведенными линиями сильной интенсивности.



Рис. 2. Кристаллы станнина (St) и кварца (Q) первой генерации.

Нат. велич. (вид сбоку).

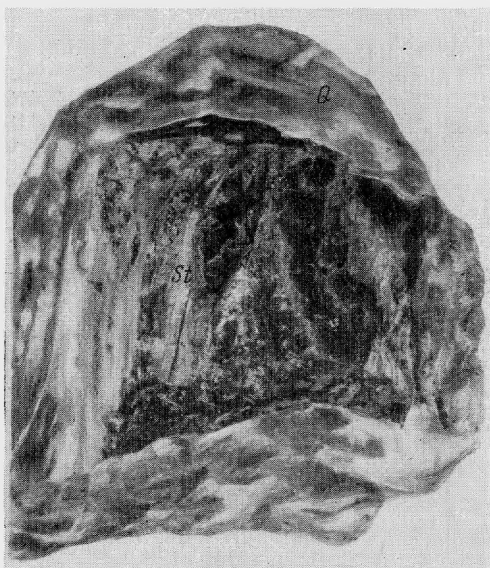


Рис. 3. То же, что и рис. 2 (вид сверху).

микроклине, топазе, циннвальдите и других минералах; цементирует обломки кварца первой генерации.

Из всех сульфидов станнин особенно тесно связан с халькопиритом; часть его образуется в виде реакционной каймы на границе халькопирита и касситерита (рис. 4 и 5). В станнине некоторых месторождений можно наблюдать реликты касситерита (рис. 6).

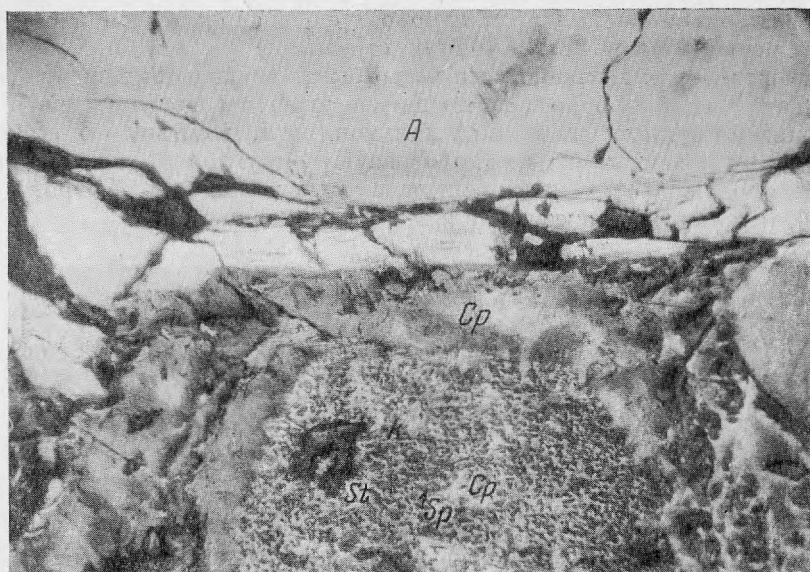


Рис. 4. Структура замещения касситерита (*K*) халькопиритом (*Cp*), сфалеритом (*Sp*) и станнином (*St*); *A* — арсенопирит. $\times 150$. Аншлиф.

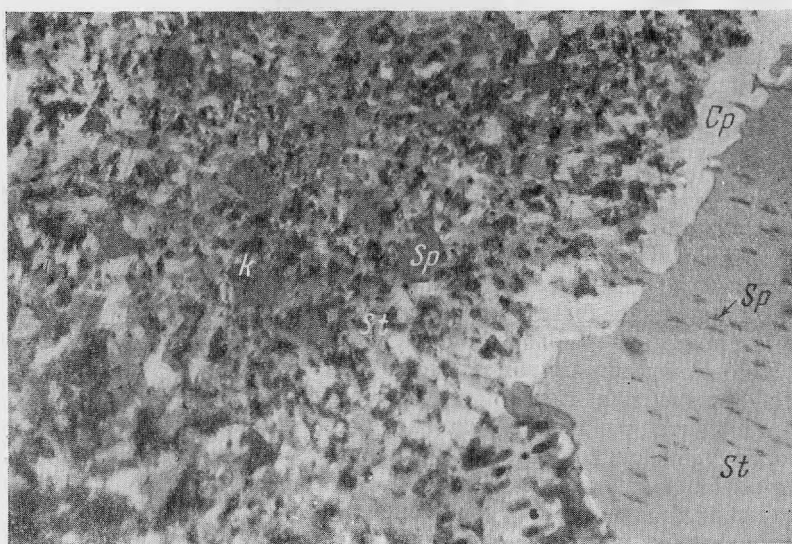


Рис. 5. Деталь рис. 4. $\times 325$.

Несколько реже станнин наблюдается на границе сфалерита и касситерита. Сфалерит и халькопирит закономерно располагаются в станнине, образуя решетчатую и эмульсионную структуры распада, причем эмульсионные выделения халькопирита часто бывают более тонкие, чем сфалерита. Такие закономерно срастающиеся агрегаты встречаются в виде включений в крупных выделениях халькопирита. Помимо того, сфалерит, халькопирит и висмутин нередко образуют округлой формы включения в станнине размером не более десятых и сотых долей миллиметра. В свою очередь, и станнин присутствует в виде включений в них.



Рис. 6. Реликты касситерита (*K*) в станнине (*St*); *Mu* — мусковит, *Q* — кварц. $\times 20$, без анализатора.

Станнин просечен тонкими прожилками халькопирита и окаймлен ими. Значительно реже висмутин окаймляет и сечет станнин или станнин образует в нем эмульсионную вкрапленность. Очень редко можно наблюдать пересечение станнина мелкокристаллическим пиритом и галенитом. Выделения станнина бывают покрыты тончайшими пленками вторичных по нему минералов — ковеллина и гейландита. Трещинки в станнине иногда заполнены кальцитом и гейландитом.

После выщелачивания окисленных выделений станнина в кварце остаются пустоты, имеющие местами негативную форму тетраэдра.

В пострудных тектонических нарушениях станнин раздроблен, перетерт и превращен в черную сажистую массу. В этих местах процессы окисления станнина идут быстрее и интенсивнее.

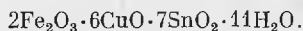
Из литературы известны только два исследования продуктов окисления станнина:

1. В 1893 г. Хиден (Headen, 1893) исследовал кусок руды из месторождения Пирлесс-Майн, заключающей в центральной части неизменный станнин, к поверхности постепенно изменяющийся и в конце концов дающий, по описанию автора, желто-бурую двуокись олова. Промежуточная часть занята зеленым веществом, однородным, по впечатлению автора, представляющим собой землистую двуокись олова. Это зеленое

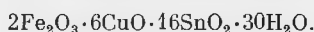
вещество растворимо в соляной кислоте. Анализ его показал следующий состав (в % к высушенной при 100° пробе):

SnO ₂	— 46,01	} 84,65% (растворимые в HCl)
CuO	— 18,02	
Fe ₂ O ₃	— 11,85	
ZnO, CdO	— 0,57	
SO ₃	— следы	
Sb ₂ O ₃	— следы	} 14,82 (нерастворимые в HCl)
Потери при прок.	— 8,20	
SnO ₂ (со сл. Fe)	— 12,96	
Пустые породы	— 1,86	
Сумма	99,47	

Приводя растворимую часть к 100 и пересчитав на молекулярные отношения, автор получает формулу:



На основании анализа другого образца из месторождения Этта-Майн получена формула:



Последний анализ валовой и отнесен к невысушенной пробе, поэтому содержание SnO₂ и воды будет иное, а отношение Fe : Cu одинаковое. Хиден считает, что исследованный материал представляет собой гидратные соединения олова типа станнатов.

2. Ю. Н. Книпович (1946) исследовала пробу, доставленную ей Р. Д. Квятковским, и охарактеризовала ее как лимонитовый материал с редкими обломками жильного кварца. Касситерит повидимому, в коллоидной форме.

Таким образом, исследованная проба содержала, помимо вторичных минералов по станнину, и другие минералы. Среди них были сульфиды и вторичные по ним минералы. Ю. Н. Книпович поставила себе цель выяснить, в какой форме находится олово. В результате она пришла к выводу, что высокая растворимость олова в разбавленных кислотах, в особенности же его взаимодействие с серной кислотой, не только исключает возможность нахождения олова в виде касситерита, хотя бы и в тонкодисперсной форме, но и указывает на присутствие значительной части олова не в виде безводной двуокиси и даже не в виде метаоловянной кислоты, а в виде гидратов.

Нам удалось отобрать в чистом виде и проанализировать три вторичных минерала по станнину. Исходя из их химического состава, мы предлагаем для них следующие названия: для оливково-зеленого — гидростаннит, для темножелтого — гидроферсита, для светло-желтого — гидрофералсит (табл. 2) ¹.

¹ На основании химического состава, дебаграмм и минералогического описания следует считать, что все три вторичных минерала образуют коллоидные смеси — стадийные продукты разрушения и окисления станнина. Выделение их в минеральные виды с введением самостоятельных названий нельзя признать целесообразным (прим. ред.).

Результаты химического анализа станина

	№ образца			
	I		II	
	Станнин			
	вес. %	молекулярное количество	вес. %	молекулярное количество
Sn	28,48	0,240	25,35	0,213
Cu	26,32	0,414	28,27	0,444
Fe	7,30	0,130	11,83	0,211
S	27,84	0,868	29,91	0,933
Zn	7,22	0,110	4,22	0,64
Cd	0,17	0,001	—	—
Mn	0,06	—	—	—
Co	Следы	—	—	—
SiO ₂	0,14	0,002	0,29	0,004
TiO ₂	0,05	—	—	—
MgO	0,03	0,0007	Не обн.	—
CaO	Не обн.	—	0,05	0,0009
Al ₂ O ₃	Не обн.	—	Не обн.	—
Сумма	97,61	—	99,92	—
Уд. вес	4,58	—	4,53	—
Нерастворимый остаток; содержание SnO ₂ в нем около 3%	5,4—5,8	—	—	—
Аналитик Ю. Н. Книпович			М. Степан	

Таблица 2

и вторичных минералов по нему

Окислы	№ образца						Формулы
	II		I		II		
	гидростанит		гидроферсис- станит		гидроферрал- сит		
	вес. %	молеку- лярное количе- ство	вес. %	молеку- лярное количе- ство	вес. %	молеку- лярное количе- ство	
SnO ₂	35,53	0,235	40,92	0,271	Не обн.	—	Станнин I: Cu ₂ (Fe, Zn) Sn S ₄ Станнин II: Cu ₂ FeSnS ₄
CuO	8,59	0,107	0,04	0,0005	Нет	—	
Fe ₂ O ₃	15,89	0,100	16,75	0,104	13,43	0,084	Гидростанит: Fe ₂ O ₃ ·CuO·2SnO ₂ ·0,71 SiO ₂ ·0,27Al ₂ O ₃ ·nH ₂ O
SO ₃	8,11	0,101	—	—	Не обн.	—	
S	—	—	0,25	0,007	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	
Mn	0,00	—	0,02	—	0,00	—	
—	—	—	—	—	—	—	Гидроферсисстанит: Fe ₂ O ₃ ·2,6SnO ₂ ·2,8SiO ₂ · ·0,63Al ₂ O ₃ ·5H ₂ O Гидроферралсит: 0,15Fe ₂ O ₃ ·1,7SiO ₂ · ·Al ₂ O ₃ ·2,8H ₂ O
SiO ₂	4,28	0,071	17,65	0,293	29,64	0,493	
TiO ₂	0,00	—	0,01	—	0,00	—	
MgO	0,00	—	0,99	0,025	0,00	—	
CaO	0,65	0,011	1,05	0,019	0,38	0,007	
Al ₂ O ₃	2,75	0,027	6,62	0,065	29,45	0,288	
As ₂ O ₅	3,56	0,015	—	—	9,78	0,042	
P ₂ O ₅	0,35	0,002	—	—	0,00	—	
+ H ₂ O	20,52	—	9,82	0,545	15,40	0,855	
— H ₂ O			5,83	—	0,63	—	
Потери при прок.	—	—	—	—	2,18	—	(остальное Fe идет на скородит)
Сумма	100,23	—	99,95	—	100,89	—	
Уд. вес	3,75- Л. Куз- нецова	—	3,29 Ю. Н. Книпо- вич	—	4,25 н. Куз- Л. ецова	—	

Описание этих минералов дается ниже. Последний минерал по своему составу близко напоминает ферригаллуазит, но отличается от него рентгено-структурными данными.

Процесс окисления станнина происходит следующим образом. Сначала поверхность станнина становится матовой, затем покрывается темной, тонкой, иногда призрающей пленкой, которая по мере разрушения станнина утолщается, становится рыхлой и мажет руки, т. е. происходит механическое разрушение станнина с поверхности. Постепенно эта порошковая масса светлеет, превращается в серую, а затем оливково-зеленую тонкую пленку. Этот мягкий минерал, названный нами гидростанитом, обладает жирным восковым или матовым блеском.

Под микроскопом гидростанит представляет собой слабо поляризующий тонкозернистый агрегат с едва заметным двупреломлением, окрашенный в желтовато-зеленый или грязно-зеленый цвет. Показатель преломления 1,674. При образовании этого минерала из станнина частично выносятся медь и сера, происходит обогащение оловом и железом. Привносятся силиций, алюминий, кальций и вода (табл. 2 и 3). Дальнейший процесс окисления приводит к образованию темножелтого минерала — гидроферсistanита, который в достаточном для анализа количестве был встречен только на одном месторождении. Он порошковатый или плотный, мягкий, имеет матовый блеск. Изредка встречаются зональные агрегаты его, причем отдельные зоны отличаются интенсивностью желтой окраски. В таких агрегатах сохраняются участки гидростанита. Показатель преломления гидроферсistanита колеблется от 1,752 (у изотропного) до 1,774 (у слабо анизотропного).

При образовании гидроферсistanита еще больше увеличивается относительное содержание олова. Немного увеличивается содержание железа по сравнению с гидростанитом, резко понижается количество меди и серы. По мере окисления силиций, алюминий и вода начинают играть все большую роль в составе вторичных минералов по станнину. Содержание же кальция и магния колеблется и, очевидно, не играет большой роли в составе вторичных минералов. Изучение большого количества разнообразных минералов из месторождений, залегающих в различных породах, показало, что содержание кальция и магния в минералах находится в тесной связи с составом вмещающих пород, из которых эти элементы заимствуются как в гипогенную, так и в гипергенную стадии минералообразования.

Крайней степенью изменения является светложелтый минерал — гидрофералсит, порошковатый, с матовым блеском, мягкий. Из него нацело вынесены медь, олово, сера (табл. 2), и он представляет собой водный алюмосиликат железа; по своему составу ближе подходит к ферригаллуазиту, но отличается от последнего рентгено-структурными данными. Под микроскопом он тонковолокнистый, слабо анизотропный, показатель преломления 1,765.

Обнаруженный химическим анализом мышьяк относится к скородиту, от которого не удалось избавиться при отборе, поскольку он образует механическую тонкодисперсную смесь с гидрофералситом.

По внешнему виду оба последних минерала напоминают некоторые разновидности гидроокислов железа. Рентгено-структурное изучение гидростанита показало едва намечающиеся размытые потемнения на дебаграмме. В гидроферсistanите и гидрофералсите в том же месте намечаются две очень слабые и сильно размытые линии, расположенные на одних и тех же местах у обоих минералов. Указанные линии соответствуют межплоскостным расстояниям: $d = 2,579 \text{ \AA}$ и $d = 1,755 \text{ \AA}$.

При окислении станнина разлагаются и включенные в него другие сульфиды (сфалерит, висмутин, галенит, арсенопирит и др.), и, как это видно из табл. 2 и 3, также постепенно выносятся слагающие их элементы и примеси в них.

Указанное в литературе (Смирнов, 1936; Бетехтин, 1940; Ahlfeld, 1930) замещение станнина касситеритом в зоне окисления нами не наблюдалось, так же как и образование касситерита или деревянистого олова за счет разложения станнина.

Для более полного освещения состояния вопроса о процессе окисления станнина в зоне выветривания и продуктах, при этом образующихся, мы считаем необходимым привести следующие данные, опубликованные в литературе.

В природных условиях в зоне окисления, судя по нашим данным и материалам других исследователей, станнин довольно быстро окисляется. По данным Альфельда (Ahlfeld, 1930, 1937), в боливийских месторождениях станнин окисляется значительно быстрее, нежели пирит, и медленнее, чем цирротин. По наблюдениям С. С. Смирнова, станнин по скорости окисления может быть поставлен в одном ряду с халькопиритом.

Наши наблюдения вполне согласуются с данными указанных авторов. Станнин по степени окисляемости принадлежит к так называемой «средней группе минералов», окисляясь примерно с такой же скоростью, как халькопирит.

Опубликованные довольно скудные материалы о вторичных продуктах, которые возникают при разложении станнина в зоне окисления, оказались довольно противоречивыми и во многом гипотетическими, а в некоторых случаях неверными.

Так, Альфельд в 1930—1937 гг. (там же) следующим образом сформулировал свои соображения относительно хода разложения станнина в зоне окисления: в результате окисления станнина возникают черный ковеллин и касситерит. Ковеллин в дальнейшем дает начало сульфату меди и выпелачивается. На месте же станнина остается пористый порошковатый касситерит (недеревянистое олово). Нисходящих оловосодержащих растворов при этом не образуется. Все олово станнина фиксируется на месте в виде супергенного касситерита,

Этому выводу противоречат данные Грина (Green, 1926), который в трех анализах рудничных вод Ллаллагуа (Боливия) обнаружил значительные содержания олова: 180,9; 145,8 и 19,4 мг/л. Эти данные свидетельствуют о том, что часть олова при разложении станнина уносится рудничными водами из зоны окисления в нижние горизонты месторождения.

Если принять во внимание еще и то, что касситерит практически не растворим в зоне окисления, то надо считать, что олово, обнаруженное в водах Ллаллагуа, относится к сернистым соединениям олова.

Наши исследования не подтверждают и наличия супергенного касситерита в конечных продуктах окисления станнина.

В 1936 г. С. С. Смирнов (1936) изображал процесс окисления станнина в виде следующей схемы, правда, оговаривая, что он это делает на основании гипотетических предположений:



При этом С. С. Смирнов предполагал, что образующаяся при окислении метаоловянная кислота дает коллоидный раствор, быстро коагулирующийся электролитами, и что гель H_2SnO_3 при последующей дегидратации дает супергенный касситерит. Этот автор предполагал также, что в результате окисления станнина возникают те или иные кислородные соединения меди

Результаты спектрального анализа стан
(анализы произведены в лаборатории Института геологических

Название материала	№ о б	
	II	I
	станнин	
Оч. сильные линии	Fe, Sn, Cu	Sn, Cu
Сильные линии	Zn	Fe, Zn, Si
Линии выше среднего	Ag	Cd, Mn
Средние линии	Si, As, Pb, Bi, Mn	Ag, Co, Nb, Ti
Слабые линии	—	Pb, Sc, Al
Оч. слабые линии	Mg	—
Следы линий	Ca	Mn
Ничт. следы линий	—	—

и железа, частью фиксирующиеся на месте, частью выщелачиваемые. В работах С. С. Смирнова и Альфельда не было никаких указаний на возможность образования других вторичных продуктов, кроме супергенного касситерита.

В дальнейшем С. С. Смирнов, после ознакомления с данными Хидена (Headen 1893) и Ю. Н. Книпович (1946), высказывал иную точку зрения по вопросу окисления станнина и считал результаты этих авторов более вероятными. С. С. Смирнов проявлял большой интерес к нашим более полным материалам, поскольку последние могут внести, по его словам, серьезные коррективы в те гипотетические предположения о процессе окисления станнина, которые лежали в основе выводов его и других авторов.

Исследования Хидена (Headen, 1893) еще в 1893 г., как мы видели выше, показали, что станнин из Пирлесс-Майн и Этта-Майн вначале переходит в медно-зеленый до зеленовато-черного цвета продукт, затем в продукт грязно-зеленого до коричнево-желтого цвета, и все это рассекается серией многочисленных тончайших просечек, внутренние части которых сложены землистым веществом белого цвета, представляющим, по Хидену, слегка загрязненную двуокись олова.

Из этого описания можно делать вывод, что в месторождениях Пирлесс-Майн и Этта-Майн станнин, вероятно, в первую очередь замещался агрегатом минералов зеленого цвета, которые в свою очередь, замещались порошковатым «супергенным» касситеритом.

Полученные Хиденом результаты анализов (приведены выше) хотя и относились к смеси вторичных минералов, но все же дают возможность сравнивать эти данные с нашими. Ценность данных Хидена заключается в том, что они вскрывают иной характер вторичных продуктов по станнину, а именно: эти продукты являются смесью станнатов (?) железа и меди. По своему составу они близки к нашему оливково-зеленому минералу — гидростаниту. Но вторичные минералы в чистом виде Хиденом не были выявлены, а также не были исследованы их оптические и физические свойства.

Исследования Ю. Н. Книпович (1946) окисленных руд полиметаллических месторождений показали, что олово в пробе заключается главным

Таблица 3

нина и вторичных минералов по нему

наук СССР проф. С. А. Боровиком и Л. Н. Индиченко)

р а з л а

II		I	I	II	
оливково-зеленый гидростанит			темножелтый гидроферрестанит	светложелтый гидрофералсит	
Cu, Fe As, Sn, Si Ca Ag, Al Pb, Bi, Mg Zn, Mn — —	Fe Sn, Cu As, Ag, Ca, Si — Bi, Al, Mg — — —	Sn Fe, Si Cu As Pb, Mg, Mn Zn, Ca, Al Ti Ag	Sn, Fe, Si Ca, Al, Mg — Cu As, Pb, Zn, Ni, Mn Ag Ti Zr	Fe Ca, Al, Si — As Cu — Mg Sn, Mn	Fe Sn, Cu, Si As, Pb, Ca, Al Ag Mg, Mn — — Bi

образом в соединениях типа гидратов. Станнин в этих месторождениях не был установлен, и наличие его предполагается только на основании гипотетических соображений.

Изложенным и исчерпываются немногочисленные данные об исследованиях процессов окисления станнина и вторичных продуктов, образующихся при его окислении.

В настоящее время, когда нам удалось обнаружить на некоторых оловорудных месторождениях вторичные минералы, образующиеся при окислении станнина и представляющие собой последовательно сменяющиеся стадии изменения этого минерала, можно внести серьезные изменения в прежние представления о процессе окисления станнина.

Мы уже указывали на то, что вначале по станнину развивается гидростанит (минерал оливково-зеленого цвета), затем по гидростаниту развивается гидроферрестанит (минерал темножелтого цвета), и наконец, крайней степенью изменения станнина является гидрофералсит (минерал светложелтого цвета). Никаких нерастворимых остатков, например в виде супергенного касситерита, не обнаружено.

Мы произвели два анализа станнина, за счет которого образуются вторичные минералы. С этими анализами мы и решили сопоставить результаты анализов вторичных минералов, приведенные в табл. 2.

Из этого сопоставления видно, что вся сера станнина выносится, видимо, в форме сульфатов и серной кислоты. Место ее занимает полностью кислород. Все олово остается на месте только в двух минералах — в гидростаните и гидроферрестаните, входя в их состав, но в гидрофералсите олова нет совсем. Железо в основном остается во всех трех минералах почти без изменения, но зато цинк (изоморфно замещающий железо в станнине) удаляется полностью. Одна треть меди остается только в гидростаните, а затем полностью выносится. Происходит большой привнос кислорода, воды, кремнезема и глинозема.

Такова картина окисления станнина, укладываемая в схему: станнин — гидростанит (гидроокисел железа, меди, олова, кремния и алюминия) — гидроферрестанит (гидроокисел железа, олова, кремния и алюминия без меди) — гидрофералсит (водный гидроокисел железа,

кремния и алюминия без олова и меди). Эта схема отличается от схемы Хидена, у которого последним, крайним членом изменения является супергенный касситерит.

В качестве общего заключения можно сделать следующий вывод. При окислении станнина некоторые металлы (медь, олово, цинк) выщелачиваются вплоть до полного выноса, и только железо остается на месте. Степень выноса этих металлов, а равным образом и характер минералов, при этом возникающих, зависят, вероятно, от физико-химических условий среды и других чисто местных условий. В одном случае, как это показал Хиден, образующиеся гидроокислы железа, меди и олова сравнительно неустойчивы и дают в конечном итоге начало супергенному касситериту. В других случаях (в условиях Забайкалья) олово в основной своей части в конце процесса легко извлекается из гидроокислов и уносится полностью, причем в условиях зоны окисления кварцево-полевошпатовых жил во вторичных минералах по станнину большое участие принимают такие элементы, как кремний и алюминий, являющиеся продуктами разрушения полевого шпата и других силикатов, т. е. элементы той среды, в условиях которой они формируются.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Станнин. Минералы СССР. Т. II, Изд-во АН СССР, 1940.
Книпович Ю. Н. О растворимости олова в природных условиях. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. LXXV, вып. 2, сер. 2, 1946.
Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
Ahlfeld F. Supergene cassiterite in tin veins. Econom. Geol., 15, № 5, 1930.
Ahlfeld F. Die Erzlagertstätten der tertiären Magmaprovinz der Bolivianischen Centralanden. N. Jb. Min. A. B. B. 65, H. 2 и 3, 1937.
Greene G. U. Solubility of tin minerals. Eng. a Ming. Tourn. Press. 122, № 1, 1926.
Headen W. P. Stannite and some of its alternation products from Black. Hills. S. D. Amer. Journ. Sci., 15, 1893.
-

Рис. 1. Типичное сечение (а) и форма кристаллов (б) триплита.

В одной из жил были найдены кристаллы триплита, которые располагались на поверхности небольшого ксенолита бостонита. Пространство между ними было выполнено мелкокристаллическим агрегатом сфалерита и минерала из группы блеклых руд, ближе не определявшегося.

Один из трех отпрепарированных кристаллов был измерен прикладным гониометром (рис. 1, б). Вследствие неравномерности граней точность измерений не превышала 1° . Результаты следующие:

Символы	φ	ρ
$(\bar{1}11)$	21°	$41^\circ 30'$
$(\bar{3}21)$	$50^\circ 30'$	68°
(230)	34°	90°

Углы между гранями:

$(230) \wedge (230) = 68^\circ$	$(230) \wedge (\bar{3}21) = 90^\circ$
$(230) \wedge (\bar{3}21) = 30^\circ$	$(\bar{1}11) \wedge (\bar{1}11) = 68^\circ$
$(230) \wedge (\bar{1}11) = 75^\circ$	$(230) \wedge (230) = 112^\circ$

Цвет триплита красновато-розовый, просвечивает в краях. Блеск на плоскостях спайности стеклянный, в изломе — жирный. Излом неровный. Спайность в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Твердость — 4,5—5. Удельный вес, определенный пикнометром, — 3,78—3,80. В проходящем свете бесцветен. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие: $N_g = 1,672 \pm 0,002$; $N_m = 1,658$; $N_p = 1,650 \pm 0,002$;

Таблица 1

Химический состав триплита

Компоненты	Вес., %
P_2O_5	32,42
SiO_2	0,87
TiO_2	Следы
Cl	0,00
F	8,97
MnO	57,79
FeO	0,03
MgO	1,53
CaO	3,50
Al_2O_3	0,09
Na, K, Li	0,00
H_2O^+	0,05
H_2O^-	0,27
Сумма	105,50
— O = F	3,78
	101,72
Нерастворимый в HCl остаток	0,62

Таблица 2

Результаты спектрального анализа триплита

Элементы	Интенсивность линий
P	Оч. сильные
Si	Выше средних
Mn	Сильные
Fe	Средние
Mg	Сильные
Ca	»
Al	»

$Ng - Np = 0,022$; $2V = +82$ (измерен при помощи федоровского столика).

Триплит легкоплавок, хорошо растворяется в кислотах; с H_2SO_4 дает реакцию на F, с бурой — на Mn, с молибденово-кислым аммонием — на P.

В катодных лучах и ультрафиолетовом свете не люминесцирует.

По химическому составу описываемый триплит относится к чистой марганцовистой разновидности. В табл. 1 приведен анализ триплита, заимствованный у Н. А. Смольянинова. Данные спектрального анализа, выполненного спектральной лабораторией Института геологических наук Академии Наук СССР, показали, что исследованный нами триплит по своему

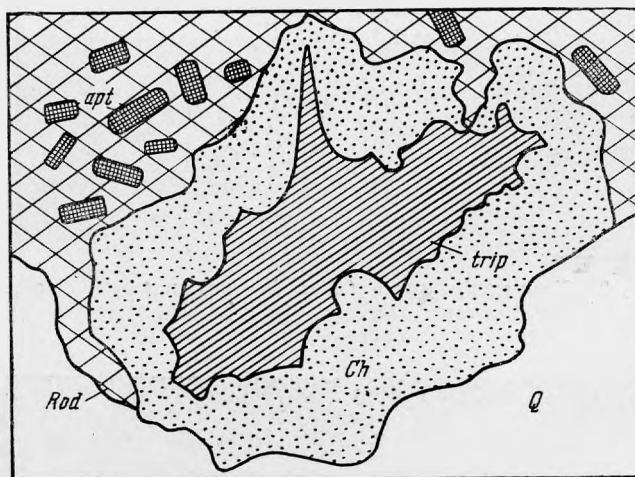


Рис. 2. Халцедоновидная (*Ch*) и родохрозит-апатитовая (*Rod*, *apt*) оторочки вокруг зерна триплита (*trip*); кварц — *Q*. $\times 1,5$.

химическому составу полностью идентичен триплиту, описанному Н. А. Смольяниновым (табл. 2).

В некоторых изученных нами жилах триплит был сильно изменен, причем совершенно отчетливо выявилась зависимость изменения триплита от наличия вблизи его выделений прожилок халькопирит-флюоритового состава и от степени интенсивности брекчирования жилы.

В зависимости от положения триплита в жиле наблюдаются три различные степени его изменения:

1. В участках жилы, не затронутых брекчированием и характеризующихся присутствием лишь небольшого числа халькопирит-флюоритовых прожилок, выделения триплита по периферии окружены плотными халцедоновидными оторочками серовато-желтого и светлобурого цвета. Ширина оторочек колеблется от нескольких миллиметров до 3—4 см. Иногда эти оторочки, в свою очередь, окаймляются крупнозернистым родохрозитом, в массе которого наблюдается большое количество довольно крупных кристаллов апатита (рис. 2).

Если же указанные прожилки пересекают выделения триплита, то халцедоновидные образования располагаются обычно по обеим сторонам прожилок. В данном случае эти новообразования приобретают некоторую зональность, выражающуюся в том, что на контакте с прожилкой и в непосредственной близости от нее они представлены плотным фарфоровидным агрегатом белого цвета, который по мере удаления от прожилки

постепенно переходит в халцедоновидный агрегат светлобурого цвета (рис. 3). Нужно отметить, что фарфоровидные образования в количественном отношении резко подчинены халцедоновидным.

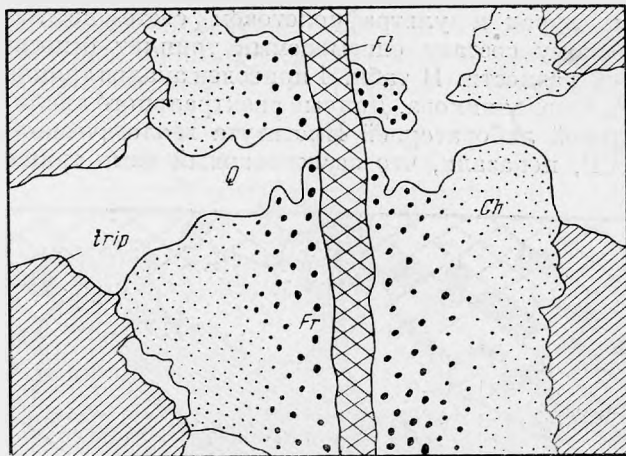


Рис. 3. Халцедоновидные (*ch*) и фарфоровидные (*Fr*) образования на контакте триплита (*trip*) с флюоритовой (*Fl*) прожилкой; кварц — *Q*. Нат. велич.

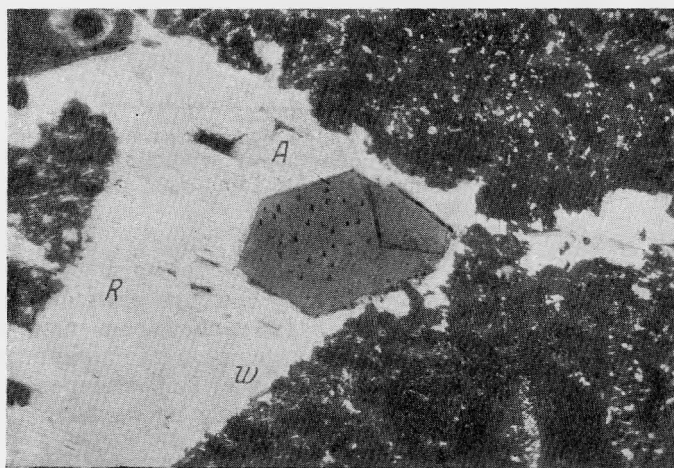


Рис. 4. Халцедоновидный агрегат. *A* — апатит, *R* — родохрозит, *W* — витлокит. $\times 60$, с анализатором

Макроскопически эти новообразования выглядят мономинеральными. Твердость их — от 4,5 до 5; в осколках просвечивают; излом раковистый. В катодных лучах и при нагревании интенсивно люминесцируют в зеленовато-желтых тонах. При прокаливании темнеют. Хорошо растворяются в соляной и азотной кислотах.

Под микроскопом обнаруживается, что указанные новообразования состоят из агрегата трех минералов (рис. 4).

Первый минерал изотропен. Он составляет основную массу агрегата. В проходящем свете светложелтый с буроватым оттенком. При

максимальном увеличении этот минерал обнаруживает слабую анизотропность. Средний показатель преломления, определенный иммерсионным методом, равен $1,628 \pm 0,002$.

Второй минерал представлен апатитом, который в виде хорошо образованных кристаллов и, реже, неправильной формы зерен неравномерно распределен в основной массе. Кристаллы таблитчатого габитуса, на них различимы грани призмы, бипирамиды и пинакоида. Одноосный, отрицательный, с прямым погасанием. Показатели преломления ($N_o = 1,634 \pm 0,002$; $N_e = 1,631 \pm 0,002$) соответствуют показателям нормального фторапатита. Во многих кристаллах апатита наблюдаются многочисленные однофазовые включения.

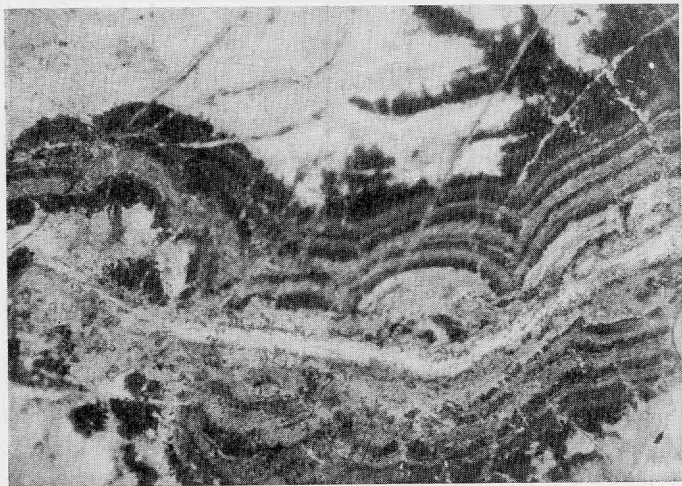


Рис. 5. Колломорфная структура халцедоновидного агрегата.
× 60, без анализатора

Третий минерал — родохрозит, выделяющийся в виде мелких зерен, равномерно распределенных в основной массе. Реже он наблюдается в виде крупных зерен, имеющих иногда ромбоэдрические очертания. Для этих зерен очень характерно отчетливое полисинтетическое двойникование.

Кроме этих трех минералов, в указанных агрегатах постоянно присутствует незначительная примесь мельчайших зерен кварца, довольно равномерно распределенных в основной массе.

Таким образом, под микроскопом не наблюдается различия в минералогическом составе халцедоновидного и фарфоровидного агрегатов, но совершенно отчетливо проявляется разница в отношении размеров вкрапленников апатита и родохрозита.

Так, для первого характерны небольшие кристаллы апатита и мельчайшая вкрапленность родохрозита, причем крупные кристаллы их наблюдаются как исключение. Второй, наоборот, характеризуется крупными размерами кристаллов обоих минералов и полным отсутствием мелкой вкрапленности родохрозита. Помимо этого в фарфоровидном агрегате присутствует более значительная примесь кварца.

В нескольких шлифах наблюдалась прекрасно выраженная колломорфная структура этих агрегатов (рис. 5).

В табл. 3 приведены химические анализы халцедоновидного и фарфоровидного агрегатов, произведенные в лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР аналитиком О. А. Алексеевой.

Таблица 3

Химические анализы халцедоновидного и фарфоровидного агрегатов

Компоненты	Халцедоновидный агрегат		Фарфоровидный агрегат	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	1,01	—	5,70	—
Al ₂ O ₃	—	—	0,42	—
Fe ₂ O ₃	0,41	—	—	—
FeO	0,34	5	0,28	3
CaO	48,80	864	49,85	889
MgO	0,45	4	0,12	3
MnO	4,97	70	2,20	32
P ₂ O ₅	40,80	287	39,20	276
CO ₂	3,40	70	1,40	32
F	1,98	104	2,00	105
H ₂ O ⁺	0,10	—	0,25	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—
Сумма	101,36		101,42	
— O = F	0,83		0,84	
	100,53		100,58	

Ввиду того, что из трех составляющих агрегат основных минералов два были определены как апатит и родохрозит, данные анализа были пересчитаны прежде всего на эти минералы. Молекулярные количества оставшихся излишков CaO и P₂O₅ относятся друг к другу как 3 : 1, что соответствует составу Ca₃P₂O₈.

Таким образом, можно предположить, что минерал, составляющий основную метакристаллическую массу агрегата, является колломорфной разновидностью витлокита.

Нельзя не подчеркнуть тождественности парагенетических ассоциаций витлокита из Нью-Гемпшира (США) и витлокита описанных выше агрегатов. Для витлокита из Нью-Гемпшира Фрондель указывает на тесную ассоциацию его с апатитом, родохрозитом, флюоритом и минералом группы цеолитов.

Выше указывалось, что халцедоновидные агрегаты опоясываются иногда оторочками крупнокристаллического родохрозита с заключенными в его массе кристаллами апатита. Распределение последнего в родохрозите неравномерное. Размеры кристаллов колеблются в широких пределах — от десятых долей миллиметра до 1 см. Габитус их таблитчатый и короткостолбчатый. Наблюдались следующие кристаллографические формы:

$$c(0001), a(10\bar{1}0), s(11\bar{2}1), x(10\bar{1}1), b(11\bar{2}0).$$

Наиболее развиты $c(0001)$ и $a(10\bar{1}0)$, остальные развиты очень слабо. Цвет апатита светлосерый с зеленоватым оттенком. Отчетливая спайность

по (0001). Удельный вес колеблется в пределах 3,21—3,23. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом: $N_o = 1,632 \pm 0,002$; $N_e = 1,630 \pm 0,002$. При нагревании люминесцирует в зеленовато-желтых, а в ультрафиолетовом свете — в розовато-желтых тонах.

Химический анализ (табл. 4) показывает, что описываемый апатит является типичным фторапатитом (аналитик О. А. Алексеева, Институт геологических наук Академии Наук СССР, 1950 г.)

Таблица 4

Химический анализ апатита

Компоненты	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	0,19	—
R ₂ O ₃	1,50	—
CaO	52,35	934
MgO	1,08	26
SrO	0,39	4
MnO	1,54	22
P ₂ O ₅	39,95	281
F	3,62	190
H ₂ O ±	—	—
Потери при прок. (CO ₂) . . .	0,98	22
Сумма	101,60	
— O = F	1,52	
	100,08	

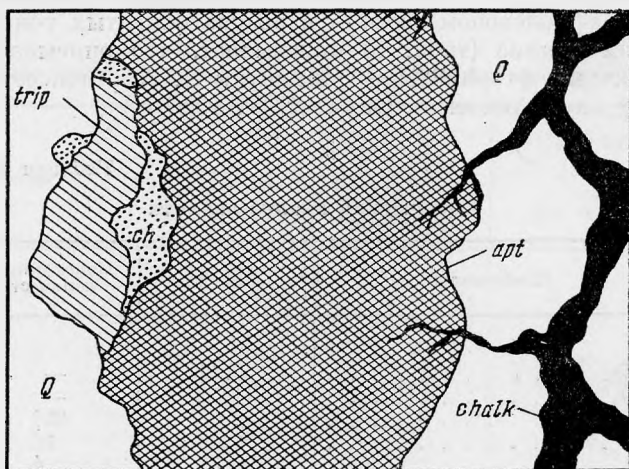
II. В участках жилы, затронутых брекчированием, характер изменения триплита несколько отличен от описанного выше. Нужно отметить, что явление брекчирования в данных участках жилы выражено еще слабо — степень дробления жильного кварца невелика, количество сульфидного цемента составляет не более 5—10% общей массы жильного тела.

Процесс изменения триплита в данном участке характеризуется наиболее полным развитием. Изменению подверглось подавляющее большинство зерен триплита. Минералогический состав реакционных оторочек остается прежним, но резко изменяются количественные соотношения составляющих их минералов. Здесь вокруг выделений триплита наблюдается широкая кайма вторичных образований, распадающаяся на две зоны.

Внутренняя зона, непосредственно примыкающая к триплиту, представлена халцедоновидным агрегатом, который по своему составу ничем не отличается от описанных выше агрегатов. Ширина этой зоны не превышает 2 см и часто снижается до 1—2 мм.

Внешняя зона представлена плотным агрегатом мелкозернистого зеленоватого апатита и светлофиолетового флюорита. Количество флюорита незначительно — он составляет не более 1% всей массы агрегата. Постоянной примесью является кварц. Кроме того, апатит пронизан иногда тонкими ветвящимися прожилочками халькопирита и галенита. Ширина этой зоны колеблется от 5 до 12 см (рис. 6). Под микроскопом этот агрегат представляет собой равномерно-зернистую массу апатита

с рассеянными в ней мелкими остроугольными зернышками кварца и редкими ксеноморфными зернами флюорита и родохрозита.



Фиг. 6. Халцедоновидная (*ch*) и апатитовая (*apt*) оторочки вокруг триплита (*trip*); *Q* — кварц, *chalk* — халькопирит.

III. В участках жилы, подвергшихся интенсивному брекчированию, триплит изменен более глубоко, нежели в описанных выше случаях. Об интенсивности брекчирования в данных участках можно судить по резкому дроблению жильного кварца, средний размер осколков которого не превышает здесь 1,5—2 см, и большому количеству сульфидного цемента.

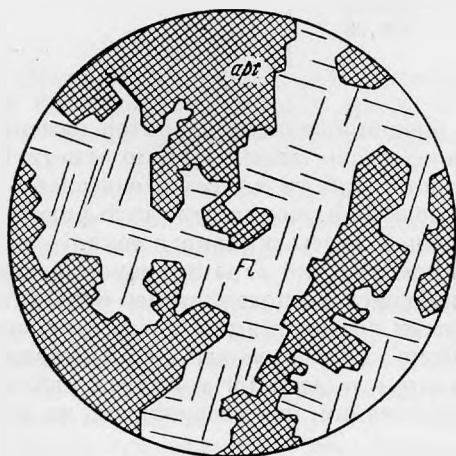


Рис. 7. Апатит-флюоритовый агрегат; *apt* — апатит, *fl* — флюорит.

агрегатов встречаются халцедоновидные образования в виде мелких (до 0,05 см) округлых выделений. В последних под микроскопом наблюдаются реликты триплита.

Таким образом, при воздействии растворов, обуславливающих сульфидную минерализацию рудных жил, триплит претерпевает изменения, закономерности которых можно свести к следующему:

Триплит в этих участках не встречается, но в большом количестве наблюдаются крупнозернистые агрегаты апатита и флюорита. Флюорит составляет около 40% всей массы агрегата, апатит — 55—60%. Иногда в состав этих агрегатов в незначительных количествах входит родохрозит. Под микроскопом апатит-флюоритовый агрегат представляет собой губчатую массу сросшихся скелетных кристаллов апатита, пространство между которыми выполнено флюоритом (рис. 7). Часто среди этих

1. В результате выноса из триплита марганца и привноса кальция образуются фосфаты Са. Освободившийся Мп входит в состав родохрозита.

2. При условии привноса фтора образуется нормальный фторапатит. Если же привноса фтора не происходит, то образуются своеобразные агрегаты, состоящие из безводного фосфата Са — витлокита, фторапатита и родохрозита. Это объясняется тем, что при изменении триплита освобождающийся фтор вследствие своей большой подвижности уходит из сферы реакции и лишь незначительная его часть идет на образование фторапатита.

3. Подвижностью фтора обуславливается зональность оторочек вторичных кальциевых фосфатов, где внешние, периферические зоны содержат значительно большее количество фтора, нежели внутренние, непосредственно примыкающие к триплиту зоны.

4. В связи с неравномерным брекчированием разных участков жилы, а вследствие этого и неравномерного распределения привносящихся компонентов, в частности фтора, образуются следующие отличные друг от друга минеральные ассоциации вторичных образований:

а) ассоциация, недосыщенная фтором, — реакционные оторочки представлены апатит-витлокитовым агрегатом; отношение $P_2O_5 : F > 3 : 1$;

б) ассоциация нормального насыщения фтором — реакционные оторочки представлены существенно апатитом; отношение $P_2O_5 : F = 3 : 1$;

в) ассоциация, пересыщенная фтором, — реакционные образования представлены апатит-флюоритовым агрегатом; отношение $P_2O_5 : F < 3 : 1$.

В заключение автор пользуется случаем выразить большую благодарность А. Н. Лабунцову за консультации по гониометрии и А. И. Гинзбургу за ценные советы и замечания по данной работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1937.
F r o n d e l C. Whitlockite: a new calcium phosphates, $Ca_3(PO_4)_2$. Amer. Min., v. 26, N 3, 1941.

Н. Г. СУМИН и Н. К. ЛАШЕВА

К ВОПРОСУ О ФОСФАТАХ МЕДИ ИЗ МЕДНОРУДЯНСКА
НА УРАЛЕ

Меднорудянское месторождение относится к числу достаточно широко известных в научной литературе. Вряд ли можно представить себе какое-либо минералогическое собрание без замечательных образцов малахита, куприта или многочисленных сульфатов, ванадатов и фосфатов меди из этого месторождения. Особенно большое количество минералов представлено фосфатами. Можно утверждать, что до сих пор не было обнаружено месторождения, более богатого фосфатными соединениями, чем Меднорудянское.

Р. Герман (1858), исследовавший медные фосфаты Меднорудянского месторождения, писал: «Нигде на свете нет таких больших масс этих руд (фосфорных соединений, — *Н. С.* и *Н. Л.*), как здесь». А. Е. Норденшильд (1857), изучавший это месторождение в течение многих месяцев, указывал не только на наличие крупных скоплений фосфатных соединений в нем, но и на большое разнообразие их. Он писал: «Нигде эти минералы не встречаются в таком изобилии и разнообразии, как в Нижнетагильских медных рудниках на Урале, где они составляют одну из главнейших и обильнейших медных руд».

Большинство известных в настоящее время фосфорных соединений меди было открыто и описано впервые в России именно из Меднорудянского месторождения. Помимо либетенита, элита и фосфорохальцита, были описаны новые минералы: тагилит и дигидрит. Из всех указанных выше фосфатов наиболее ярко выраженным минеральным видом является либетенит.

Этот минерал встречается в виде сравнительно крупных, хорошо образованных, короткопризматических кристаллов ромбического вида или сростков мелких кристаллов, образующих тонкие корочки темнозеленого цвета. Остальные фосфаты по внешним признакам и парагенетическим отношениям можно объединить под одним общим названием — группа элита или псевдомалахита, так как по структуре и внешнему виду они напоминают малахит. Эти минералы можно также разделить на две группы: натечные с волокнистой или шестоватой структурой и явно агрегационно-кристаллические образования.

Во всех этих разновидностях очень редко встречаются монокристаллы. Чаще всего они бывают в виде сплошной массы, корок с гроздевидной поверхностью или мелких сталактитовидных образований с характерной лучистой структурой в форме расходящихся пучков. Часто наблюдают-

ся плотные тонковолокнистые образования с полосчатой структурой и яркозеленой блестящей поверхностью. Так выглядят элит, фосфорохальцит, дигидрит и тагилит. Поэтому макроскопически отличить их друг от друга совершенно невозможно, тем более, что они часто переслаиваются и постепенно переходят один в другой.

Несмотря на многочисленные химические анализы этой группы, до сих пор не удалось еще получить удовлетворительные результаты в отношении точного установления химического состава той или другой разновидности. Однако до настоящего времени все эти разновидности продолжают отличать по разному содержанию воды.

Еще на первой стадии исследования фосфатов Меднорудянска появились две противоположные точки зрения. Р. Герман (1846), исследуя эти фосфаты, пошел по линии выделения из них отдельных разновидностей и установления новых минеральных видов, принимая за основу различное содержание в них воды, поскольку другие отличия установить было крайне трудно. Им был описан впервые для Меднорудянска (и России) фосфорохальцит и установлены новые минералы — тагилит и дигидрит.

А. Е. Норденшильд, исследуя те же самые фосфаты Меднорудянска спустя некоторое время после Р. Германа, пришел к совершенно другому выводу: все многообразие фосфорнокислых соединений меди, обнаруженных в Нижнетагильских рудниках, представлено двумя типами минералов — либетенитом и элитом; фосфорохальцит, дигидрит и тагилит представляют собой своеобразную кристаллическую разность элита. А. Е. Норденшильд тогда еще считал, что в большей своей части фосфаты представляют собой тонкую смесь с малахитом; так как воду обычно определяли как потерю при прокаливании, то содержание в фосфатах углекислоты приписывали содержанию воды. Хотя углекислота в фосфатах составляла не более 1%, однако соответственно небольшому весу воды она, несомненно, оказывала существенное влияние на получаемую формулу.

Возражая А. Е. Норденшильду, Р. Герман не мог привести убедительные доказательства своих выводов и ссылался на то, что А. Е. Норденшильд был менее счастлив и поэтому не мог найти все разновидности, которые удалось встретить ему.

Различные взгляды этих авторов, занимавшихся исследованиями фосфорнокислых соединений Меднорудянского месторождения, и малоубедительные доводы в пользу установленных минералов — тагилита, дигидрита и фосфорохальцита — наводят на мысль о необходимости ревизии этой группы минералов современными методами химического, термического и рентгено-структурного анализов на материалах и образцах, так широко представленных в Минералогическом музее Академии Наук СССР.

Некоторые из этих образцов оказались подлинниками исследований Р. Германа; они были получены от горного инженера Меднорудянского рудника И. А. Гамильтона, который в свое время предоставлял коллекцию собранных им минералов с рудника для исследования Р. Герману и впоследствии подарил их Музею Академии Наук.

Из этой коллекции тагилит оказался в Музее единственным образцом, который полностью соответствовал подлинному описанию Р. Германа. Все остальные музейные образцы тагилита, полученные от других исследователей, были обычными фосфатами меди, представляющими собой разновидности элита.

Чтобы не повторить подобной ошибки при ревизии этой группы минералов, мы обратились к подлинным описаниям минералов тагилита, дигидрита и фосфорохальцита, сделанным Р. Германом. Описания фосфатов

меди из Меднорудянского месторождения, которые обычно приводятся во всех минералогических справочниках, в большинстве случаев не соответствуют первичным подлинным описаниям авторов.

Тагилит, впервые описанный Р. Германом (1858), давшим минералу это название, был встречен в виде налетов, корочек на лимоните и губчатых поздраватых масс. Поверхность минерала неровная, шероховатая или землистая. Излом иногда вскрывает радиально-лучистую структуру, но чаще совершенно неровный и землистый. Цвет свежего минерала изумрудно-зеленый, при выветривании становится светлее. Тагилит при нажиме легко отделяется от минералов, которые он покрывает в виде корочек. Твердость его — 3. Удельный вес — 3,5. По внешнему виду его, как указывает Р. Герман, легко смешать с землистым малахитом, но от последнего он отличается отношением к соляной кислоте, в которой легко растворяется, без выделения углекислоты.

В минералогических справочниках тагилит описывается в виде почковидных, шаровидных агрегатов волокнистого строения с твердостью 3—4 и удельным весом 4,08. Эта характеристика, несомненно, больше соответствует элиту.

Дигидрит, по описанию Р. Германа, встречается обычно в кристаллической форме. Кристаллы развиты в виде ромбической призмы. Хорошие кристаллы этого минерала в Меднорудянке очень редки. Корочки дигидрита обычно покрывают бугорчатую массу фосфорохальцита, с которой они непосредственно не соприкасаются, а переслаиваются медной чернью, и легко от нее отделяются. Кристаллы темноизумрудного цвета с сильным стекляннным блеском, твердость — 4, удельный вес — 4,40.

Подобные образцы были обнаружены в большом количестве в коллекциях Музея под разными названиями. Они характеризуются своеобразным парагенезисом с черным сажистым минералом, который содержит также большое количество меди, кобальта и фосфора. Этот минерал еще не определен и находится в стадии исследования.

Фосфорохальцит, по Р. Герману, образует почковидные, гроздевидные, шаровидные, трубчатые, бугорчатые, пластинчатые и плотные массы. Иногда состоит из радиально-лучистых агрегатов, отчасти в виде изогнутых корочек. Поверхность блестящая. Излом занозистый, непрозрачный. Цвет на свежем изломе оливково-зеленый, переходящий в изумрудный с голубоватым оттенком. Снаружи и на старых изломах цвет темный. Твердость — 4—5; удельный вес — 4,0—4,4.

Эта характеристика фосфорохальцита полностью соответствует широко распространенному в Меднорудянке элиту.

Таким образом, указанные выше характеристики минералов — тагилита, дигидрита и фосфорохальцита включают, по сути говоря, все разнообразие встречающихся в Меднорудянском месторождении фосфатов, которые представлены в основном последними двумя разновидностями, часто переходящими друг в друга. Что касается тагилита, именно такого, который бы соответствовал описанию Р. Германа, то он был встречен только в одном образце.

По указанным выше характеристикам нам удалось отобрать в больших количествах только два последних минерала, которые были подвергнуты химическому и термическому анализам. Остальные фосфаты меди исследовались при помощи только спектрального, рентгено-структурного и тензиметрического анализов, требующих незначительного количества материала.

При сопоставлении результатов нами были получены данные, позволяющие установить, что разнообразные по внешнему виду медные фос-

формные соединения представляют собой не самостоятельные минеральные виды, а только лишь разновидности одного и того же минерала — элита.

Было произведено три химических анализа фосфатов с ярко выраженным внешним различным кристаллическим и агрегатным состоянием и встречающихся в сравнительно существенных количествах.

Первая разновидность — элит (а), представляющий собой натежное образование с плотной массой и гроздевидной поверхностью, с хорошо выраженными концентрическими кольцами, волокнистым строением и полосатой окраской. Внешняя оболочка гроздевидной поверхности светлого зеленовато-голубоватого цвета, слабо раскристаллизована с занозистым изломом и по краям не просвечивает; перед паяльной трубкой сильно растрескивается. Образец № 32926.

Вторая разновидность — элит (б) — представляет собой плотный кристаллический агрегат лучистого строения. В изломе хорошо просвечивает изумрудно-зеленым цветом. Взята в том же образце из оболочки, непосредственно лежащей на малахите.

Третья разновидность по внешности и структуре близка, по описанию Р. Германа, дигидриту; она представлена кристаллами в форме ромбической призмы, образующими корочку яркозеленого цвета, переслаивающуюся медной чернью; от последней эта разновидность легко отделяется. Минерал с неровной, шероховатой поверхностью, занозистым изломом, просвечивающий по краям. Образец № 9589 м.

Приводим результаты анализов, выполненных химиком-аналитиком Минералогического музея Академии Наук СССР Н. В. Воронковой:

Окислы	1	2	3
CuO	66,71	66,78	68,70
P ₂ O ₅	22,50	22,38	22,15
H ₂ O ⁺ }	7,96	7,94	7,72
H ₂ O ⁻ }	—	—	0,30
As ₂ O ₃	—	—	1,66
V ₂ O ₅	—	—	—
Сумма	97,17	97,10	100,53

- 1 — элит (а). Внешняя оболочка гроздевидной поверхности, зеленовато-голубоватого цвета.
- 2 — элит (б). Плотно сросшиеся кристаллы лучистого строения, зеленого цвета.
- 3 — дигидрит. Кристаллические корочки яркозеленого цвета, просвечивающие по краям.

Для сравнения с этими анализами приводим химические анализы А. Е. Норденшильда (а) и Р. Германа (б), а также анализы фосфатов из других аналогичных месторождений (в).

Химические анализы одних и тех же медных фосфатов с разных месторождений Меднорудянска, Либетена, Рейнбрейтенбаха, а также анализы одних и тех же фосфатов из одного и того же месторождения, выполненные различными исследователями, дали весьма разноречивые результаты.

Такие расхождения отчасти могут быть объяснены трудностью отбора чистой мономинеральной фракции вследствие тесного взаимопрорастания фосфатов с другими медистыми минералами (карбонатами). Поэтому для более детального исследования минералов необходимо было применить более совершенные, современные методы рентгено-структурного и термического исследования. Эти методы весьма удобны прежде всего потому, что они требуют малого количества материала, вследствие чего всегда возможно повторить опыт.

(а)

Окислы	1	2	3	4	5	6
CuO	68,13	68,23	68,71	68,72	69,13	64,47
P ₂ O ₅	23,03	23,15	22,72	22,39	22,61	29,48
H ₂ O	7,83	7,25	7,30	7,04	7,00	3,68
CO ₂	0,81	1,00	1,18	1,11	1,05	0,82
SiO ₂	0,11	—	—	0,31	0,38	—
FeO	0,18	0,23	0,33	0,33	0,30	1,77
	100,09	99,86	100,24	99,90	100,47	100,22

- 1 — элит с бархатистой поверхностью, почкообразного сложения, при накаливании сильно растрескивается.
- 2 — элит с гладкой поверхностью, почкообразного строения, плотный и сплошной, при накаливании растрескивается.
- 3 — элит с гладкой поверхностью, почкообразный, плотный, почти аморфный, при накаливании растрескивается.
- 4 — фосфорохальцит — толстая кристаллическая кора с бархатной поверхностью, при накаливании слабо растрескивается.
- 5 — фосфорохальцит — толстая кристаллическая кора с бархатной поверхностью.
- 6 — либетенит меднорудянский (аналитик Хидениус).

(б)

Окислы	7	8	9	10	11	12
CuO	65,89	68,21	68,75	67,73	66,86	61,29
P ₂ O ₅	28,61	25,30	23,75	23,47	23,14	26,44
H ₂ O	5,50	8,49	7,50	8,80	10,00	10,77
FeO	—	—	—	—	—	1,50
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

- 7 — либетенит — короткопризматические кристаллы ромбического вида в тонких корочках.
- 8 — дигидрит — кристаллы в виде ромбической призмы; корочки, покрывающие бугорчатые массы фосфорохальцита, разделены медной чернью.
- 9 — фосфорохальцит — трубчатые массы с радиально-лучистой структурой и плотной поверхностью.
- 10 — фосфорохальцит — пластинчатые массы, искривленные в отдельных участках.
- 11 — элит радиально-лучистый с плотной поверхностью.
- 12 — тагилит — налеты и корочки на лимоните, образующие губчатые и гроздевидные массы в виде бородавок и цветной капусты.

(в)

Оксиды	13	14	15	16	17	18
SnO	63,9	66,94	66,55	65,74	68,74	68,20
P ₂ O ₅	28,7	29,44	22,51	25,70	21,52	24,70
H ₂ O	7,4	4,01	9,03	8,56	8,62	5,97
FeO	—	—	2,11	—	—	—
	100,00	100,39	100,20	100,00	98,88	98,87

13 — либетенит из Либетена (Венгрия), аналитик Кюн (Kühn).

14 — либетенит из Либетена (Венгрия), аналитик Бертье (Bertier).

15 — псевдомалахит из Эля Рейнбрейтенбаха, крупнолучистый, травяно-зеленый в парагенезисе с кварцем, аналитик А. Е. Норденшильд.

16 — элит из Рейнбрейтенбаха, аналитик Бергман (Bergman).

17 — фосфорохальцит из Рейнбрейтенбаха, аналитик Кюн (Kühn).

18 — дигидрит из Рейнбрейтенбаха, аналитик Арфведсон (Arfvedson).

Для спектрального анализа было отобрано 12 проб медных фосфатов, преимущественно из Меднорудянского месторождения; анализы были выполнены спектральной лабораторией Института геологических наук Академии Наук СССР научным сотрудником Л. Н. Индиченко (табл. 1).

Данные спектрального анализа показали, что характерными элементами-примесями для всех разновидностей фосфорных соединений, включая даже либетенит, являются мышьяк и ванадий.

Остальные элементы, как, например, кобальт, никель, цинк, барий и др., которые присутствуют не постоянно и не во всех образцах, относятся к механическим примесям других минералов.

Основные элементы — медь и фосфор — проявляют исключительно постоянную интенсивность линий, что указывает на значительное их содержание.

Количественно-химический анализ дигидрита показал, что средняя интенсивность спектральных линий мышьяка соответствует примерно содержанию его 0,3%, а сильная интенсивность линий ванадия — 0,93%.

Присутствие в фосфатах меди, мышьяка и ванадия, очевидно, обусловлено близкими ионными радиусами пентавалентных положительных соединений $Ri\ P = 0,35\text{Å}$; $Ri\ V = 0,40\text{Å}$; $Ri\ As = 0,3\text{—}0,4\text{Å}$; поэтому они могут изоморфно замещать друг друга. Аналогично тому, как в оливините фосфор замещает мышьяк, так и здесь, очевидно, мышьяк и ванадий могут замещать фосфор.

Наличие мышьяка в фосфорных соединениях меди и присутствие фосфорных солей в мышьяковистом минерале меди — оливините — указывает на возможное существование изоморфного ряда между арсенатом меди, оливинитом и фосфатом меди, либетенитом. Все остальные фосфорные соединения меди (элит, дигидрит, тагилит, фосфорохальцит и др.) и подобного типа арсенаты меди являются, повидимому, промежуточными соединениями, различающимися количественным содержанием воды, с одной стороны, и преобладанием в них одного из элементов фосфора или мышьяка — с другой.

Термическое исследование медных фосфатов было произведено в термической лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР А. И. Цветковым, а тензиметрические кривые обезвоживания — О. Карповой.

Таблица 1

Результаты спектрального анализа фосфатов

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
As	Средняя	Средняя	Слабая	Слабая	Слабая	Слабая	Средняя	Выше средней	Средняя	Слабая	Слабая	Средняя
P	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ничт. следы	Оч. слабая
Cu	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная
Zn	Следы	—	—	—	—	Следы	Слабая	Средняя	—	—	Слабая	—
Co	—	—	—	—	Оч. слабая	—	—	Оч. слабая	—	—	—	—
Ni	—	Ничт. следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	Сильная	Сильная	Средняя	Средняя	Следы	Следы	Сильная	Выше средней	Выше средней	Средняя	Средняя	—
Ba	Средняя	Слабая	—	—	—	—	Выше средней	Слабая	—	Слабая	—	—
Ca	Сильная	Сильная	Средняя	Средняя	Сильная	Оч. слабая	Сильная	Выше средней	Сильная	Средняя	Выше средней	Выше средней
Al	Средняя	Слабая	Средняя	Оч. слабая	Слабая	Ничт. следы	Слабая	Оч. слабая	Средняя	Слабая	Следы	Слабая
Mg	Средняя	Средняя	Слабая	Оч. слабая	Слабая	Оч. слабая	Выше средней	Средняя	Слабая	Слабая	Слабая	Слабая
Mn	—	Оч. слабая	—	—	—	—	Средняя	Слабая	Ничт. следы	Слабая	Ничт. следы	Ничт. следы
Fe	Следы	Следы	Слабая	Оч. слабая	Оч. слабая	Следы	Выше средней	Слабая	Слабая	Оч. слабая	Средняя	Средняя
Ti	Оч. слабая	Оч. слабая	Ничт. следы	Оч. слабая	—	—	Ничт. следы	—	Слабая	Следы	—	Ничт. следы
Si	Средняя	Средняя	Выше средней	Слабая	Слабая	Следы	Средняя	Выше средней	Слабая	Выше средней	Средняя	Средняя

1 — элит (а). Внешняя оболочка гравелистой поверхности; обр. № 32926 (Меднорудянский). 2 — элит (б). Внутренняя оболочка, непосредственно лежащая на малахите; обр. № 32926 (Меднорудянский). 3 — элит — хорошо образованные лучистые кристаллы; обр. № 52459 (Меднорудянский). 4 — элит из Турьинского рудника голубого цвета с полосчатой окраской, волокнистого сложения, не просвечивающий в изломе; обр. № 14725. 5 — фосфорохальцит, по внешнему виду очень похожий на элит; обр. № 30876 (Меднорудянский). 6 — фосфорохальцит из Рейнбейтенбаха в монокристаллах; обр. № 52455. 7 — дигидрит — кристаллическая коробка темно-зеленого цвета; обр. № 9589 м (Меднорудянский). 8 — дигидрит — кристаллы темно-зеленого цвета; обр. № 24839 (Меднорудянский). 9 — дигидрит — кристаллические корочки с шероховатой поверхностью; обр. № 4751 (Меднорудянский). 10 — тапидит из колденций Гамильтона, соответствующий описанию Р. Германа, похож на вышелеченный малахит; обр. № 30883 (Меднорудянский). 11 — либегенит — хорошо образованные кристаллы; обр. № 34880 (Меднорудянский). 12 — либегенит — кристаллы из Либегена (Венгрия); обр. № 30886.

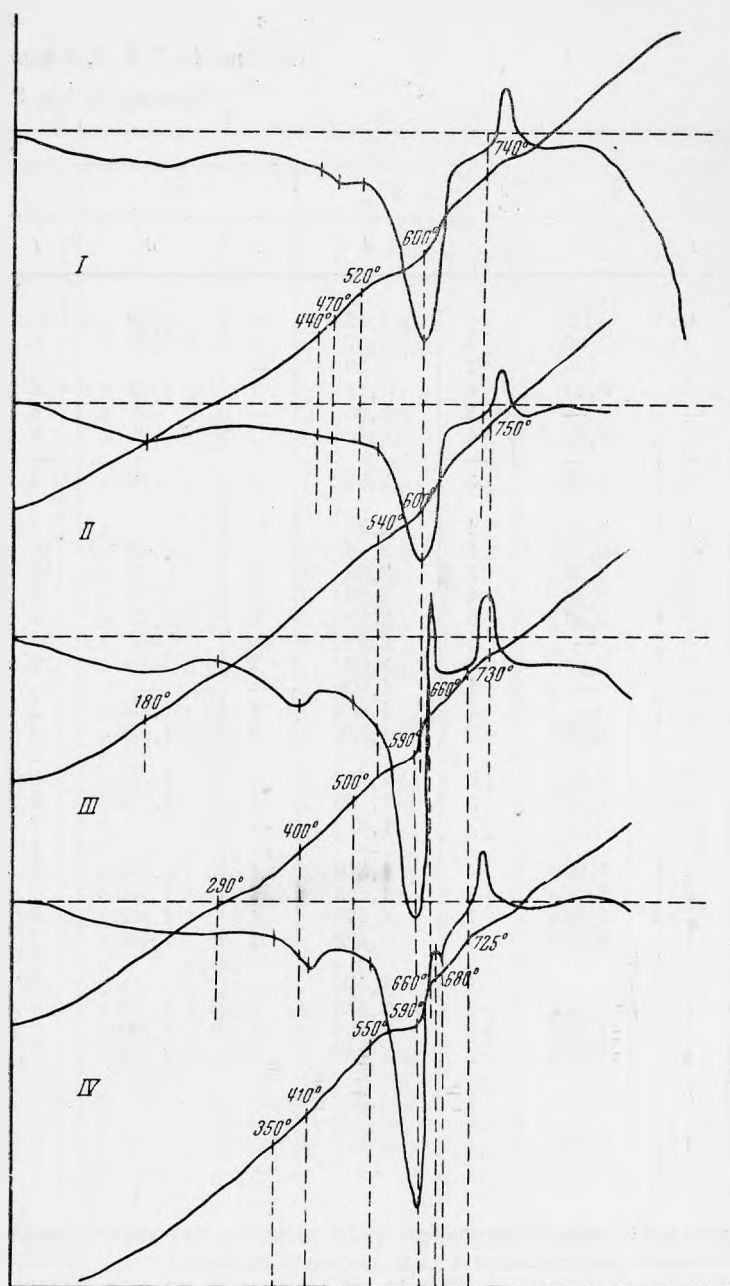


Рис. 1. Кривые нагревания фосфатов меди

I — элит зеленого цвета из Меднорудянского; *II* — элит голубого цвета из Турьинского рудника; *III* — элит (6) зеленого цвета из Меднорудянского; *IV* — догидрит в виде корки зеленого цвета из Меднорудянского.

Дебаграммы

Образцы 1—3, 5, 7, 8 были сняты при

Образцы 4, 6 и 9 при Сг-излу

№ линий	№ о б р а							
	1		2		3		4	
	I	d		d	I	d	I	d
1	6	4,42	7	4,48	6	4,48	10	4,39
2	4	3,36	5	3,47	3	3,47	6	3,42
3	—	—	1	3,28	—	—	—	—
4	3	3,11	4	3,11	1	3,12	6	3,10
5	—	—	2	3,04	—	—	6	3,03
6	2	2,95	4	2,95	1	2,95	6	2,94
7	—	—	—	—	—	—	—	—
8	2	2,70	3	2,70	2	2,72	4	2,69
9	1	2,55	1	2,56	—	—	1	2,53
10	7	2,42	8	2,43	7	2,43	10	2,41
11	7	2,38	8	2,38	7	2,38	10	2,37
12	5	2,32	6	2,32	5	2,32	8	2,30
13	5	2,23	6	2,23	5	2,24	9	2,21
14	—	—	1	2,11	—	—	—	—
15	1	2,09	2	2,08	3	2,09	3	2,07
16	—	—	1	1,999	—	—	—	—
17	—	—	1	1,944	1	1,959	2	1,923
18	2	1,854	2	1,854	1	1,856	1	1,890
19	2	1,757	5	1,757	3	1,759	1	1,837
20	3	1,727	5	1,730	4	1,739	8	1,752
21	—	—	2	1,672	—	—	8	1,721
22	—	—	—	—	—	—	1	1,663
23	2	1,600	4	1,596	—	—	2	1,613
24	2	1,555	4	1,555	1	1,601	4	1,586
25	1	1,525	1	1,523	1	1,556	9	1,548
26	1	1,491	2	1,493	1	1,526	9	1,521
27	—	—	1	1,458	1	1,496	2	1,499
28	1	1,432	3	1,433	—	—	2	1,481
29	1	1,420	3	1,419	1	1,433	3	1,458
30	1	1,386	2	1,389	1	1,422	4	1,427
31	—	—	—	—	1	1,389	3	1,410
32	—	—	—	—	—	—	7	1,385
33	—	—	1	1,350	—	—	—	—
34	1	1,313	1	1,332	—	—	4	1,341
35	—	—	—	1,313	—	—	8	1,326
				—	—	—	8	1,315
							9	1,305

Примечание. Фигурные скобки ({} обозначают, что линии межплоскостных расстояний представлены в виде широкой полосы.

1 — элит (а) — внешняя оболочка гроздевидной поверхности; обр. № 32926. (Меднорудянский).

2 — элит (б) — внутренняя оболочка, лежащая на малахите; элит зеленого цвета; обр. № 32926. (Меднорудянский).

3 — элит голубоватого цвета; обр. № 14725 (Турьинский рудник).

4 — элит — хорошо образованные лучистые кристаллы; обр. № 52459 (Меднорудянский).

Таблица 2

фосфатов меди

Fe-излучении; $2R = 57,9 \text{ \AA}$, $d = 0,6 \text{ см}$ чении; $2R = 57,4 \text{ \AA}$, $d = 0,6 \text{ см}$

в п о в

5		6		7		8		9	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
6	4,63	10	4,42	7	4,48	7	4,45	10	4,39
4	3,42	6	3,41	4	3,44	5	3,43	1	3,41
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	3,12	6	3,11	4	3,11	5	3,12	—	3,12
—	—	6	3,04	3	3,04	—	—	2	—
2	2,96	6	2,95	4	2,96	5	2,97	—	2,92
—	—	—	—	4	2,83	—	—	—	—
2	2,69	4	2,69	1	2,70	4	2,71	1	2,64
—	—	—	2,63	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2,53	—	—	1	2,55	—	—
7	2,42	10	2,42	7	2,43	7	2,43	—	—
7	2,37	10	2,37	7	2,38	7	2,38	8	2,39
6	2,31	8	2,31	5	2,32	2	2,32	5	2,30
6	2,24	9	2,22	6	2,22	7	2,24	9	2,21
—	—	—	—	1	2,12	—	—	—	—
4	2,06	3	2,08	1	2,08	3	2,09	2	2,07
—	—	—	—	—	—	2	2,01	—	—
—	—	2	1,923	1	1,944	2	1,931	2	1,932
1	1,851	1	1,889	1	1,854	2	1,858	—	—
—	—	1	1,837	—	—	—	—	—	—
4	1,757	8	1,753	3	1,759	4	1,761	7	1,757
4	1,727	8	1,722	4	1,730	5	1,736	7	1,722
—	—	1	1,664	1	1,674	2	1,671	1	1,669
—	—	2	1,612	1	1,624	—	—	1	1,614
1	1,574	4	1,585	2	1,598	3	1,596	4	1,590
3	1,555	9	1,548	3	1,556	2	1,555	9	1,547
1	1,525	9	1,522	2	1,525	1	1,527	8	1,521
1	1,490	2	1,498	1	1,495	1	1,492	—	—
—	—	2	1,481	—	—	—	—	9	1,481
—	—	3	1,457	—	—	—	—	1	1,459
1	1,424	4	1,425	2	1,433	2	1,434	1	1,429
2	1,401	3	1,409	2	1,417	2	1,419	1	1,411
2	1,385	7	1,385	2	1,386	3	1,388	9	1,387
—	—	—	—	1	1,366	—	—	1	1,361
—	—	4	1,341	1	1,350	—	—	1	1,345
—	—	8	1,327	1	1,330	—	—	1	1,332
1	1,311	8	1,314	1	1,312	—	—	10	1,319
—	—	9	1,304	—	—	—	—	10	1,306

5 — фосфорохальцит — внешне похож на элит (а) голубого цвета; обр. № 30876. (Меднорудянский).

6 — фосфорохальцит в монокристаллах; обр. № 52455 (из Рейнбрейтенбаха).

7 — дигидрит — кристаллическая корочка темноизумрудного цвета; обр. № 9589м (Меднорудянский).

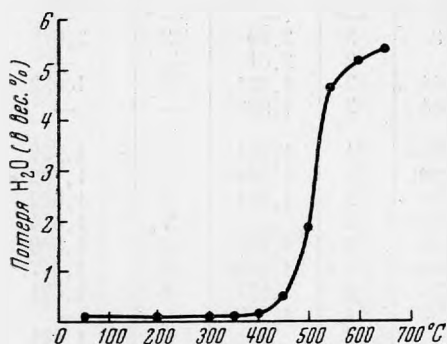
8 — дигидрит — кристаллы лучистого строения темвозеленого цвета; обр. № 24839.

9 — тагилит — из коллекции И. А. Гамильтона, внешне напоминает выветрелый малахит (Меднорудянский).

Кривые нагревания фосфатов меди (рис. 1) удалось получить только для тех образцов, которые были представлены более или менее значительными скоплениями, т. е. из элита, встречающегося в виде почковидных и гроздевидных образований с радиально-лучистым и слоистым строением (рис. 1, I и III). Хорошо образованные и полностью раскристаллизованные массы элита темнозеленого цвета часто принимаются за дигидрит, тагилит или фосфорохальцит (рис. 1, IV). Для сравнения мы привели кривые нагревания типичного элита из Турьинских медных рудников (рис. 1, II). Внешне турьинский элит очень похож на меднорудянский, но отличается от последнего по цвету. Меднорудянский элит обычно зеленого цвета, с блестящей поверхностью и концентрическим строением (рис. 1, I), а турьинский — с той же структурой, но голубоватого цвета (рис. 1, II).

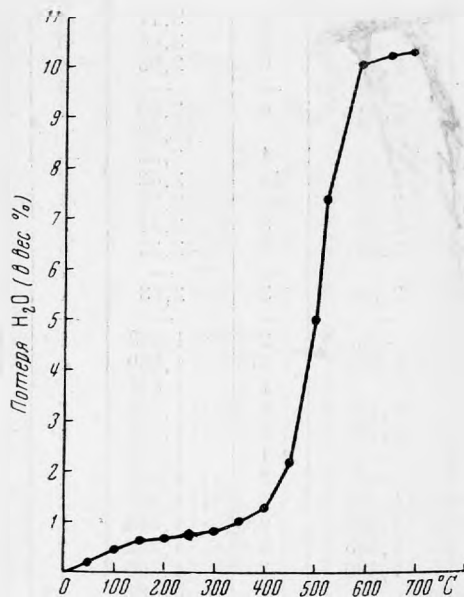
Несмотря на резкие внешние отличия, кривые для них получились совершенно одинаковые. У остальных двух образцов: элита — обр. № 32926 (рис. 1, III) и дигидрита — обр. № 9589м (полностью раскристаллизованная разновидность элита; рис. 1, IV) кривые нагревания, за исключением одного экзотермического пика, также во многом оказались аналогичными первым кривым.

Из всего количества воды,



Температура (в °C)	H ₂ O в %
50	0,03
200	0,03
300	0,01
350	0,03
400	0,05
450	0,40
500	1,17
550	2,93
600	0,46
650	0,14
5,25	

Рис. 2. Тензиметрическая кривая выделения воды либетенита из Меднорудянска. Обр. № 34880.



Температура (в °C)	H ₂ O в %
t _K — 50	0,19
50 — 100	0,23
100 — 150	0,15
150 — 200	0,09
200 — 250	0,09
250 — 300	0,14
350 — 400	0,27
400 — 450	0,85
450 — 500	2,89
500 — 530	2,41
530 — 600	2,64
600 — 650	0,17
650 — 680	0,06

10,18

Рис. 3. Тензиметрическая кривая выделения воды дигидрита из Меднорудянска. Обр. № 24839.

содержащейся в фосфатах, значительная часть выделяется при температуре 590 — 600°. Эта эндотермическая реакция должна рассматриваться как выделение связанной кристаллизационной воды. Термографическое отображение выделения низкотемпературной адсорбционной воды наблюдается на всех дифференциальных кривых в виде пологого провисания.

На тензиметрических кривых обезвоживания либетенита (рис. 2) и дигидрита (рис. 3), содержащих неодинаковое количество воды, обнаруживается постепенная и незначительная отдача ее до 400°. При дальнейшем повышении температуры происходит быстрая отдача воды в интервале от 400 до 550°.

Отсутствие экспериментальных данных термографических исследований подобных фосфорных соединений меди не дает возможности делать

Таблица 3

Дебаегаммы либетенита

Fe-излучение

 $2R = 57,9 \text{ \AA}$ $d = 0,6 \text{ см}$

№ линии	О б р а з ц ы					
	1		2		3	
	I	d	I	d	I	d
1	4	5,81	4	5,79	4	5,79
2	6	4,76	6	4,76	6	4,74
3	4	3,70	1	4,12	4	3,70
			9	3,69	—	—
4	1	3,20	1	3,20	2	3,19
5	7	2,90	7	2,89	7	2,90
6	8	2,62	8	2,62	8	2,62
7	4	2,55	4	2,53	4	2,54
8	4	2,38	4	2,37	4	2,37
9	4	2,31	4	2,30	4	2,29
10	2	2,06	1	2,05	3	2,06
11	3	1,915	2	1,909	3	1,915
12	3	1,860	2	1,858	2	1,858
13	5	1,712	5	1,710	6	1,712
14	4	1,663	4	1,667	5	1,663
15	5	1,616	5	1,612	6	1,616
16	5	1,578	5	1,572	6	1,578
17	5	1,545	5	1,543	6	1,546
18	5	1,478	4	1,473	5	1,470
19	5	1,455	4	1,452	5	1,456
20	1	1,339	2	1,339	1	1,343
21	2	1,313	2	1,314	2	1,315
22	3	1,279	3	1,280	3	1,280
23	3	1,263	3	1,261	3	1,265
24	1	1,236	1	1,236	2	1,236
25	3	1,097	2	1,096	4	1,097
26	4	1,056	4	1,057	4	1,058
27	4	1,034	4	1,034	—	—

1 — либетенит; обр. № 30886 (месторождение Либетен, Венгрия).

2 — либетенит; обр. № 34880 (Меднорудянский, Нижний Тагил).

3 — либетенит; обр. № 4751 (Меднорудянский). В коллекциях числился как дигидрит.

Физические свойства

Название минерала и его состав	Ng	Nm	Np	Ng - Np	Осность, знак	Угол оптических осей и дисперсия	Оптическая ориентировка
Дигидрит $5\text{CuO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1,805	1,762	1,719	0,086	Двуосный положительный и отрицательный	Почти 90° $r < v$ сильная $2V = 50^\circ$	$xc = 22^\circ$ z близка к b
То же	1,910	1,870	1,670	0,240	То же	$r > v$ сильная	То же
Псевдомалахит (фосфорохальцит) $6\text{CuO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	1,807	1,807	1,73	0,077	Двуосный отрицательный и положительный	$2E = 95^\circ$	Почти прямое погасание
То же	1,845	1,835	1,789	0,056	Отрицательный	$2V = 50^\circ$	То же
Тагилит $4\text{CuO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	1,850	1,840	1,690	0,16		Малый	Удлиненный
Элит — водный фосфат Cu	1,862	1,850	1,785	0,077		$2V = 50^\circ$	—
Элит $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_4\text{H}_2\text{O}$	1,864	1,857	1,805	0,059	Двуосный отрицательный	$2V = 45^\circ$	Погасание прямое
Либетенит $4\text{CuO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$	1,789	1,745	1,702	0,087		$2V = 85^\circ$ $r > v$ сильная	$x = b$ $y = c$

какие-либо сравнения и выводы. Однако можно сделать сопоставление данных кривых нагревания с данными тензиметрических кривых обезвоживания, которое показывает, что медные фосфаты, до сих пор известные как самостоятельные минералы — элит, тагилит, фосфорохальцит, псевдомалахит и др. — представляют собой чисто структурные (агрегатные) разновидности одного минерала, подобно малахиту, который по внешнему виду можно разделить на большое количество разновидностей.

Наиболее убедительно подтверждают высказанное нами предположение данные рентгено-структурного анализа, приведенные в табл. 2.

Таблица 4

ства фосфатов

Система и габитус	Спайность	Цвет	Другие свойства	Примечание
Моноклиная или триклинная. Кристаллы и корки, волокна	(010) несовершенная	Темный изумрудно-зеленый	Твердость 4,5—5; уд. вес 4,44; плавкость 2	Растворяется в HCl, плеохроизм: <i>x</i> — синевато-зеленый, <i>y</i> — желтовато-зеленый, <i>z</i> — темный синевато-зеленый
То же	То же	То же	То же	То же
Моноклиная, волокнистые массы	—	Зеленый	Твердость 4,5; уд. вес 3,6—4,1; плавкость 2	Растворяется в HNO ₃
То же	—		То же	То же
Моноклиная, конкреции	(010) ясная		Твердость 3—4; уд. вес 4,68; плавкость 2—2,5	Растворяется в кислотах
—	—	Темнозеленый и голубой	—	По Штрунцу, аналогичен псевдомалахиту и фосфорохальциту
Ромбическая. Почковидное концентрически зональное строение	В одном направлении весьма совершенная		Твердость 4—4,5; уд. вес 3,8—4,27	Перед паяльной трубкой сильно растрескивается, чернеет, сплавляется в коралек меди, в HNO ₃ растворяется
Ромбическая. Удлиненное строение	(100) (110) слабая		Твердость 4; уд. вес 3,7; плавкость 2—2,5	Растворяется в кислотах. Плеохроизм: <i>x</i> — бледно-зеленый до желтого, <i>y</i> — яркозеленый до зеленовато-желтого, <i>z</i> — желтый до желтовато-зеленого

Межплоскостные расстояния (дебаегранмы) различных фосфатов меди из Меднорудянского месторождения выполнены и рассчитаны научным сотрудником П. Н. Слудской в рентгено-структурной лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР.

В порядке эксперимента исследованные образцы фосфатов были сняты частью при железном излучении, частью — при хромовом. При хромовом излучении получились более четкие изображения линий по всей дебаегранме, тогда как при железном излучении линии, все как правило, наблюдались с весьма слабой интенсивностью, а чаще все даже сливалось и не было заметно никаких линий.

Межплоскостные расстояния с достаточной убедительностью показывают, что разнообразные медные фосфаты Меднорудянского месторождения представляют собой единый минеральный вид. Полная аналогия в межплоскостных расстояниях девяти разных по внешности образцов вряд ли может быть случайностью. Таким образом, можно считать, что структуры приведенных выше образцов вполне одинаковы.

На рентгенограмме дигидрита (табл. 2, обр. 7) мы наблюдаем седьмую порядковую линию с интенсивностью 4 ($d = 2,83$), не характерную для остальных образцов. Наличие такой линии можно объяснить возможной незначительной примесью в дигидрите малахита, поскольку эта линия весьма характерна для последнего. Что касается тагилита, то на его рентгенограмме линии наблюдаются несколько расширенными и размытыми. Этот характер линий указывает на дисперсность вещества.

Для либетенита, несмотря на близость по химической формуле с разбираемыми нами фосфатами меди, полученные межплоскостные расстояния резко отличаются от таковых приведенных выше медных фосфатов (табл. 3). Это указывает на то, что либетенит является самостоятельным минеральным видом, имеющим собственную кристаллическую структуру, и, очевидно, отличается от других близких ему по парагенезису медных фосфатов отсутствием гигроскопической воды.

До сих пор главным признаком, по которому различались фосфаты меди между собой, были оптические свойства. Константы их приведены в табл. 4. Остальные физические свойства фосфатов в большинстве случаев аналогичны.

Цвет — от темнозеленого до светлоголубого, твердость — от 4 до 5, а для рыхлых разновидностей — 3—4. Удельный вес — в пределах от 3,8 до 4,44, причем характерно, что эти различия можно наблюдать в одном и том же минерале.

Спайность — от весьма совершенной до несовершенной. Система — от моноклинной, триклинной предположительно до ромбической. Оптические константы, как правило, не постоянны даже для одной и той же разновидности и колеблются, как и все вышеописанные свойства, в некоторых пределах.

Все это указывает на то, что оптически эта группа минералов изучена далеко недостаточно, и вряд ли только оптические данные могут служить критерием при их диагностике.

Особенно отчетливо это отмечается у дигидрита. Он двуосен, но может быть как положительным, так и отрицательным. Показатели преломления изменяются в очень широких пределах: N_g — колеблется от 1,805 до 1,910; N_p — от 1,670 до 1,719. В этот интервал колебаний входят показатели преломления почти всех остальных фосфатов меди.

Значительное колебание оптических констант характерно также для псевдомалахита (фосфорохальцита); более постоянны в этом отношении тагилит и элит.

Для тагилита известны более определенные константы, но, судя по характеристике образцов из Тагила и Моравии (Банат), по которым Ларсен (Larsen, 1921) определял оптические данные, тагилит описывается как тонковолокнистый, с удлиненными волокнами минерал, что далеко не соответствует подлинному описанию, сделанному Р. Германом и, особенно, тем образцам тагилита, которые имеются в Музее Академии Наук СССР. Это, по всей вероятности, образцы обычного элита. Ларсен, приводя константы для тагилита, в заключение высказал сомнение в существовании этого минерала, как самостоятельного вида.

ВЫВОДЫ

1. Все разнообразие медных фосфатов, известных в Меднорудянске под названиями: элит, псевдомалахит, фосфорохальцит, дигидрит и тагилит, — как можно заключить на основании проведенного нами исследования, представляют собой один минеральный вид, объединяемый под общим названием элита.

Этот вывод следует распространить на тот же тип минералов из других месторождений. По данным изучения структур этой группы минералов, Штрунц (Strunz, 1949) также отождествлял с дигидритом элит, псевдомалахит, фосфорохальцит, объединяя их под общим названием луннита и выделяя их в самостоятельную группу дигидрит — арсеноклазит триклинно-пинакоидального вида и псевдоромбической разновидности. Тагилит, очевидно, как сомнительный минерал, Штрунц под вопросом относит к тагилит-эвхроитовой группе моноклинной системы, т. е. к фосфатам со средними катионами и посторонними анионами. Однако он не проводил никаких исследований тагилита.

2. Оптические данные не могут служить критерием в диагностике медных фосфатов. Разнообразие оптических констант, часто весьма неодинаковых даже для одной и той же разновидности фосфата, пока еще трудно объяснимо. Но судя по данным большого количества спектральных анализов, указывающих на присутствие в них мышьяка и ванадия, можно высказать предположение, что изменение оптических констант в фосфатах обусловлено именно большим или меньшим содержанием этих элементов.

3. Наличие в фосфатах существенных примесей мышьяка и в арсенатах фосфора указывает на возможное существование ограниченного изоморфного ряда, крайними членами которого являются оливинит (арсенат) и либетенит (фосфат), а фосфаты в виде элита и арсенаты, типа деревянистой медной руды, очевидно, являются промежуточными соединениями этого изоморфного ряда.

ЛИТЕРАТУРА

- [Герман Р.] Hermann R. Ueber die natürliche Verbindungen der Arseniksäure mit Kupferoxyd [О природных соединениях мышьяковой кислоты с окислами меди].
[Герман Р.] Hermann R. Untersuchungen Russischen Mineralien. Ueber die Zusammensetzung der phosphorsauren Kupfererze. Journ. für prakt. Chemie, XXXI, S. 175, 1846. [Исследование русских минералов. О совместном нахождении фосфорнокислых медных руд].
[Герман Р.] Hermann R. Bemerkungen ueber Phosphorochalcit und Ehlit. Journ. für prakt. Chemie, LXXIII, S. 215, 1858. [О фосфорохальците и элите].
Норденшильд А. Е. Исследования некоторых соединений меди, встречающихся в Нижнетагильских рудниках. Горный журнал, № 10, стр. 23, 1857.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. III, S. 436—441, 1918.
Larsen E. S. The Microscopic determination of the non opaque minerals. U. S. Geological Survey Bull., 679, p. 140, 1921.
Strunz H. Mineralogische Tabellen, zweite Auflage, S. 162, 1949.

В. В. ЯКУБОВА

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ПЕГМАТИТОВ МУРЗИНКИ (УРАЛ)

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы включения в минералах привлекают к себе значительное внимание. Появилось немало работ, посвященных разработке как теоретических вопросов, связанных с изучением этих включений, так и методике работы с ними. Однако многие положения, выдвигаемые в этих работах, являются спорными и требуют дополнительной проверки. Казалось очень интересным попытаться сравнить существующие представления о течении минералообразующего процесса в каком-нибудь хорошо изученном месторождении, о парагенетических соотношениях минералов в нем с данными, которые можно получить, изучая включения в минералах. Для этой цели было выбрано хорошо изученное пегматитовое месторождение Мурзинка на Урале, для которого академик А. Е. Ферсман (1940) создал стройную схему хода минералообразования.

В настоящее время делать какие-то окончательные выводы преждевременно. Тем не менее, имеющиеся уже материалы представляют некоторую ценность.

При изучении включений в минералах можно получить много данных, имеющих значение для правильного понимания истории минералообразования. Химический состав жидких включений может дать чрезвычайно интересные сведения о составе минералообразующей среды во время роста минералов, а в некоторых случаях даст возможность установить зависимость между внешней кристаллической формой минералов и химическим составом минералообразующих растворов. Твердые включения представляют дополнительные парагенетические сведения, ранее неизвестные для данного месторождения. Морфология включений, их распределение в минералах могут дать представление об истории роста кристаллов, явлениях, сопутствующих образованию включений, и т. д.

С этой точки зрения нам кажутся заслуживающими внимания данные, полученные при изучении включений в топазах. Изучение включений производилось на богатом материале коллекций Минералогического музея Академии Наук СССР, собранном такими известными минералогами, как академик А. Е. Ферсман, проф. В. И. Крыжановский и др.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ТОПАЗАХ

Для Мурзинского пегматитового месторождения А. Е. Ферсман (1927) выделяет четыре типа топазов:

I тип — голубые топазы — «квадратные» с сильно развитым базопинакоидом, с почти квадратной призмой l (120) и слабо развитой призмой M (110). Сильно развита дома y (021), узкая полоска дома f (011) и слабо развиты пирамиды u (112) и др.

II тип — бесцветные топазы — «гексагональные». Сильно развита призма M (110), базопинакоид сужен четырьмя рядами пирамид [главным образом u (112) и o (111)]. Преобладает дома f (011) над домой y (021). Богаты разнообразными формами.

III тип — сильно разъеденные бесцветные кристаллы, сходные по внешнему виду с кристаллами II типа.

IV тип — «доматический» — характеризуется сильным развитием дома y (021) и призмы l (120). Остальные формы развиты слабо.

В IV типе А. Е. Ферсман без достаточных оснований, с нашей точки зрения, объединил два совершенно разных типа топазов:

1. Топазы голубоватые с сильно развитой домой и призмой l (120), связанные многочисленными переходными формами с топазами I типа и встречающиеся вместе с лепидолитом и дымчатым кварцем на альбите.

2. Мелкие кристаллы бесцветного топаза в форме так называемых «конвертов». В отличие от предыдущих, они имеют слабо развитую призму с преимущественным развитием дома; нарастают боком (а не концом оси Z) в пустотах разъеденного и вытравленного пегматита вместе с кристалликами альбита. Это типичные поздние топазы. Кажется более правильным разделить IV тип топазов на два подтипа.

На основании детального изучения минералогического материала этого месторождения А. Е. Ферсман (1940) устанавливает следующий порядок выделения топазов:

Фаза D — E, температура 575—525°, выделяется топаз I типа — «квадратный».

Фаза E — F, температура 525—475°, выделяются топазы II и III типов — «гексагональные».

Фаза F — G, температура 475—425°, выделяются топазы IV типа — «доматические».

При просмотре 111 образцов топазов, находящихся в коллекции Музея, была обнаружена определенная зависимость между внешней формой топазов и составом жидких включений в них.

Жидкие включения в топазах I типа и первого подтипа IV типа

Топазы I типа и первого подтипа IV типа обычно имеют голубую окраску и часто не прозрачны из-за многочисленных включений — как жидких, так и твердых. При тщательном просмотре образцов топазов указанных типов было обнаружено, что все они содержат многочисленные многофазовые жидкие включения одного и того же состава. Эти включения состоят из газового пузырька, раствора и твердой фазы. В некоторых случаях первичный характер включений несомненен, так как встречаются топазы сплошь мутные, включения в них распределены более или менее равномерно по всему кристаллу, и очевидно, что они могли образоваться только вследствие захвата маточного раствора во время роста кристаллов.

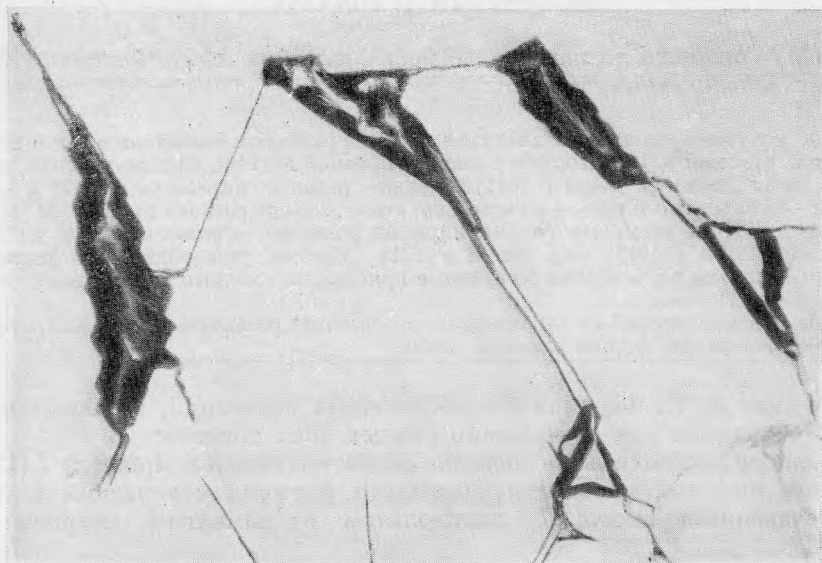


Рис. 1. Включения в топазе. $\times 165$.

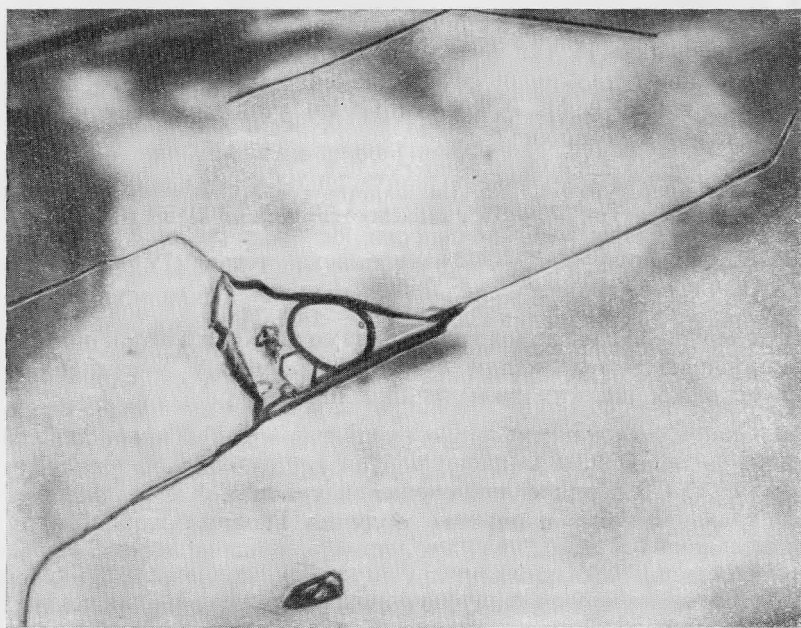


Рис. 2. Включения в топазе. Основное включение содержит псевдогексагональный пластинчатый минерал — буру. Вверху над основным включением расположено волосовидное включение. $\times 80$.

Нам удалось особенно детально изучить один кристалл топаза «дома-тического» типа, а также отдельные пластинки от нескольких топазов «квадратного» типа.

Для включений в этих топазах характерна строго выдержанная геомет-ричность их форм, кристаллическая огранка (рис. 1 и 2). Это может пока-заться парадоксальным, так как при первом взгляде эти включения пора-жают своими фантастическими очертаниями. Однако внимательное их изучение показывает, что всюду имеются плоские микрокристаллические ограничения, причем для них чрезвычайно характерно ступенчатое строе-ние (рис. 3, 10).

В некоторых случаях часть кристалла оказывается окруженной вклю-чением, которое как бы охватывает растущий субиндивид кристалла (рис. 4). Встречаются сетчатые включения, состоящие из отдельных раз-ветвляющихся и пересекающихся друг с другом каналов, которые отно-сятся к одному включению и имеют общий газовый пузырек (рис. 5 и 6).

Чрезвычайно интересны процессы, предшествующие замыканию вклю-чений и обуславливающие образование ореолов вокруг этих включений (рис. 7—17). Эти ореолы образованы мельчайшими дендритообразными ка-налами, выполненными раствором, и представляют собой одно целое с основ-ным включением. Внутренняя часть таких включений имеет правильные кристаллические очертания. Отдельные дендриты росли как бы единым фронтом и, заканчивая свой рост, образовали плоские кристаллические грани, образующие внутренние стенки включения. Это можно отчетливо наблюдать при большом увеличении (рис. 8).

Несомненно, что такое строение внутренней части включения является следствием свойства каждого кристаллического вещества в процессе роста образовывать определенные равновесные формы. Часто в периферической части ореола отдельные участки этих дендритов оторваны от основного включения и образуют самостоятельные микровключения с собственным газовым пузырьком (рис. 8). Иногда ореол представлен только цепочкой мельчайших включений (рис. 13, 14). Наблюдались нами и каемки вокруг включений, ограниченные слабо намечающейся линией (рис. 15—17), как это было впервые описано для топазов Воьлини Г. Г. Леммлейном (1950), а затем Н. П. Ермаковым (1950).

Кажется очевидным, что как образование ореолов из дендритов, наблю-даемых нами в топазах Мурзинки, так и образование каемки вокруг включений — следствие одного и того же процесса.

Г. Г. Леммлейн (1950) предполагает, что образование каемки вокруг включений в минералах обусловлено отложением вещества этих минералов из маточного раствора после того, как он был замкнут в пустотке. Эта гипотеза недостаточно обоснована.

Нельзя не согласиться с соображениями, высказанными по этому поводу Н. П. Ермаковым (1950). При изучении каемок прежде всего обращает на себя внимание масштаб этого процесса. Для отложения такого количе-ства веществ (а они иногда достигают 25% от величины включения) не-обходимо исключительно высокое содержание этих веществ в растворе, замкнутом в пустоте. Это кажется маловероятным, тем более, что согласно имеющимся в литературе данным по экспериментальному выращиванию кристаллов, включения обычно образуются в местах застоя, в местах нарушения нормального питания кристаллов в процессе роста (Шубников, 1935; Аншелес, 1938; Штернберг, 1945; Татарский, 1946; Новые исследо-вания... 1950).

Следовательно, раствор, заключенный в пустотах, не должен содержать значительных количеств вещества самого минерала.

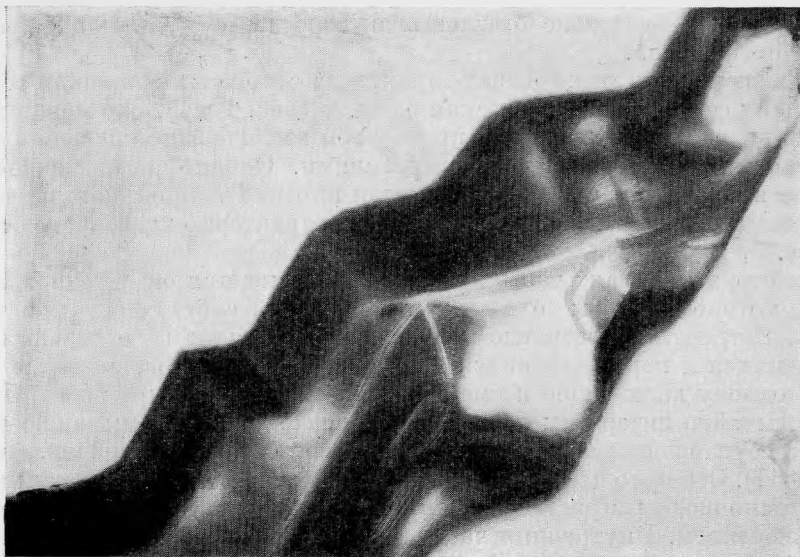


Рис. 3. Ступенчатое строение включения в топазе. Часть включения, изображенного на рис. 1, слева. $\times 370$.

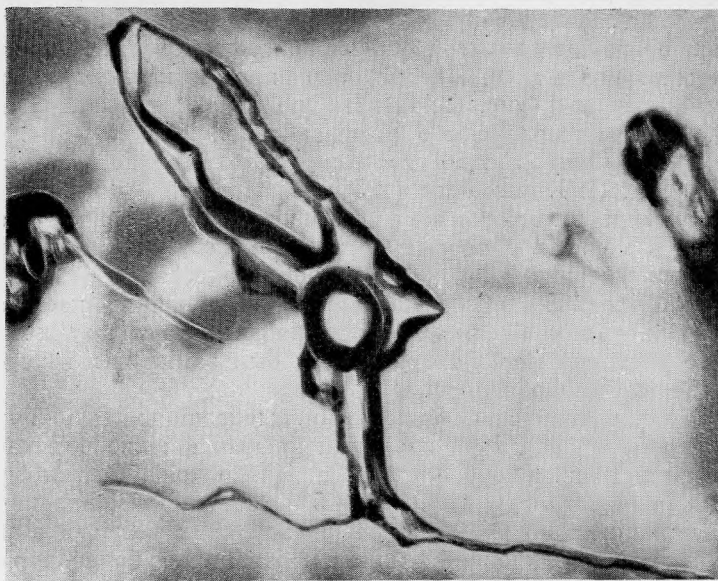


Рис. 4. Включения в топазе. $\times 370$.

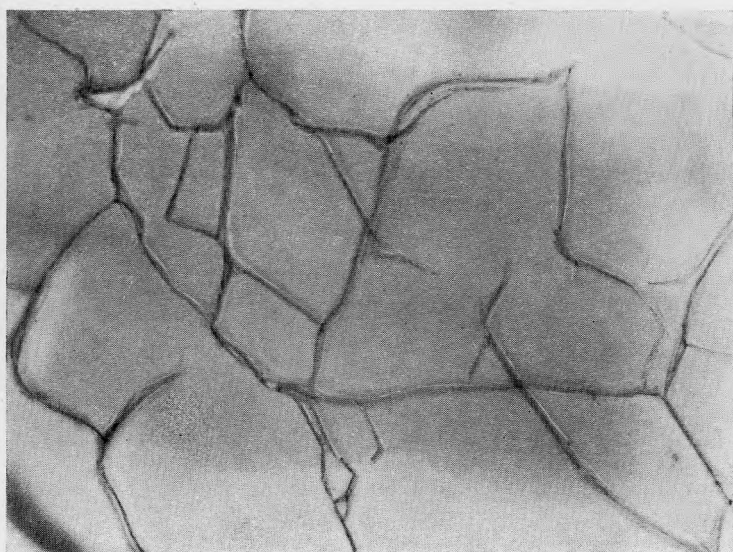


Рис. 5. Сетчатые включения в топазе. $\times 165$

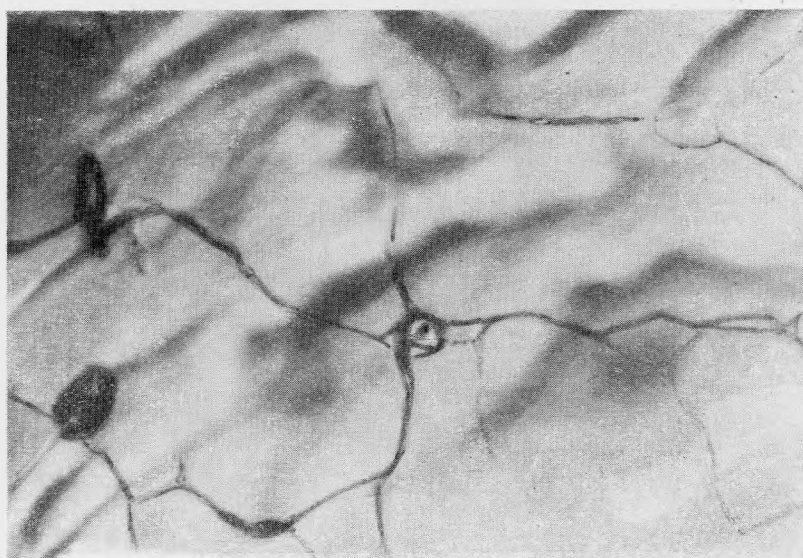


Рис. 6. Сетчатое включение в топазе. В центре виден газовый пузырек. $\times 165$.

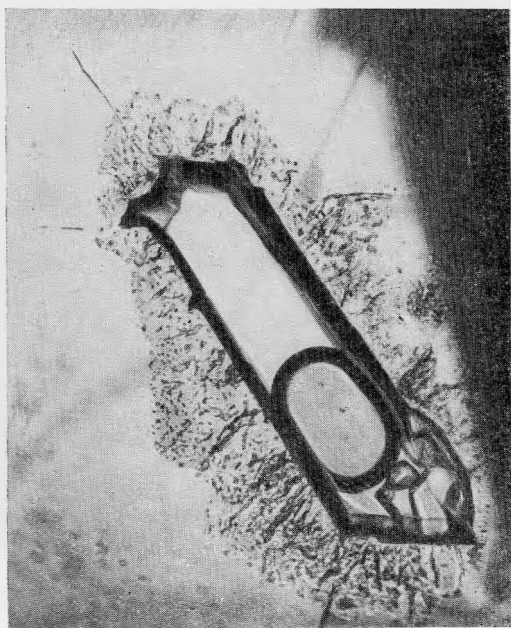


Рис. 7. Ореол вокруг включения в топазе, образованный мельчайшими дендритообразными каналами. $\times 210$.

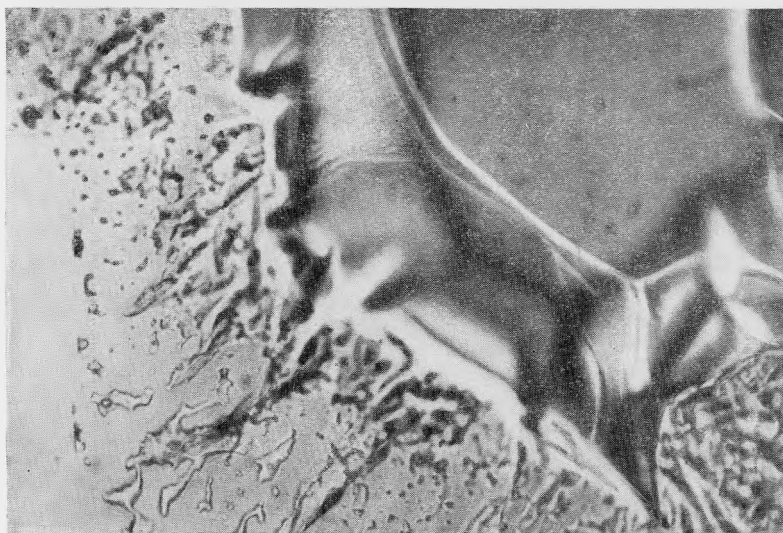


Рис. 8. Строение ореола вокруг включения в топазе. Часть включения, изображенного на рис. 7. $\times 500$.

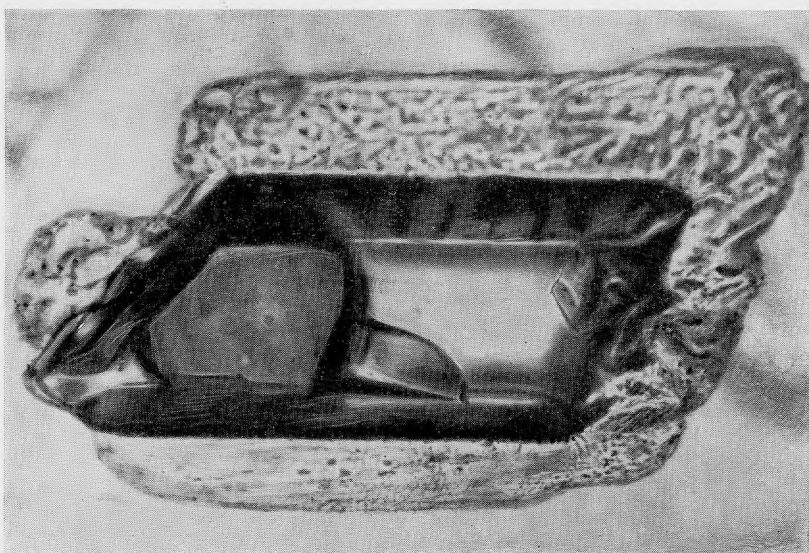


Рис. 9. Ореол дендритов вокруг включения в топазе. $\times 370$.

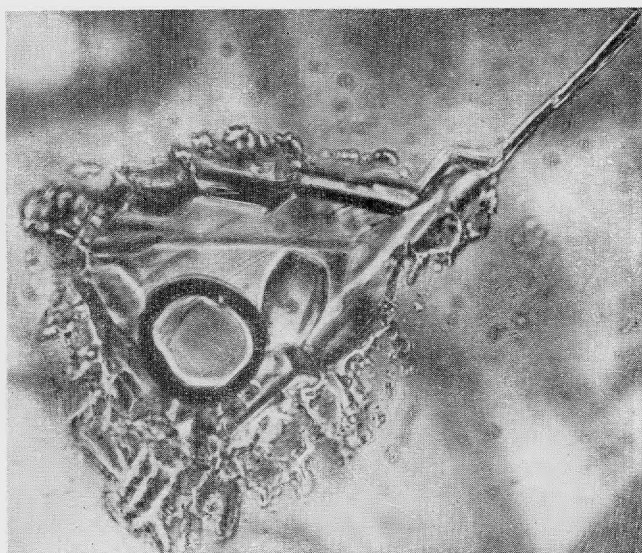


Рис. 10. Включение в топазе, имеющее ступенчатое строение с дендритообразным ореолом вокруг. Внутри включения — кристаллы буры $\times 500$.

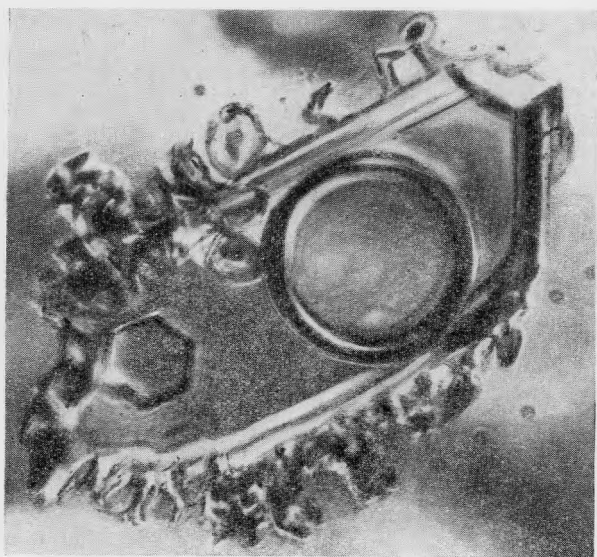


Рис. 11. Ореол дендритов вокруг включения в топазе. Внутри включения — кристаллы буро. $\times 500$.

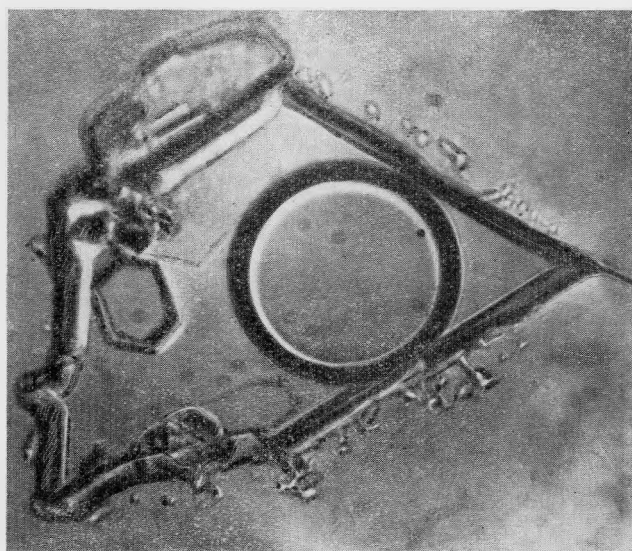


Рис. 12. Дендриты вокруг включения в топазе. Внутри включения — кристаллы буро. $\times 500$.

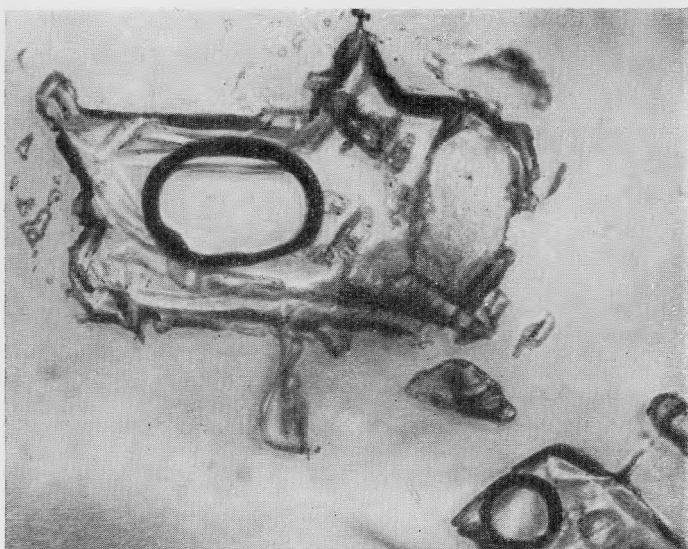


Рис. 13. Цепочка мелких включений вокруг основного включения в топазе. $\times 210$.

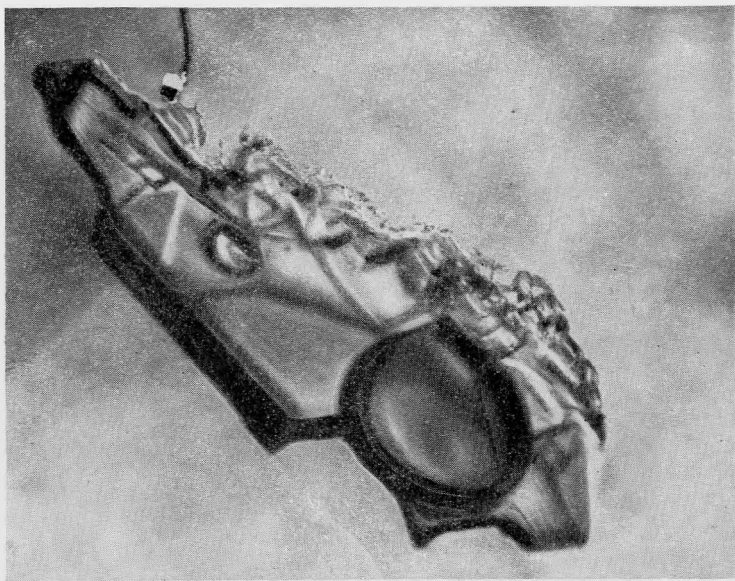


Рис. 14. Цепочка мелких включений с одной стороны основного включения в топазе. $\times 210$.

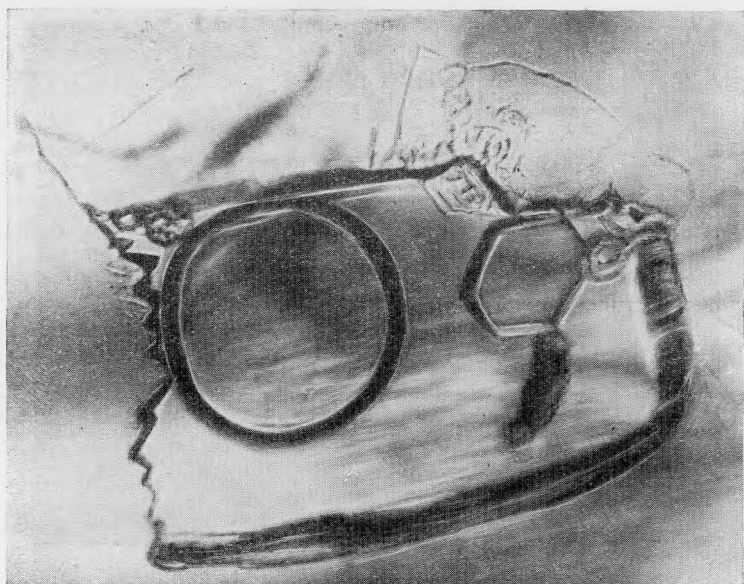


Рис. 15. Ореол из дендритов и мелких включений вокруг основного включения в топазе. Внутри включения — кристаллы бурсы. $\times 210$.



Рис. 16. Каемка вокруг включения в топазе в виде слабо намечающейся линии. Между каемкой и включением цепочка мелких включений. $\times 400$.

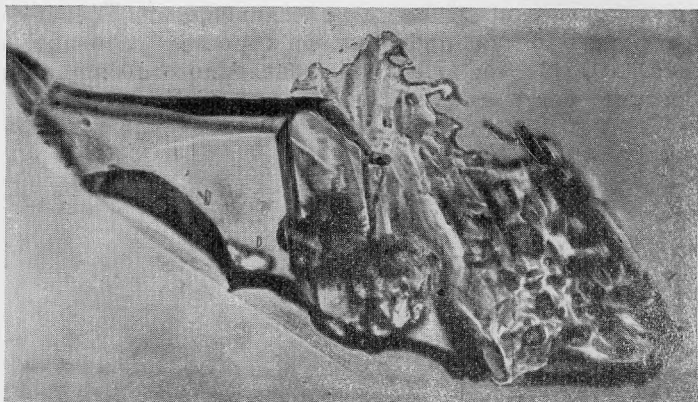


Рис. 17. С одной стороны включения в топазе намечается слабой линией каемка, с другой — включение имеет неправильное дендритообразное ограничение. Внутри включения — твердая фаза. $\times 165$.

Предположение, что ореолы вокруг включений могли образоваться в результате каких-то вторичных процессов, которые могли протекать после замыкания пустоты, также маловероятно. Раствор и кристалл, в котором он заключен, находятся в равновесии. Чтобы возникло взаимодействие между стенками включения и раствором, необходимо нарушение этого равновесия независимо от того, будет ли это механическое нарушение кристаллической решетки минерала, как это происходит в случае заращивания трещин в Na-селитре в опыте Г. Г. Леммлейна (1951), или же повышение температуры внешней среды, окружающей минерал.

Изучение серии пластинок из одного кристалла топаза, ориентированных перпендикулярно его вертикальной оси, определенно показывает, что распределение включений в нем не подчинено направлениям механических разломов. Следовательно, образование ореолов вокруг включений в топазе не явилось результатом залечивания механических нарушений в кристалле.

Предположение, что во время процесса кристаллизации произошло внезапное повышение температуры, также не дает удовлетворительного объяснения этого явления. В случае повышения температуры включения с ореолом должны были образоваться во всех топазах этого типа, однако этого не наблюдается. Скорее, наоборот, топазы с ореолами и каемками вокруг включений представляют редкость, что указывает на какие-то особые, исключительные условия во время кристаллизации топазов.

Дендритообразные ореолы вокруг включений, с нашей точки зрения, подтверждают высказанное Н. П. Ермаковым (1950) положение, что образование каемок родственного вещества вокруг включений предшествует замыканию включений и является следствием спокойного отложения родственного вещества в условиях застойных областей образования включений, областей, для которых характерна медленная диффузия материнского вещества.

Очень своеобразна также твердая фаза включений в топазах этого типа. Прежде всего обращает на себя внимание полное отсутствие кристаллов кубической сингонии, столь обычных для включений в топазах Волынского месторождения, подробно описанных Н. П. Ермаковым (1950) и,

несомненно, являющихся галоидными соединениями. Твердая фаза включений в мурзинских топазах представлена хорошо образованными кристалликами (рис. 10, 11, 15, 17—20), определенно относящимися к другим кристаллическим системам.

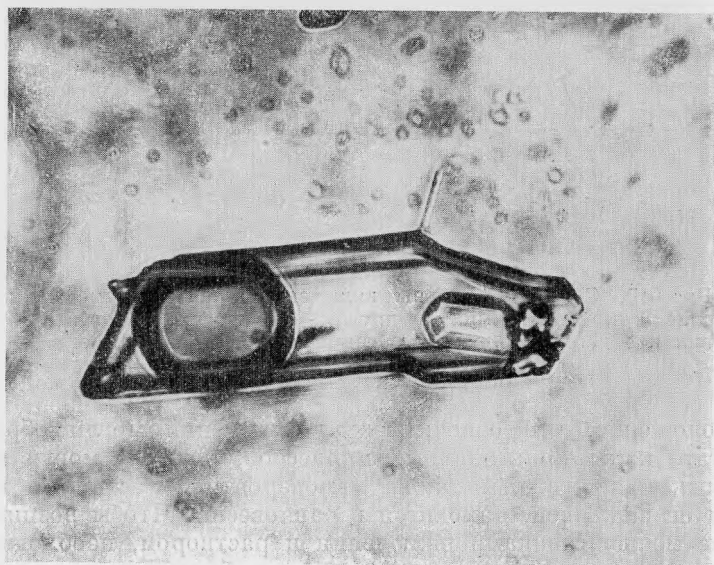


Рис. 18. Включение в топазе. Внутри включения — кристаллы буры. $\times 500$.

Казалось интересным попытаться, хотя бы приблизительно, определить состав этих кристаллов и таким образом подойти к вопросу о составе минералообразующих растворов, тем более, что аналогичные включения были обнаружены и в некоторых образцах дымчатого кварца этого месторождения (рис. 21, 22). Следовательно, включения характерны не только для топазов и имеют большое значение для правильного понимания истории минералообразования Мурзинского пегматитового месторождения.

Прежде всего мы попытались установить степень растворимости минералов твердой фазы. Нагревание включений производилось в микротермокамере Н. П. Ермакова. Было обнаружено, что все эти минералы при температуре $40-50^\circ$ целиком растворяются, при охлаждении же снова выпадают в виде зернистой массы.

Для определения химического состава этих включений нами были сделаны водные вытяжки из богатых включениями топаза и дымчатого кварца. Водные вытяжки приготавливались следующим образом. Топаз доматического типа, сплошь выполненный включениями, измельчали в стальной ступке (отдельные пластинки этого топаза предварительно изучались под микроскопом и в термокамере). Затем его заливали водой и нагревали до температуры 80° , при которой выдерживали в термостате в течение 6 часов. Полученная вытяжка была выпарена до небольшого объема и исследована при помощи микрохимических реакций. В результате было установлено содержание Na, K, Mg и небольшое количество Cl.

Опыт был проделан вторично и дал аналогичные результаты.

Параллельно была получена водная вытяжка из дымчатого кварца, который также был изучен предварительно микроскопически; растворимость

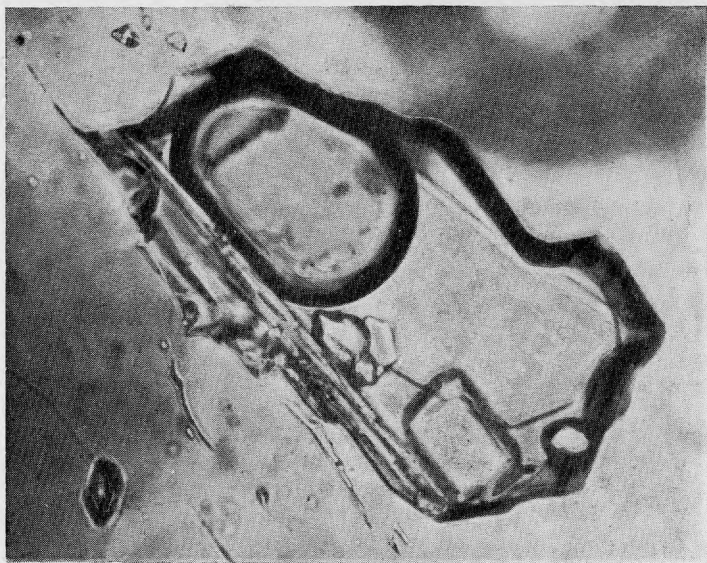


Рис. 19. Включение в топазе. Внутри включения — кристаллы буры. $\times 370$.

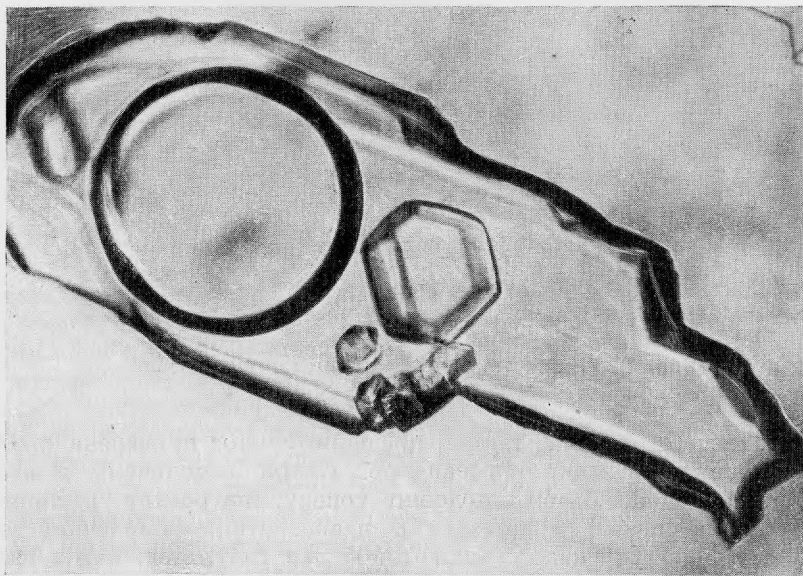


Рис. 20. Включение в топазе. Внутри включения — кристаллы буры. $\times 370$.



Рис. 21. Включение в кварце. Внутри включения — кристаллы буры. $\times 400$.

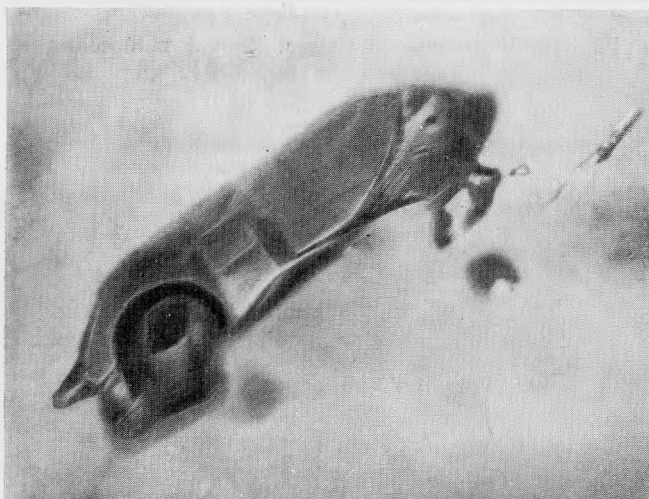


Рис. 22. Включение в кварце. Внутри включения — кристаллы буры. $\times 210$.

твердой фазы его была также предварительно проверена в отдельных пластинках в микротермокамере. Кварц измельчали в агатовой ступке под водой. Затем, подобно топазу, нагревали в термостате при температуре 80° в течение 6 часов. Микрохимический анализ водной вытяжки из кварца дал такой же результат, как и вытяжка из топаза. Повторный опыт подтвердил полученный результат.

Так как при помощи микрохимического анализа оказалось невозможно определить другие анионы, кроме небольшого количества Cl , а довольно значительная концентрация полученной вытяжки и форма кристаллов твердой фазы указывали на несомненное присутствие других анионов, то было решено произвести спектральный анализ водной вытяжки.

Водная вытяжка была приготовлена таким же способом, как и в предыдущих случаях и из того же образца дымчатого кварца, из которого готовилась для микрохимического анализа. Затем она была выпарена, и полученный осадок подвергли спектральному анализу. Анализ производился на медных электродах в спектральной лаборатории Института геологических наук Академии Наук СССР и дал сильную линию бора.

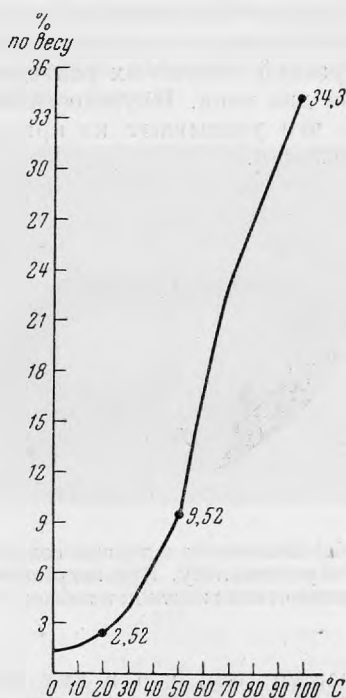


Рис. 23. Кривая растворимости $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ в 100 г раствора (в % по весу).

Очевидно, минералы твердой фазы этих включений представляют собой борные соединения, а их высокая растворимость указывает на соединения бора с щелочными металлами. Наиболее вероятно, что эти минералы являются бурой. Растворимость буры (рис. 23) при нагревании от 20 до 50° увеличивается почти в $3\frac{1}{2}$ раза. Минерал твердой фазы включений растворяется именно в этом температурном интервале¹.

Если мы сравним кристаллическую форму этих минералов с существующими в природе кристаллами буры, то их тождество станет в достаточной степени очевидным (рис. 10—12, 15, 18—22).

Бура кристаллизуется в моноклинной сингонии, причем, кроме типичных моноклинных кристаллов, иногда может встречаться в форме псевдогексагональных призм (Goldschmidt, 1913). Известны также и пластинчатые формы этого минерала (Новые исследования..., 1950).

¹ Растворимость этого минерала наблюдалась при нагревании включений: для топаза — в восьми случаях, для кварца — в пяти.

Минерал твердой фазы включений обычно образует псевдогексагональные пластинки (рис. 11, 12, 15, 19—21), псевдогексагональные призмы (рис. 22) и типичные моноклинные кристаллы, у которых даже можно установить отдельные формы (рис. 18).

Жидкие включения в топазах II и III типов

II и III типы топазов Мурзинского месторождения представлены бесцветными, богатыми кристаллическими гранями кристаллами «гексагонального» облика. Основываясь на разной степени их разъеденности, А. Е. Ферсман (1927) подразделил их на два типа. В сущности же они являются одним генетическим типом, на что указывают их кристаллическая огранка и парагенетические соотношения.

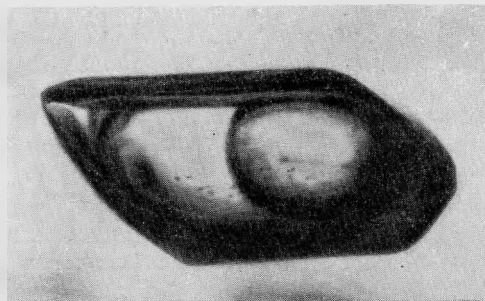


Рис. 24. Включение в топазе, содержащее жидкую углекислоту. При нагревании полость включения выполняется газом. $\times 210$.

Это же подтверждается тем, что в них наблюдаются многофазовые жидкие включения, имеющие одинаковый состав. Включения в этих топазах состоят из газового пузырька и двух несмешивающихся жидкостей: раствора и жидкой углекислоты. В топазах этого типа твердая фаза ни в одном включении не была обнаружена.

Такой состав включений сохраняется независимо от того, происходит ли залечивание трещинок в топазе или же это включения трубчатой формы, расположенные во внешней части кристаллов параллельно их призматической зоне, и, очевидно, первичные. Температура гомогенизации этих включений одинакова. Повидимому, залечивание трещин в топазах происходило одновременно с образованием внешней части кристаллов.

При просмотре включений было обнаружено, что соотношение фаз в них не одинаково и наблюдается значительное колебание в содержании жидкой углекислоты. Имеются включения, в которых содержание углекислоты достигает 50% и больше (рис. 24). Наряду с этим встречаются включения, в которых количество углекислоты незначительно и составляет всего 10—15% (рис. 25).

В случае содержания углекислоты в количестве 50% и больше процесс гомогенизации при нагревании включений идет следующим образом: при критической температуре углекислоты включение становится двухфазовым, газовый пузырек значительно увеличивается (занимает около $\frac{3}{4}$ включения); при дальнейшем повышении температуры газовый пузырек увеличивается; при температуре 200—250° включение становится

гомогенным с переходом в газовую фазу. Опыт проделывался с 11 образцами топаза, содержащими включения этого типа.

Во включениях, в которых содержание углекислоты незначительно, процесс гомогенизации идет другим путем. При критической температуре углекислоты имеется также двухфазовая система газ — раствор, в которой при дальнейшем нагревании, примерно после 150° , наступает постепенное уменьшение газового пузырька, а при температуре $225-250^{\circ}$ — полная гомогенизация с заполнением включения раствором. Производилось нагревание 4 образцов топаза, содержащих такие включения.

В одном случае нам удалось наблюдать в кристалле гомогенизацию, идущую одновременно двумя путями.



Рис. 25. Включение в топазе, содержащее жидкую углекислоту. При нагревании полость включения заполняется жидкостью.
 $\times 210$.

Включения, гомогенизация которых шла с заполнением полости включения газом, расположены во внешней части топаза параллельно зоне призмы; они имеют трубчатую форму и, очевидно, являются первичными. Температура их гомогенизации 200° .

Включения, гомогенизация которых идет по гидротермальному пути, расположены глубже, чем включения первого типа, и связаны с вращением в топаз довольно значительного кристалла постороннего минерала, от которого включения отходят, образуя цепочки. Повидимому, эти включения образовались раньше, чем включения во внешней зоне кристалла. Температура гомогенизации указанных включений 215° .

Изучение этих включений показывает, во-первых, что направление процесса гомогенизации (т. е. переходит ли все включение в газовую фазу при нагревании или в жидкую) обуславливается содержанием в них углекислоты, т. е. летучего компонента, а во-вторых, что на температуру гомогенизации этих включений не влияет изменение в соотношении фаз во включениях.

Включения этого типа дают, пожалуй, единственную в своем роде возможность непосредственно наблюдать влияние состава включений на процесс гомогенизации. Возможное возражение, что эти включения не типичны и что включения углекислоты являются ксеногенными, чуждыми маточному раствору и могли просто прилипнуть к стенкам включения в виде отдельных газовых пузырьков, как нам кажется, не имеет принципиального значения.

При нагревании включений они взаимодействуют как одно целое, и поэтому могут служить примером замкнутой системы с повышенным содержанием летучего компонента. Очевидно, что значительное содержание летучих компонентов во включениях оказывает существенное влияние на процесс гомогенизации и может изменять его направление.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа содержит только некоторые предварительные данные по изучению включений в минералах Мурзинского пегматитового месторождения и не исчерпывает всех материалов по изучению включений в топазах этого месторождения.

Тем не менее уже на основании изложенных выше материалов можно сделать некоторые интересные выводы.

Прежде всего заслуживает внимания строго выдержанная зависимость между кристаллографической формой топазов и составом включений в них.

Для топазов «квадратного» и «доматического» типа характерны включения с довольно значительным содержанием бора, образующего минерал твердой фазы, в то время как включения в топазах «гексагонального» типа содержат значительные количества углекислоты.

Вопрос о причинах изменения внешней формы кристаллов в настоящее время еще не нашел исчерпывающего решения. Несомненно, что внешняя форма кристаллов определяется условиями их роста. Существует много опытных данных, указывающих на прямую зависимость между избирательной способностью отдельных граней кристалла адсорбировать примеси, находящиеся в растворе, и их внешней формой. Кажется вполне вероятным, что образование топазов с резко отличным внешним видом в Мурзинском месторождении явилось следствием различного состава минералообразующих растворов. На то, что такое различие существовало, достаточно убедительно указывает разнообразный состав жидких включений в топазах разных типов.

По схеме, данной академиком А. Е. Ферсманом (1940) для этого месторождения, топазы «квадратного» типа являются наиболее высокотемпературными. Хотя в настоящее время преждевременно говорить о температурах их образования, тем не менее, полученные данные о составе включений в них не противоречат этому выводу. Включения в топазах «квадратного» типа содержат бор — элемент, характерный для высокотемпературных процессов, в то время как включения в топазах «гексагонального» типа содержат углекислоту, что, несомненно, указывает на более низкую температуру образования этих включений.

Столь же интересны и результаты изучения гомогенизации включений с разным содержанием углекислоты. Эти включения можно рассматривать как пример замкнутых систем с разным содержанием летучего компонента.

Различный характер их гомогенизации, обусловленный неодинаковым содержанием углекислоты, указывает на то, что направление процесса гомогенизации зависит не от состояния среды в момент замыкания включения, а от состава маточного раствора.

ЛИТЕРАТУРА

- Аншелес О. М. Некоторые наблюдения над ростом и растворением микроскопических кристаллов гипосульфита. Уч. зап. Ленингр. унив., сер. геол.-почв., вып. 21, 1938.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьк. унив., 1950.
- Леммлейн Г. Г. Соответствует ли наблюдаемый современный объем включения первоначальному. Докл. АН СССР, т. LXXII, № 4, 1950.
- Леммлейн Г. Г. Процесс залечивания трещины в кристалле и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. Докл. АН СССР, т. LXXVIII, № 4, 1951.
- Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии. Рост кристаллов. Сб. I и II. Изд-во иностр. литер., М., 1950.
- Татарский В. Б. Промышленное выращивание кристаллов из растворов и связанные с ним проблемы. Тр. Юбил. научн. сессии, сер. геол.-почв., Ленингр. унив., 1946.
- Штернберг А. А. Влияние неоднородности кристалла на скорость нарастания грани. Уч. зап. Ленингр. унив., сер. геол.-почв., вып. 13, 1945.
- Шубников А. В. Как растут кристаллы. Изд-во АН СССР, 1935.
- Ферсман А. Е. К минералогии пегматитовых жил Среднего Урала. Тр. Минерал. музея АН СССР, 11, 1927.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Изд. 3-е. Изд-во АН СССР, 1940.
- Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen. Bd. I. Heidelberg, 1913.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

Э. М. БОНШТЕДТ-КУПЛЕТСКАЯ

ОБ ИЛЬМЕНИТЕ ИЗ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Приводимое описание ильменитов представляет собой некоторые результаты начатой в 40-х годах работы автора по исследованию титановых минералов.

Были изучены следующие музейные образцы ильменитов:

I

Ильменит, найденный В. И. Крыжановским восточнее станции Маук. Согласно описанию В. И. Крыжановского (1916), ильменит был заключен в доломите, который слагал линзы в змеевиковых породах. В небольшом количестве эти ильменито-доломитовые линзы содержали апатит и примазки медных солей.

Судя по образцам из этого сбора В. И. Крыжановского, хранящимся в Минералогическом музее Академии Наук СССР, этот ильменит отличается от обычного несколько большей матовостью; в изломе наблюдается слегка жирный блеск и синевато-черный оттенок.

В полированных шлифах весь ильменит испещрен мелкими выделениями магнетита, в отраженном свете чуть более светлого, чем ильменит. Повидимому, это типичный продукт распада твердого раствора: в разрезах, близких к базису ильменита, эти магнетитовые включения имеют неправильную форму, в косых разрезах они представляются мелкими линзами с одинаковой ориентировкой. Частично они рассеяны по всему телу ильменита, частично слагают намечающуюся петельчатую структуру, наконец, местами наблюдаются более крупные выделения того же магнетита весьма неправильной формы, вокруг которых ильменит лишен мелких включений магнетита (рис. 1).

Эти более крупные выделения магнетита, повидимому, представляют собой обособления продуктов медленно протекавшего распада (Бетехтин, 1937); в них, при еще больших увеличениях микроскопа заметны мелкие кристаллики рутила, образующие характерные коленчатые двойники и веерообразные сростки. Особенно четко кристаллы рутила выступают при травлении магнетита парами соляной кислоты.

Кроме выделений магнетита, ильменит содержит еще более мелкие, эмульсионного характера выделения гематита, заметные лишь при больших увеличениях (порядка $400\times$ и больше); очень редки несколько более крупные тельца гематита.

И магнетит, и гематит, несомненно, продукты распада ильменита, причем, судя по структурам, сначала произошел распад на ильменит + магнетит, а позднее выделялся гематит. Кроме гематита — продукта распада, в ильмените наблюдаются также небольшие прожилки вторичного гематита, отложившегося по трещинкам; изредка гематит замещает магнетит и развивается по краям его зерен.

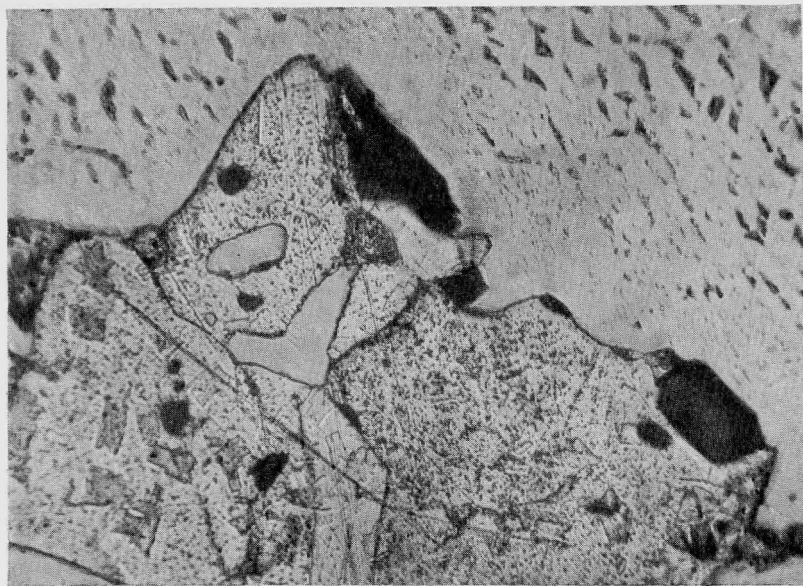


Рис. 1. Ильменит из окрестностей ст. Маук в отраженном свете. Шлиф травлен парами соляной кислоты. Мелкие выделения магнетита (черные) разбросаны по телу ильменита (серого); крупные выделения магнетита, с включениями рутила, окружены зоной ильменита, лишенной мелких включений магнетита. $\times 150$.

По химическому анализу, выполненному И. М. Шумило, маукский ильменит характеризуется относительно высоким содержанием магния, с чем согласуется сравнительно низкий удельный вес его — 4,453 (табл. 1). Анализ, тщательно выверенный химиком, неудовлетворительно рассчитывается на молекулы, характеризующие ильменит: FeTiO_3 , MnTiO_3 , MgTiO_3 и Fe_2O_3 . Если пересчет делать, исходя из содержания RO , то получается значительный недостаток TiO_2 (1,4%). Если в основу пересчета брать содержание TiO_2 и избыток RO отнести к магнетиту, то получаются следующие соотношения: RTiO_3 — 87,1%, Fe_2O_3 — 10,3% и магнетита (Fe_3O_4) — 2,6%, что не отражает минералогического состава минерала: по наблюдениям в плифах он содержит значительно больше, чем 2,6% магнетита.

При расчетах анализов ильменита, как и других минералов, содержащих закись железа, следует учитывать, что последняя в процессе истирания при подготовке материала к анализу могла перейти в окись, и таким образом, избыточное процентное содержание Fe_2O_3 (10,3%) частью может быть отнесено к магнетиту. Содержание гематита, как мы видели, в продуктах распада незначительное, и, вероятно, остальное количество Fe_2O_3 удерживается ильменитом (по Рамдору, в ильмените при остывании может предельно удерживаться до 6% Fe_2O_3).

Таблица 1

Химические анализы изученных пльменитов

Опислы	Месторождения							
	Маук		Полдневая		Прасковье-Евгениевская копь			
	%	молекуляр- ное количество	%	молекуляр- ное количество	%	молекуляр- ное количество	%	молекуляр- ное количество
TiO ₂	48,00	601	46,66	584	56,81	711	57,51	720
Fe ₂ O ₃	14,17	89	13,89	87	4,02	25	3,32	21
FeO	26,90	374	35,03	486	19,65	274	17,11	238
MnO	0,89	13	2,34	33	1,73	24	5,36	75
MgO	9,37	232	1,95	48	17,18	426	15,52	385
CaO	Следы	—	Нет	—	—	—	0,68	13
SiO ₂	0,06	1	0,04	1	—	—	0,22	4
Al ₂ O ₃	0,22	2	0,11	1	—	—	0,16	2
Cr ₂ O ₃	Нет	—	Нет	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,32	—	0,12	—	—	—	0,26	—
Сумма	99,93		100,14		99,39		100,14	
Аналитик	И. М. Шумило		И. М. Шумило		Г. Попов		И. М. Шумило	
Уд. вес	4,453		4,718		4,325		4,26	

II

В коллекциях Минералогического музея хранятся образцы ильменита из деревни Полднейвой на Урале. Это типичный ильменит; он находится в тесном парагенезисе с хлоритом.

Полированные шлифы полдневского ильменита под микроскопом поражают изнедренностью мельчайшими вростками гематита, ориентированными одинаково. Очень характерно цепочковидное расположение



Рис. 2. Структура распада ильменита на ильменит + магнетит (дер. Полднейвая). $\times 150$.

части гематитовых включений и просветление ильменита по обе стороны этих цепочек (рис. 2), повидимому, свидетельствующее о начале образования петельчатой структуры распада за счет эмульсионной. Лишь в немногих местах наблюдаются несколько более крупные включения гематита.

В том же ильмените сравнительно немногочисленны выделения магнетита, чуть более светлого и более желтоватого, чем ильменит. Они имеют очень неправильную форму, и ильменит вокруг них не содержит указанных включений гематита. В самом магнетите местами наблюдается гематитовая решетка типа мартита, а при больших увеличениях в магнетите заметны мелкие включения рутила с характерными для него внутренними рефлексам. По сравнению с ильменитом, а особенно с магнетитом, рутил кажется более лиловатым. Такие же мелкие зерна рутила содержатся в самом ильмените, но всегда лишь вплотную около выделений магнетита.

Наличие мелких зерен рутила установлено и в прозрачном шлифе, приготовленном из полдневского ильменита. Создается впечатление, что здесь имели место два типа распада ильменита: в большей части из твердого раствора выпадал гематит, а в некоторых местах происходило новообразование магнетита, сопровождавшееся выпадением рутила. Сопоставить во времени оба эти процесса по имеющимся шлифам не представляется возможным.

Приведенный в табл. 1 анализ описываемого образца полдневского ильменита, выполненный также И. М. Шумило, показал, что минерал относится к типичному ильмениту. Содержание двухвалентных элементов меньше, чем TiO_2 , и при расчете по RO получается следующее процентное содержание: FeTiO_3 — 72,4, MnTiO_3 — 4,9, MgTiO_3 — 7,2, Fe_2O_3 — 13,0 и TiO_2 (рутила) — 2,5.

III

Более или менее совершенные таблитчатые кристаллы ильменита характерны для нефелино-полевошпатовых выделений горы Каравай (Урал). Ильменит сопровождается здесь главным образом биотитом, отчасти апатитом, кальцитом и др. Кристаллы ильменита, достигающие

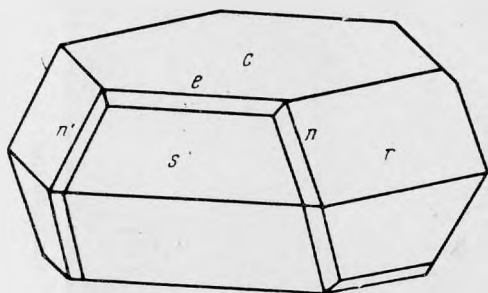


Рис. 3. Тип кристаллов ильменита с горы Каравай.

свыше 10 см в поперечнике, толстотаблитчатые по $c(0001)$. Ведущими формами их являются: $c(0001)$, $r(10\bar{1}1)$ и $s(02\bar{2}1)$; обычные грани $n(22\bar{4}3)$; кроме того, наблюдались $n'(42\bar{2}3)$ и $e(01\bar{1}2)$ (рис. 3).

В отраженном свете в шлифах этот ильменит в общем очень однороден, и лишь при увеличении 360 раз и больше в нем заметны отдельные выделения гематита (в очень незначительном количестве), которые, повидимому, являются продук-

тами распада. Кроме того, в ильмените наблюдаются мелкие выделения рутила в виде тонких прожилок по трещинам и по краям зерен ильменита. Очевидно, это новообразования рутила за счет ильменита. Сравнительно высокий для ильменита удельный вес, равный 4,788, зависит, очевидно, от высокого содержания железа в минерале: FeO — 38,89%, Fe_2O_3 — 9,29% при содержании MnO — 2,60%, MgO — 1,82% и TiO_2 — 45,61% (по анализу М. Е. Казаковой).

IV

Еще в 1873 г. Г. Попов (1873) указал, что ильменит Прасковье-Евгениевской копи Шишимских гор (Урал) отличается очень высоким содержанием магния, а также замещается перовскитом. В. С. Мясников передал мне для изучения образцы ильменита из этой копи. Кристаллы его располагались по стенке трещины в титано-магнетите. Они покрыты тонкой бурой корочкой перовскита (около 1 мм толщиной), а на этой корочке, в свою очередь, располагаются мелкие октаэдры магнетита.

В полированных шлифах ильменит Прасковье-Евгениевской копи очень однородный; в отраженном свете, как обычно, он несколько буроватый, но более темный, чем, например, полдневский ильменит. Первый имеет двойниковое строение с развитием очень тонких, вытянутых в одном направлении (повидимому, параллельно базопинакоиду) двойниковых вростков. Содержит лишь единичные мелкие зерна гематита и отдельные мелкие включения перовскита¹. Перовскит, замещающий ильменит, образует

¹ Перовскит в отраженном свете несколько светлее, чем ильменит и магнетит. Первый кажется более голубоватым, чем ильменит. Распознавание этих трех минера-

каемки вокруг кристаллов последнего и вдаются в ильменит в форме причудливых выделений.

Перовскит при этом сопровождается магнетитом. Среди скоплений перовскита сохранились отдельные незамещенные участки ильменита.

Чисто отобранный от перовскита ильменит из Прасковье-Евгениевской копи был проанализирован И. М. Шумило (табл. 1). Содержание в нем магния несколько ниже, чем в анализе Г. Попова (табл. 1), с чем согласуется и несколько отличающийся удельный вес, соответственно понижающийся у ильменитов по мере увеличения содержания магния. В анализе И. М. Шумило значительно выше содержание марганца, чем в анализе Г. Попова. По содержанию магния ильменит Прасковье-Евгениевской копи должен быть отнесен к разновидности ильменита — пикроильмениту, богатому марганцем.

Пересчеты обоих анализов приводят к следующим цифрам (в %):

	Анализ Г. Попова	Анализ И. Шумило
FeTiO_3	35,5	32,1
MnTiO_3	3,3	10,1
MgTiO_3	57,9	52,0
Fe_2O_3	1,6	2,8
Магнетит. . . Fe_3O_4	1,7	—
Рутил . . . TiO_2	—	1,2
Перовскит . . CaTiO_3	—	1,8

V

В музее Московского геолого-разведочного института хранится штучф горного хрусталя с ильменитом, привезенный О. С. Полквой из пегматитовой жилы Бектау-Ата (северо-западное Прибалхашье). Два кристалла из той же жилы были ею переданы мне для изучения.

Ильменит здесь образует крупные пластинчатые выделения около 0,5—0,8 см толщиной и до 5—8 см в поперечнике. Кристаллы значительно уплощены по (0001) и вытянуты по направлению одной из осей второго порядка, что придает им ромбическую форму, и, на первый взгляд, они больше напоминают кристаллы вольфрамиты или колумбита, чем ильменита. На кристаллах преимущественно развит базопинакоид c (0001), и равное значение имеют ромбоэдры s (02 $\bar{2}$ 1) и r (10 $\bar{1}$ 1); грани первого матовые и шероховатые, тогда как грани r более блестящие; в виде отдельных мелких граней наблюдались n (22 $\bar{4}$ 3), e (01 $\bar{1}$ 2) и h (41 $\bar{5}$ 0). Верхняя и нижняя части кристалла всегда имеют разное развитие (рис. 4).

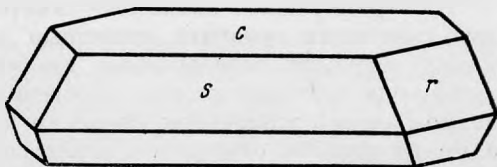


Рис. 4. Тип кристалла ильменита из пегматита Прибалхашья.

Спектроскопически в ильмените Бектау-Ата отмечаются очень сильные линии Ti и Mn и сильные линии Fe. Качественным рентгено-химическим

лов облегчается лишь травлением: магнетит, как обычно определяется травлением парами крепкой соляной кислоты, а для перовскита верный диагностический признак — травление плавиковой кислотой в течение всего нескольких секунд, когда очень эффективно выступает двойниковое строение перовскита.

анализом И. Б. Боровский определил в нем около $10 \pm 2\%$ Mn_2O_3 . По синевато-черному цвету, блеску, по темнотой, почти черной черте это — типичный ильменит, однако в полированных шлифах он весьма неоднороден. Уже на глаз эти шлифы, в отличие от обычных шлифов ильменита, матовые. Под микроскопом видно, что они почти наполовину состоят из смеси рутила, гематита и перудного минерала, тогда как ильменит сохранился лишь в виде отдельных разрозненных пятен среди сетки новообразовавшихся минералов (рис. 5).

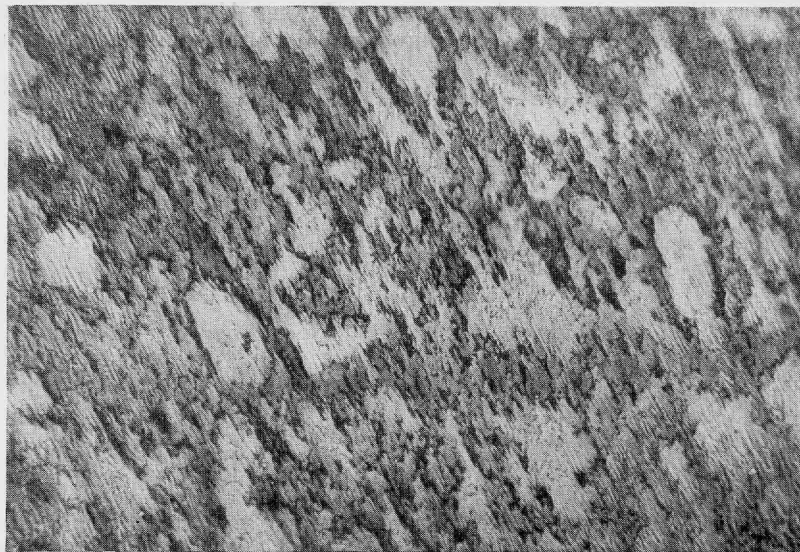


Рис. 5. Замещение ильменита из пегматита Прибалхашья гематитом и рутилом. Полированный шлиф. $\times 150$.

В сохранившемся ильмените заметны мельчайшие взаимно параллельные выделения гематита, типичные для продуктов распада. Гематит и рутил образуют своеобразные взаимные прорастания. В прозрачном шлифе они выступают в виде просвечивающих округлых участков на фоне непрозрачного ильменита; кроме того, наблюдается слюдястый минерал, а по трещинкам отмечается развитие ближе не определенного желтого минерала с довольно высоким показателем преломления и со средним двупреломлением.

В то время как дебаграммы всех описанных ильменитов обнаружили лишь линии, типичные для ильменита, у «ильменита» Бектау-Ата дебаграмма, снятая и расшифрованная Н. Н. Слудской, показала наличие трех фаз: преобладал рутил, а ильменит и гематит присутствовали в примерно равных количествах, достаточно значительных, судя по шлифам.

Здесь, несомненно, сначала произошло выпадение из твердого раствора гематита, а затем более позднее изменение ильменита и замещение его рутилом и гематитом.

Приведенные данные могут рассматриваться только как материал для дальнейшего изучения ильменита; они лишены раз характеризуют сложную природу ильменитов, которая может быть окончательно выяс-

нена, лишь на основе систематического изучения отдельных образцов из разных месторождений.

В дополнение следует отметить, что при травлении шлифов ильменита плавиковой кислотой ильменит значительно труднее травится на поверхности базопинакоида, чем на других плоскостях, что следует иметь в виду при изучении группы твердых черных рудных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, стр. 49—71, 1937.
Крыжановский В. И. О работах по добыче ильменита на Урале. Тр. Комиссии сырья, вып. 3, прилож. № 9, стр. 74—76, 1916.
Попов Г. Анализ титанистого железняка и его псевдоморфозы из Прасковье Евгениевской копи. Горный журнал, т. 3, стр. 300, 1873.

А. И. ГИНЗБУРГ

ФАЙРФИЛЬДИТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ТУРКЕСТАНСКОГО ХРЕБТА

При изучении пегматитов северного склона Туркестанского хребта в одной из сильно альбитизированных жил среди агрегата среднезернистого альбита были обнаружены мелкие пустотки, частично выполненные прозрачными кристалликами альбита, между которыми находился белый радиально-лучистый минерал, по внешнему виду весьма напоминающий цеолит типа натролита, сколецита или десмина. Этот минерал оказался, однако, не цеолитом, а весьма редким фосфатом Ca и Mn — файрфильдитом.

Как известно, минерал файрфильдит $(Ca, Mn, Fe)_3(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ впервые был открыт в 1879 г. Брушем и Дана (Brush a. Dana, 1879) на месторождении Брэнчвилл, вблизи г. Реддинг в округе Файрфильд (штат Коннектикут, США), где он наблюдался в тесной ассоциации с другими фосфатами Mn и Fe, в частности с реддингитом, эсфоритом, триплоидитом, диккинсонитом и филлофитом.

Минерал был представлен двумя разновидностями: мелкими кристаллами, заполняющими трещины в реддингите, и неправильными скоплениями значительного размера, пронизанными кварцем. Совместно с другими названными выше фосфатами он встречался среди измененного литиофилита и представляет собой продукт его изменения.

В 1920 г. файрфильдит был описан Лаубманом и Штейнметцом (Laubmann u. Steinmetz, 1920) из пегматитов Хюнеркобеля и Гагендорфа в Баварии, где файрфильдит был обнаружен в виде радиально-лучистых и чешуйчатых агрегатов белого или желтоватого цвета, а также в виде друз в пустотах рокбриджита, образующего псевдоморфозы по трифилину; в других же местах радиально-лучистые образования файрфильдита наблюдались непосредственно вдоль трещин спайности измененного

трифилина. Следует отметить, что минерал был известен на месторождении давно и первоначально описан Гюмбелем как вавеллит.

Файрфильдит в пегматитах Баварии тесно ассоциирует с рокбриджем, фосфиллитом, фосхоферритом и фосфосидеритом и, несомненно, образовался при изменении трифилина.

В 1925 г. файрфильдит был обнаружен Лэндесом (Landes, 1925) в пегматитах штата Мэн в парагенезисе с другими фосфатами, в частности совместно с амблигонитом, литиофилитом, родохрозитом, эсфоритом и реддингитом. Впоследствии он был описан в этих же пегматитах Берманом и Гонайером (Berman and Gonyer, 1930).

Указанными точками исчерпываются все известные до последнего времени месторождения этого редкого минерала. Как следует из существующих описаний, во всех случаях файрфильдит тесно ассоциирует с другими фосфатами Fe и Mn и является продуктом изменения минералов группы трифилина — литиофилита.

В Туркестанском хребте файрфильдит был встречен нами в небольшом раздуде одной из пегматитовых жил. В этом месте жила имела типично блоковое строение и состояла в основном из крупных выделений слабо альбитизированного микроклина, кварца и амблигонита, тогда как в узкой части первоначальное строение ее нацело маскировалось проявившимися процессами замещения. Призальбандовые участки жилы в узкой ее части состояли главным образом из кварц-мусковитового агрегата, тогда как центральная часть ее была сложена в основном агрегатом альбита, среди которого в большом количестве встречались крупные выделения трифилина, прораставшие пластинками клевеландита. Кое-где среди альбита находились мелкие пустотки, размером не более 1—2 см в поперечнике, совершенно неправильной формы, частично выполненные более поздними совершенно прозрачными кристалликами альбита, между которыми и располагались радиально-лучистые агрегаты файрфильдита, длиной до 5—12 мм, расходящиеся веерообразно и образующие небольшие «солнца» или сноповидные образования.

В отдельных участках можно было убедиться в том, что эти радиально-лучистые агрегаты образованы отдельными пластинками и в целом иногда имеют чешуйчатое строение. Форма самих агрегатов зависит от формы пустот, которые они выполняют. Кристаллы альбита, нарастающие на стенках пустот, всегда идиоморфны по отношению к файрфильдиту, и «солнца» его заполняют пространство между кристаллами альбита.

Цвет файрфильдита белый со слегка желтоватым оттенком, иногда слегка кремовый, при изменении он становится буровато-желтым. Черта бесцветная. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый. Спайность совершенная в одном направлении, на плоскостях спайности минерал несколько напоминает гипс. Твердость — 3—4. При изменении в условиях гипергенеза минерал становится хрупким и легко рассыпается в порошок.

Оптические свойства обнаруженного нами файрфильдита весьма близки к данным, приводимым Ларсеном и Берманом, и представлены в табл. 1. Под микроскопом минерал бесцветный и не плеохроирует, представлен сильно удлинненными лейстами, образующими веерообразно расходящиеся агрегаты; часто лейсты имеют двойниковое строение и несколько напоминают под микроскопом пластинки альбита, резко отличаясь от них по рельефу и более высоким двупреломлением (желтоватые тона).

Минерал легко растворяется в соляной кислоте, дает реакции на P, Ca и Mn, в закрытой трубке выделяет воду, легкоплавкий.

Таблица 1

Оптические свойства фэйрфильдита

Месторождение	Оптический знак	Система	2V	Оптическая ориентировка	Дисперсия	Np	Nm	Ng	Ng — Np	Содержание FeO	Автор
Туркестанский хребет . . .	+	Триклинная	Около 90°	Погасание относительно C = 51°	Заметная $r > v$	1,638	1,644	1,654	0,016	—	А. И. Гинзбург — 1950 г.
Полэнд, штат Мэн, США .			86°	—	$r > v$	1,640	1,650	1,660	0,020	4,75%	Берман и Гонайер — 1930 г.
Букфильд, штат Мэн, США			—	—	—	1,633	1,641	1,652	0,019	1%	К. Лэндес — 1925 г.
Хюнеркобель, Бавария . .			Около 90°	Погасание на {100} = = 35° относительно C	—	—	—	—	0,025	—	Лаубман и Штейнметц — 1920 г.
Штат Мэн, США			Оч. большой	Погасание на {100} = = 40° — 50° относительно C; на {010} = = 10°	$r > v$ средняя	1,636	1,644	1,654	0,018	—	Ларсен и Берман — 1934 г.

Помимо указанных выделений в пустотах альбита, фэйрфилдлит был обнаружен в шлифах в виде прожилок в трифилине и каеок, окружающих его. Последние состояли из агрегата лейст фэйрфилдита, ориентированных перпендикулярно направлению каеок и прожилок. В данном случае образование фэйрфилдита за счет изменения трифилина сомнения не вызывает, тогда как в первом случае несомненно, что первый выделился из растворов на самых последних стадиях пегматитового процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Berman H. a. Gonyer F. Pegmatite minerals of Poland, Maine. Amer. Min., v. 15, p. 374, 1930.
 Brush G. J. a. Dana E. S. On the Mineral Locality at Branchville, Connecticut. Amer. Journ. Sci., v. 17, p. 359, 1879.
 Landes K. The paragenesis of the granite permatites of central Maine. Amer. Min., v. 10, p. 355, 1925.
 Laubmann H. u. Steinmetz. Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. Ztschr. Kryst., v. 55, p. 523, 1920.

А. И. ГИНЗБУРГ и Н. А. КРУГЛОВА

МАРГАНЦОВИСТЫЙ ТРИПЛИТ ИЗ ПЕГМАТИТОВ ТУРКЕСТАНСКОГО ХРЕБТА

До последнего времени было принято считать, что пегматиты Туркестанского хребта необычайно бедны фтором. Работами М. Ф. Стрелкина (1938) было убедительно показано пониженное содержание фтора во многих минералах этих пегматитов (мусковит, амблигонит и др.). Поэтому нахождение нами в Туркестанском хребте магниевой разновидности триплита (Гинзбург, Круглова и Молева, 1951) с содержанием фтора до 6% — минерала магниотриплита — казалось необычным.

В 1949 г. в одной из сильно альбитизированных жил с лепидолитом среди агрегата клевеландита нами были встречены небольшие выделения неизвестного минерала характерного розового цвета, размером не более 1 см в поперечнике, оказавшегося почти чисто марганцевой разновидностью триплита с содержанием фтора около 4%.

Минерал встречался в виде неправильных по форме выделений, зерен и желвачков в тесной ассоциации с альбитом (клевеландитом), лепидолитом, мелкими зернами амблигонита и манганатита. Хорошо образованные кристаллы триплита не были встречены. Цвет минерала лососево-розовый, иногда бледнорозовый, несколько напоминающий цвет родохрита; спайность ясная в одном направлении; блеск слегка жирный, твердость — 4—4,5. Удельный вес, определенный методом погружения зерен в тяжелые жидкости, 3,82.

Под микроскопом триплит представлен сильно катаклазированными зернами; на некоторых из них наблюдаются плохо выраженные кристаллические очертания. В проходящем свете бесцветен, не плеохроирует.

спайность под микроскопом ясная в одном направлении и значительно хуже выраженная — в другом. Трещины спайности сильно маскируются широко проявившимися процессами катаклаза, зерна триплита часто нацело раздроблены. Минерал оптически положительный с большим углом $2V$. Угол погасания Nm по отношению к спайности 20° . Дисперсия осей ясная, $g < v$. Оптические свойства триплита приведены в табл. 1, где для сравнения показаны оптические свойства марганцовистых триплитов из других месторождений.

Минерал легко растворяется в кислотах. Дает реакцию на фосфор и марганец; в закрытой трубке реакции на воду не дает. Спектральный анализ, произведенный в Институте геологических наук Академии Наук СССР, показал следующие результаты:

Очень сильные линии — P, Mn, Ca
Линии выше средних — Al, Mg, Fe, Si
Слабые линии — Zn
Ничтожные следы — Ti

Химический анализ минерала, произведенный химиком Минералогического музея Н. В. Воронковой, показан в табл. 2.

При сравнении химических анализов марганцовистых триплитов обращают на себя внимание следующие обстоятельства:

1. Все марганцовистые триплиты отличаются повышенным содержанием CaO при пониженном содержании MgO, в то время как в железистых триплитах обычно наблюдается обратная картина.

2. Содержание фтора в триплитах сильно колеблется в пределах от 4 до 9%. Триплит из Туркестанского хребта отличается наиболее низким содержанием фтора, что существенным образом влияет на все его физические свойства.

3. Марганцовистый триплит из Туркестанского хребта отличается необычайно малым содержанием FeO и по своему составу весьма близок к марганцовистым триплитам, встречающимся в гидротермальных месторождениях совместно с сульфидами и родохрозитом (Забайкалье, южный Казахстан и др.).

Триплиты с весьма небольшим количеством FeO в пегматитах встречаются необычайно редко и характерны для самых последних стадий пегматитового процесса. Аналогами Туркестанского триплита могут служить минералы из месторождений Брэнчвилл и Хаддам-Некк в штате Коннектикут (США).

Из приведенных данных видно, что марганцовистые триплиты, почти не содержащие FeO, резко отличаются от железистых триплитов как по своей окраске, так и по всем своим физическим и оптическим свойствам, но дебаграммы их, как это было нами показано ранее (Гинзбург и др., 1951), идентичны. По аналогии с другими железо-марганцовистыми фосфатами, такими как трифилин — литиофилит, чильдренит — эосфорит, вольфеит — триплоидит, гетерозит — пурпурит и т. д., и данную группу минералов следовало бы представить как изоморфную серию двух конечных членов: железистого триплита и марганцовистого, который следовало бы назвать марганцовистым триплитом или манганотриплитом.

Для ранних стадий пегматитового процесса характерно появление железистых триплитов черного или темнобурого цвета (месторождения Гагендорф, Хюнеркобель в Баварии, Лимож во Франции, Кимито в Финляндии, Кордоба в Аргентине и др.), а для самых последних стадий, когда

Таблица 1

Оптические свойства марганцовистых триплитов

Месторождение	2V	Np	Nm	Ng	Ng - Np	Содержание FeO (в %)	Содержание F (в %)	Автор
Туркестанский хребет . . .	(+) большой	1,668	—	1,682	0,014	1,44	4,03	Н. А. Круглова — 1951 г.
Южный Казахстан	(+) 84°	1,664	1,674	1,685	0,019	14,16	7,19	А. С. Поваренных — 1950 г.
Забайкалье . .	(+) 82°	1,650	1,658	1,672	0,022	0,03	8,97	Л. М. Лебедев — 1951 г. *
Хаддам-Некк, штат Коннектикут, США		1,665	1,673	1,682	0,017	4,95	9,09	Шаннон — 1920 г.

* См. статью Л. М. Лебедева «Триплит из Забайкалья и процессы его изменения» в этом сборнике.

Таблица 2

Химический состав марганцовистых триплитов

Окислы	Туркестанский хребет	Молекулярное количество	Забайкалье	Южный Казахстан	Биевчилик, штат Коннектикут, США	Хаддам-Некк, США	Аурум Уайт, Невада, США
SiO ₂	—	—	0,87	0,12	—	—	—
P ₂ O ₅	31,67	0,223	32,42	33,09	32,17	32,81	31,84
MnO	57,73	0,814	57,78	47,43	54,14	52,40	57,63
CaO	5,10	0,091	3,50	0,14	1,80	3,18	2,86
MgO	0,23	0,006	1,53	0,27	—	0,58	1,21
FeO	1,44	0,020	0,03	14,16	7,69	4,95	1,68
Fe ₂ O ₃	—	0,011	—	Нет	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,11	0,212	0,08	Следы	—	—	—
F ₂	4,03	0,011	8,97	7,19	7,53	9,09	7,77
H ₂ O ⁺	0,21	—	0,32	0,47	0,36	0,35	—
Нерастворимый осадок . .	—	—	—	—	—	0,17	—
	101,52		105,50	102,87	103,69	103,53	102,99
— O = F ₂	1,70		3,78	3,08	3,16	3,83	3,27
Сумма	99,82		101,72	99,79	100,53	99,70	9,72

в пегматитах развиваются процессы замещения — альбитизации и лепидолитизации характерно появление почти чисто марганцовистых разностей — манганотриплитов, совершенно так же, как трифилины сменяются на поздних стадиях пегматитового процесса литиофилиитами.

Скопления марганцовистого триплита в пегматитах Туркестанского хребта часто окаймляются и замещаются агрегатом зерен гвоздично-бурого, иногда темнубурого или каштанового цвета (рис. 1). В отдельных случаях триплит оказывается почти нацело замещенным этим темнубурым минералом. Микроскопическое изучение показало, что образующиеся вокруг триплита каемки состоят из бесцветного в проходящем свете изотропного минерала с рельефом, близким к рельефу триплита, явно замещающего марганцовистый триплит.

Произведенное нами изучение этого минерала показало, что он является весьма редким фосфатом марганца, алюминия, натрия и кальция — грифитом.

Как известно, грифит впервые был описан в 1890 г. Екинсом в оловянных пегматитах Рапид-Сити в хребте Блэк-Хиллс (штат Южная Дакота, США) как триплит; при этом автор отмечает, что этот минерал развивался по другому минералу, который остался не определенным. Химический анализ, приводимый Екинсом, занимает промежуточное положение между анализами триплита и грифита, причем автор замечает, что, возможно, он анализировал механическую смесь двух минералов.

Повидимому, в пегматитах хребта Блэк-Хиллс, так же как и в нашем случае, грифит развивался по марганцовистому триплиту.

Химический анализ грифита, произведенный Н. В. Воронковой, позволил выяснить характер происходящих здесь процессов. Из сравнения анализов грифита и марганцовистого триплита (табл. 3) можно сделать следующие выводы:

1. Процесс замещения грифита триплитом сводится к привносу значительных количеств Al_2O_3 , P_2O_5 и щелочей, преимущественно Na_2O и Li_2O , а также небольшого количества CaO ; из грифита выносятся в большом количестве MnO и F . Все остальные окислы, в частности FeO , MgO , H_2O , остаются по существу без изменений.

2. Микроскопическое изучение показало, что вокруг каемок грифита иногда образуются узкие оторочки, состоящие из зерен амблигонита, что также свидетельствует о привносе Al_2O_3 , Li_2O и P_2O_5 . Выносимый из триплита фтор входит в состав амблигонита, образующегося вокруг грифита.

3. В более редких случаях вокруг грифита и совместно с ним появляются зерна манганопатита, также свидетельствующие о привносе P_2O_5 и CaO .

Образование грифита, несомненно, связано с общим процессом альбитизации. Грифит можно рассматривать как своего рода реакционный минерал, образующийся при взаимодействии триплита и Na-содержащих алюмокремневых растворов, давших начало альбиту.

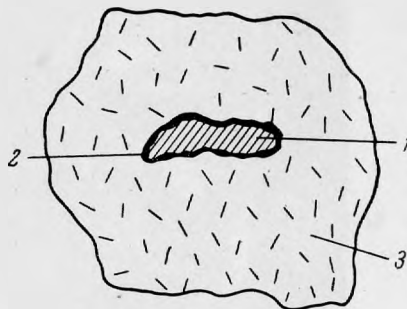


Рис. 1. Каемка грифита вокруг марганцовистого триплита в альбите

1 — марганцовистый триплит; 2 — грифит; 3 — альбит.

Таблица 3

Сравнение химических составов триплита и грифита
(в %)

Окислы	Марганцовистый триплит	Грифит, развивающийся по марганцовистому триплиту	Примечание
P ₂ O ₅	31,67	43,09	Привнос P ₂ O ₅
MnO	57,73	32,50	Вынос MnO
Al ₂ O ₃	1,11	10,51	Привнос Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	—	0,08	
FeO	1,44	1,59	
MgO	0,23	0,18	
CaO	5,10	6,70	Привнос CaO
Na ₂ O	—	3,22	Привнос Na ₂ O, Li ₂ O, K ₂ O
K ₂ O	—	0,32	
Li ₂ O	—	1,15	
H ₂ O ⁺	0,21	0,21	
H ₂ O ⁻		0,21	
Нерастворимый остаток	—	0,20	
F	4,53	1,31	Вынос фтора
Сумма	101,52	101,27	
—O = F ₂	1,70	0,55	
	99,82	100,72	

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. И., Круглова Н. А. и Молева В. А. Магнотриплит — новый минерал из группы триплита. Докл. АН СССР, т. LXXVII, № 1, 1951.
- Поваренных А. С. Триплит и апатит в гидротермальных жилах южного Казахстана. Зап. Мин. общ., вторая сер., ч. LXXIX, вып. 3, стр. 226, 1950.
- Стрелкин М. Ф. К вопросу об оловоносных пегматитах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, стр. 465, 1938.
- Heinrich E. W. Mineralogy of triplite. Amer. Min., v. 36, № 3—4, p. 256, 1951.

Ив. Ф. ГРИГОРЬЕВ и Е. И. ДОЛОМАНОВА

СЕЛЛАИТ (MgF₂) ИЗ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Селлаит — весьма редкий минерал и в СССР был впервые обнаружен академиком С. С. Смирновым под микроскопом при изучении руд одного из полиметаллических месторождений Забайкалья.

В своей работе С. С. Смирнов только упоминает о селлаите, не приводя никаких данных об его ассоциации с другими минералами, а в минерало-

гических заметках приводит его в таблице вместе с гипогенными минералами со знаком вопроса. Таким образом, особой уверенности в достоверности определения этого минерала, очевидно, у него не было.

Никаких других указаний о находке селлаита в СССР в литературе не имеется.

Нами селлаит был обнаружен в довольно значительных количествах при изучении минералогии одного из месторождений Восточного Забайкалья. Месторождение сложено нижнеюрскими глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов,



Рис. 1. Двойники селлаита. $\times 145$, с анализатором.

пересеченных дайками плагиогранит-порфира, сферолитового порфира и амазонитово-топазово-кварцевыми жилами. Топаз, амазонит и кварц являются главными жильными минералами. В значительном количестве присутствуют циннвальдит, флюорит и некоторые другие минералы. Из сульфидов встречаются в жилах в небольшом количестве галенит, станнин, пирит, сфалерит, арсенопирит; причем наибольшее значение имеют пирит, станнин и галенит.

В зоне окисления перечисленные выше минералы в той или иной степени разрушаются и выщелачиваются. За счет них образуются новые минералы — гидроокислы железа и марганца, церуссит, диккит, монтмориллонит, галлуазит, gearксит (Григорьев и Доломанова, 1951), ковеллин, марказит, скородит, халькозин, малахит, азурит, кальцит. Среди этих вторичных минералов наиболее широко распространены восемь первых минералов, остальные встречаются, но значительно реже.

Селлаит был обнаружен нами в пострудных тектонических нарушениях, в тонких трещинах вмещающих пород, вблизи указанных тектонических нарушений, в тесной ассоциации с галлуазитом. Он образует мелкокристаллические корочки хрупкие, белого цвета мощностью до 3—5 мм. Под микроскопом бесцветный, одноосный, положительный. Отдельные кристаллы двойникованы (рис. 1) и обладают ясной спайностью по (100) и (110). Двойниковая плоскость (101). Оптические оси располагаются под

углом 67° друг к другу. Двупреломление $0,011$. $n_e = 1,381$, $n_o = 1,370$. Удельный вес — $2,44$. По литературным данным (Лебедев, 1907; Бетехтин, 1950; Hintze, 1904; Doelter, 1931), эти физические и оптические свойства вполне соответствуют селлаиту. Промежутки между кристаллами селлаита заполнены галлуазитом и изредка кальцитом, от которых не удалось избавиться при отборе минерала для химического и рентгено-структурного анализов (табл. 1 и 2).

Таблица 1

Химический анализ сростков селлаита* и галлуазита**

(анализ произведен в лаборатории Московского геолого-разведочного института Л. В. Букасовой)

Окислы	Вес. %	Молекулярное количество
SiO_2	29,61	493
Al_2O_3	21,00	206
Fe_2O_3	Ничт. следы	—
FeO	Не обн.	—
BaO	Не обн.	—
MgO	19,81	491
CaO	9,21	165
Na_2O	0,15	4
K_2O	0,08	1
SO_3	0,25	3
F	20,20	1063
H_2O^+	7,97	443
H_2O^-	5,34	—
P_2O_5	0,02	—
Сумма	108,30	
Поправка на $\text{F}_2 = \text{O}$	8,50	
Сумма	99,80	

* Формула селлаита MgF_2 .** Формула галлуазита $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] [\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Результаты химического анализа позволяют сделать вывод о том, что сростки действительно состоят главным образом из двух минералов: селлаита и галлуазита. При пересчете химического анализа на формулы мы видим, что молекулярные количества окиси магния (491) и фтора (1063) вполне позволяют получить формулу селлаита (MgF_2) при некотором избытке фтора (81); молекулярные количества кремнезема (493), глинозема (206) и воды позволяют получить формулу галлуазита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] [\text{OH}]_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). Наличие некоторого количества окиси кальция объясняется примесью кальцита в сростках.

Дифференциальная кривая нагревания сростков селлаита и галлуазита характеризуется четырьмя эндотермическими эффектами с максимумом при 180 ; 560 ; 660 и 960° . При 920° намечается ясно выраженный экзотермический эффект (рис. 2).

Результаты рентгено-структурного анализа представлены в табл. 2. Для сравнения приведены из справочника (Industrial a. Engineering..., 1938) рентгенограммы галлуазита и искусственно образованного MgF_2 .

Характер дифференциальной кривой нагревания и рентгеновский спектр указывают на то, что здесь имеются две различные решетки, относящиеся одна — к селлаиту, а другая — к галлуазиту.

Условия нахождения селлаита и его парагенезис с галлуазитом, геаркситом, диккитом и монтмориллонитом, образующимися в зоне окисления при химическом выветривании топаза, циннвальдита (содержащего до 1,26% MgO), амазонита, флюорита, при воздействии на них сульфатных

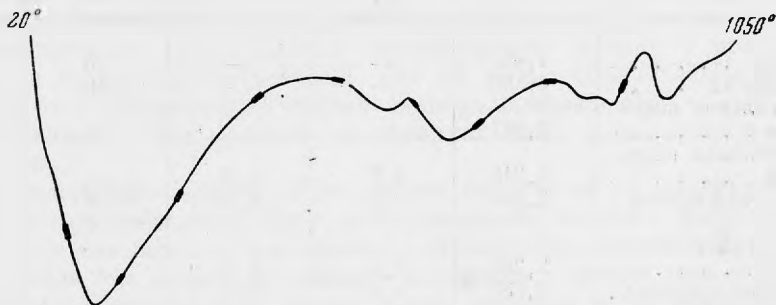


Рис. 2. Дифференциальная кривая нагревания сrostков селлаита и галлуазита. Обр. № 901/э.

и фторсодержащих растворов, приводят нас к заключению, что селлаит является гипергенным минералом. В описанном нами случае образование селлаита представляется в следующем виде. Вмещающие породы (углисто-глинистые сланцы и алевролиты, содержащие MgO от 1,17 до 1,71%) превращены вблизи жил в циннвальдито-топазовые грейзены с рассеянными в них сульфидами. Анализ циннвальдита показал, что он всегда содержит более 1% MgO . Таким образом, при метасоматическом замещении сланцев и алевролитов гипогенными минералами, в том числе циннвальдитом, большая часть окиси магния, находившейся в указанных породах, идет на строение циннвальдита.

При наличии большого количества циннвальдита и топаза в жилах и роговиках в процессе химического выветривания создаются благоприятные условия образования за счет них, а также сланцев и алевролитов, селлаита и других гипергенных минералов — геарксита и галлуазита. Магний в гипогенную стадию минералообразования заимствовался из вмещающих пород, а фтор приносился вместе с другими летучими компонентами. В гипергенную стадию минералообразования фтор, выносимый из флюорита, топаза и циннвальдита, шел на образование селлаита, а также геарксита. Магний, идущий на строение селлаита, выносился как при разложении циннвальдита, так и вмещающих пород — глинистых сланцев и алевролитов. Таким образом, источником магния являются вмещающие породы.

Обнаружение селлаита и геарксита (Григорьев и Доломанова, 1951) в зоне окисления месторождений, содержащих большое количество гипогенных фторсодержащих минералов, позволяет проследить поведение фтора в зоне гипергенеза при разложении этих минералов. В своей работе В. С. Соболев (1948) указывает на то, что селлаит может образоваться после того, как весь кальций будет исчерпан. Только в том случае

Таблица 2

Межплоскостные расстояния для селлаита и галлуазита

(анализ произведен в Институте кристаллографии Академии Наук СССР
Е. Н. Беловой)

№ линии	По И. Ф. Григорьеву и Е. И. Доломановой		Из справочника (Industrial a. Engineering..., 1938)			
	селлаит с галлуазитом из Вост. Забайкалья		искусственный селлаит		галлуазит	
	I	d	I	d	I	d
1	Слабая	7,43	—	—	6	7,43
2	Оч. слабая	4,586	—	—	10	4,44
3	Оч. сильная широкая	3,682	—	—	8	3,61
4	Оч. сильная широкая	3,316	0,8	3,29	—	—
5	Средняя широкая	2,606	0,2	2,56	8	2,57
6	Оч. сильная широкая	2,280	—	—	8	2,36
7	Средняя широкая	2,088	1,0	2,24	—	—
8	Оч. оч. слабая	2,012	0,02	2,07	—	—
9	Средняя широкая	1,931	—	—	4	2,013
10	Оч. оч. слабая	1,842	0,12	1,93	—	—
11	Оч. сильная широкая	1,741	—	—	—	—
12	Средняя широкая	1,656	1,0	1,72	8	1,71
13	Оч. сильная	1,548	0,32	1,64	8	1,63
14	Оч. оч. слабая	1,505	0,20	1,53	—	—
15	Оч. слабая	1,483	—	—	10	1,491
16	Средняя широкая	1,400	0,05	1,46	—	—
17	Слабая	1,338	0,01	1,408	—	—
18	Оч. слабая	1,299	0,60	1,378	—	—
19	Слабая	1,244	0,01	1,340	—	—
20	Оч. слабая	1,170	0,08	1,319	6	1,291
21	Сильная широкая	1,131	0,06	1,227	6	1,239
22	Ср. слабая	1,105	0,02	1,155	—	—
23	Средняя	1,067	—	—	—	—
24	Оч. оч. слабая	1,046	0,16	1,116	—	—
25	Оч. оч. слабая	1,022	0,05	1,090	—	—
26	Оч. слабая	1,003	0,06	1,052	—	—
27	Оч. слабая	0,922	—	—	—	—
28	Оч. слабая	0,977	—	—	—	—
29	Оч. слабая	0,952	—	—	—	—
30	Слабая	0,937	—	—	—	—
31	Средняя	0,922	—	—	—	—
32	Слабая	0,912	—	—	—	—
33	Сильная	0,893	—	—	—	—

возможно образование фторида магния. В нашем случае мы обнаружили в совместном нахождении и фторид кальция (гепарксит), и фторид магния (селлаит) в зоне гипергенеза. Возможно, что они образовались в той последовательности, как это указывает В. С. Соболев.

За границей, по литературным данным, селлаит был встречен только во Франции и Италии. Во Франции (в Савойе) он был обнаружен в двух пунктах: а) близ Мутье (парагенезис не указан) и б) к северу от Модана,

в морене глетчера Жебура, в парагенезисе с ангидритом, серой, доломитом, магнезитом, флюоритом, альбитом, кварцем, целестином в залежи ангидрита. Селлаит образует или включения в ангидрите и сере, или тонкие прослойки, перемежающиеся с ангидритом, причем указывается (Hintze, 1904; Doelter, 1931), что в этом случае он производит впечатление типично-осадочного образования.

В Италии селлаит обнаружен также в двух местах; а) в конгломерате Везувия, состоящем из лейцитифира и вулканического песка и представляющем собой продукт излияния 1872 г., близ Массадж-Сомма и Сан-Себастьяно; в оплавленных частях конгломерата были встречены игольчатые кристаллы селлаита в парагенезисе с гематитом, биотитом, апатитом, анортитом, криофиллитом, ангидритом и гипсом; б) в мраморе Каррары (Италия) (Doelter, 1931; Hintze, 1904); авторы, изучавшие селлаит из указанных пунктов, не пришли к определенному выводу о его генезисе, высказав только предположение, что он может образоваться и в гипогенную, и в гипергенную стадии минералообразования. Одновременно они указывают, что селлаит ассоциирует чаще с магнийсодержащими породами.

В заключение считаем своим долгом указать на то, что при изучении минералогии зоны окисления месторождений, богатых фторидами, особенно если они находятся совместно с сульфидами, необходимо тщательно исследовать все «каолиноподобные» минералы с целью выявления в них вторичных фторидов кальция и магния, которые легко могут быть пропущены.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Гос. изд. геол. лит., 1950.
Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Геарксит (новый водный алюмо-кальциевый фторид). Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 3, 1951.
Лебедев Г. Минералогия. 1907.
Соболев В. С. Энергия кристаллической решетки и законы распределения ионов в минералах. Минералогич. сборник Львовского геол. общ., № 2, т. 32, 1948.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. IV, dritter Teil, S. 189, 1931.
Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig, 1904.
Industrial a. Engineering Chemistry. September 15, v. 10, № 9, 1938.

А. Н. ЛАБУНЦОВ

КРИСТАЛЛЫ ДАНБУРИТА (НОВАЯ НАХОДКА В СССР)

В конце 1949 г. в Минералогический музей Академии Наук СССР от Н. В. Клименкова поступило около 20 отдельных кристаллов данбурита. Кристаллы были добыты Н. В. Клименковым из линзообразной шели, на стенках которой они нарастали. Размеры кристаллов от 8 до 30 мм длины и от 3 до 12 мм толщины. Внешний вид их совершенно топазовидный; первоначально они и были приняты за топаз. Кристаллы ромбической системы и подобно топазам прекрасно образованы, прозрачны и бесцветны или только просвечивают и тогда слабого желтовато-белого цвета.

Твердость — около 7. Удельный вес бесцветного прозрачного данбурита — 3,01. Спайности не обнаруживает.

После тщательного предварительного просмотра всех кристаллов под бинокулярной лупой для измерения на двукружном гониометре было

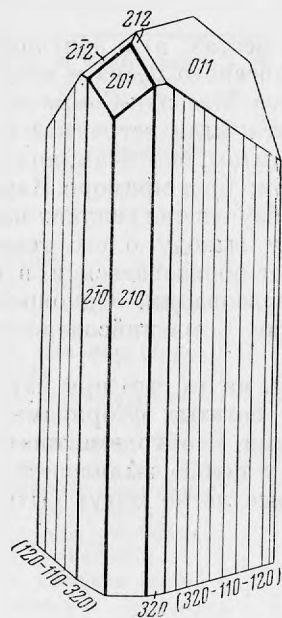


Рис. 1. Кристалл данбурита тип. 1.

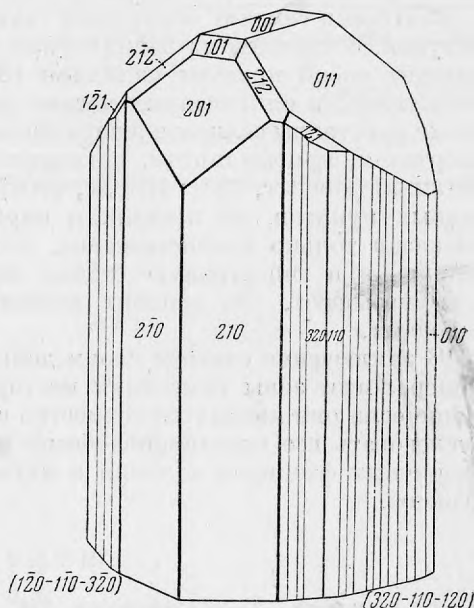


Рис. 2. Кристалл данбурита; тип 2.

отобрано 6 наилучше образованных и с равномерно развитыми гранями кристаллов, из которых 3 штуки без базопинакоида (001), с более простыми главными формами граней (рис. 1, тип 1) и 3 штуки с базопинакоидом и наибольшим количеством форм (рис. 2, тип 2). Следует отметить, что вследствие хорошего развития ровных и блестящих граней, от которых получались прекрасные одиночные сигналы — рефлекс, достигалась идеальная установка кристаллов на гониометре и большая точность измерения. Результаты измерения кристаллов (средние значения) сведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1 и рис. 1 и 2, кристаллы данбурита имеют вертикально-призматический вид и весьма богаты призматическими гранями; в измеренных кристаллах установлены почти все известные для данбурита формы вертикальных призм.

Головки кристаллов в основном образованы гранями горизонтальных призм (011), (201) и (101), указанных в порядке их важности. Кроме этих форм, примерно половина всех кристаллов имеет еще верхний пинакоид (001), пирамиды (212) и (121), а также очень узкие грани боковых пинакоидов (010); граней же переднего пинакоида (100) ни в одном кристалле не обнаружено. В одном из кристаллов имелись две плохо образованные грани (111), и наконец, в одном кристалле встречено притушение ребра между гранями (001 и 011), не дающие на гониометре хорошего рефлекса, а лишь расплывчатое световое пятно, которое может происходить как от грани (023), так и от грани (013). Кристаллы данбурита в Советском Союзе до сих пор не были известны.

Таблица 1

Результаты измерения данбурита на гониометре

Индексы	φ	ρ	Индексы	φ	ρ
001	—	0°			
010	0°	90°00'	(19.20.0)	45°58' (-5)	
011	0°	41°24' (+4)		(+1)	
101	90°00'	43°50' (+1)		(-1)	
201	90°00'	62°29' (+5)	110	47°26' (+4)	
121	28°34' (-2)	63°31' (+2)		(-2)	
212	65°20' (-1)	46°36' (-2)	(15.14.0)	49°24' (+4)	
		(+1)		(-3)	
(111)	47°26' (-10)	52°30' (+12)	(11.10.0)	50°08' (+3)	
				(-1)	
(130)	19°57' (-1)	90°00'	(760)	51°47' (+2)	
	(+1)			(-7)	
120	28°34' (-1)	90°00'	(650)	52°34' (+2)	
	(+6)			(-2)	90°00'
(350)	33°09' (-2)	90°00'	540	53°42' (+1)	
	(+3)			(-2)	
(340)	39°14' (-1)	90°00'	(970)	54°28' (+2)	
	(+2)		(750)	56°44' (+3)	
(9.10.0)	44°25' (-5)	90°00'	(10.7.0)	57°16' (-1)	
	(+1)			(+4)	
			320	58°31' (-2)	
			850	60°09' (+3)	
			(530)	61°14' (-4)	
			(210)	65°20' (-2)	
				(+1)	

Примечания: 1. В графе «Индексы» среди вертикальных призм главные формы подчеркнуты, а в скобках показаны весьма узкие второстепенные формы граней, вызывающие штриховку на главных призматических гранях. 2. В графах φ и ρ в скобках показаны максимумы и минимумы отклонений (в минутах) от полученных средних значений углов φ и ρ . 3. Вычисление отношений осей дало $a:b:c = 0,9185:1:8816$ ($\rho_0 = 0,95982$ и $q_0 = 0,8816$).

Н. Г. СУМИН

КСОНОТЛИТ

Ксонотлиит ($5\text{CaSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) в литературе известен как редкий минерал. Встречается в контактах. По формуле близок к водластониту, по содержанию воды — к цеолитам. В 1936 г. впервые в СССР он был описан Г. П. Барсановым (Флоренский и Барсанов, 1937) в одном из месторождений мраморов ущелья Дедаканис-Цхали (бассейн р. Лопанис-Цхали в Юго-Осетинской автономной области). Встречен там в минеральных ассоциациях, связанных с воздействием диабазовой породы на мраморизованные известняки кембрия.

Парагенетические ассоциации представлены магнетитом, пиритом, гранатом, геленитом, ксонотлиитом, бруситом, пренитом, гематитом, кальцитом, эпидотом, цеолитом и таумаситом.

Ксонотлит в этом парагенезисе является типичным контактовым минералом. Он образует плотные, довольно занозистые массы, выполняющие жилы и секущие всю толщину мрамора. Наиболее интересные скопления ксонотлита наблюдались в пустотках, где он образует шелковистые радиально-лучистые агрегаты иголочек розового и белого цвета величиной



Рис. 1. Ксонотлит радиально-лучистого строения из мраморов Дедаканис-Цхали (Юго-Осетия).

до 2 см (рис. 1). В плотных агрегатах ксонотлит отличается яркорозовой окраской.

Ксонотлит отмечен также Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1939) в контактном месторождении Никор-цминда в Грузии, где он возникает вторичным путем за счет первичного волластонита.

Третье местонахождение ксонотлита было обнаружено нами при изучении минералогии Шерегешевского железорудного месторождения в Горной Шории, в метаморфических породах габбро-диабазового состава. Эти породы в основном состоят из вторичного альбита (50%), значитель-

ного количества скаполита и цветных минералов — биотита и роговой обманки, с небольшим содержанием скарновых минералов — граната,

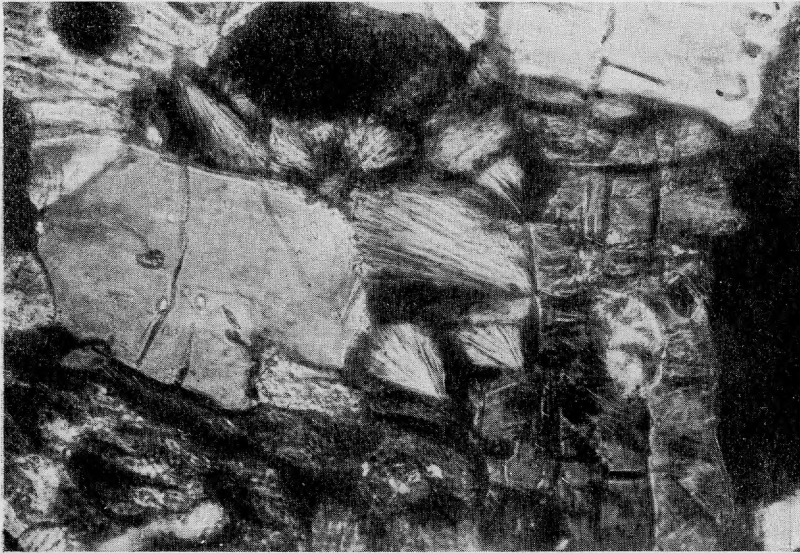


Рис. 2. Волокнистый ксоноталит среди скаполита и граната. $\times 290$, с анализатором.

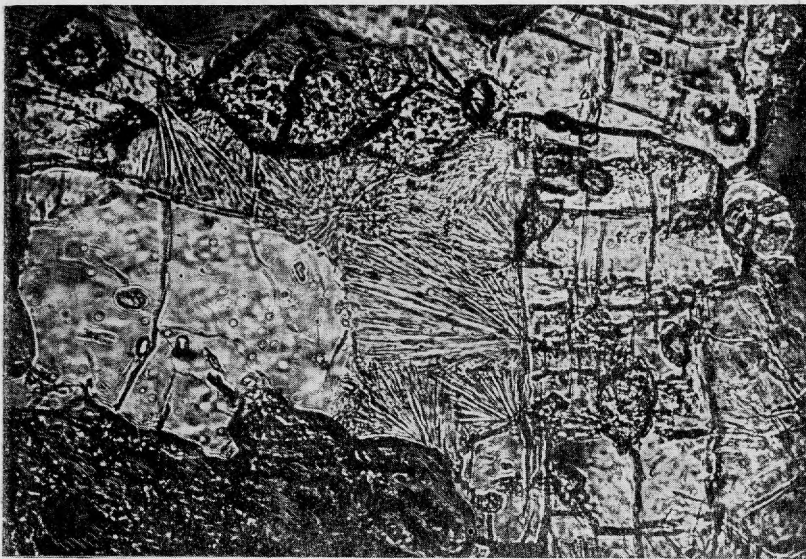


Рис. 3. Волокнистый ксоноталит в парагенезисе с гранатом и скаполитом. $\times 290$, без анализатора.

эпидота, кальцита и мусковита. Среди указанной ассоциации минералов и наблюдаются радиально-лучистые волокнистые и игольчатые агрегаты яркорозового цвета с ясной спайностью в направлении удлинения (рис. 2

и 3). По полученным оптическим константам минерал соответствует ксонотлиту.

Предшествующие исследователи этого месторождения связывали все метаморфические, а равно и рудообразующие процессы, почти исключительно с контактовым воздействием гранитной интрузии. Однако последние наши наблюдения показали, что проявление рудоносности приурочено к выходам пород основной габбровой интрузии.

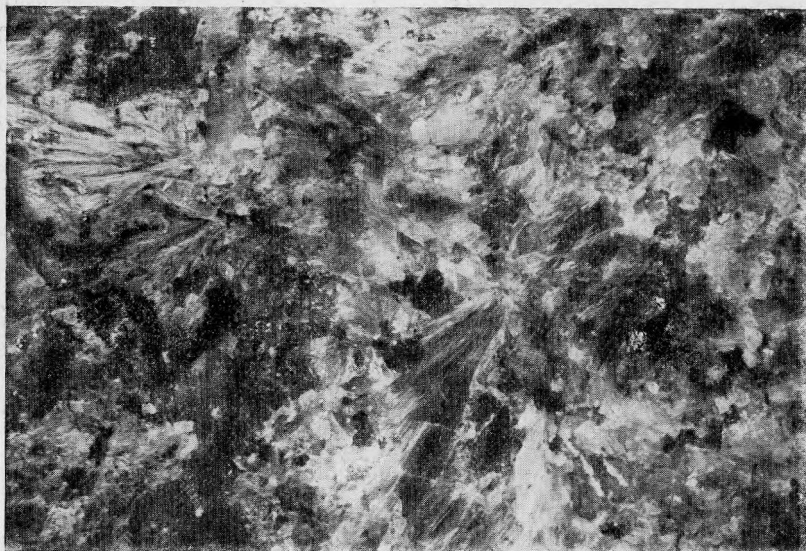


Рис. 4. Лучистые агрегаты ксонотлита в кальците.

При первом взгляде на минералы Шерегешевского железорудного месторождения обнаруживается преобладание минералов, типичных для известковых контактов с гранитами (магнетит, эпидот, гранат, везувиан и т. д.). Однако при сравнительно резко выраженной пространственной приуроченности железорудного месторождения к контакту гранитной интрузии совершенно необычным до сих пор казалось присутствие таких минералов, как шпинель, форстерит, везувиан, геленит, а также наличие своеобразных элементов, характерных для комплекса пород основной габбровой интрузии.

Четвертая находка ксонотлита была сделана нами в образцах коллекции А. Т. Сулова, собранных им в Белогорском железорудном месторождении. Образец, в котором отмечен ксонотлит, представлен крупнокристаллическим кальцитом, рассеченным жилкой магнетита, мощностью 4 см. В контакте магнетита с кальцитом по обеим сторонам заметно развиваются скарновые минералы — гранат (андрадито-гроссулярового состава) и эпидот. Кроме того, наряду с последними, в теле крупнокристаллического мрамора здесь же, вблизи контакта, наблюдаются небольшие скопления ксонотлита в виде шестоватых или радиально-лучистых агрегатов розоватого цвета (рис. 4).

Под микроскопом эти образования часто наблюдаются в виде сфероидальных пучков. Отдельные игольчатые кристаллы ксонотлита оптически представляют собой также агрегат сросшихся параллельных воло-

кон, еще более тонких, чем волокна в сфероидальных образованиях. Отдельные иглы ксонотлита входят в состав главной массы скарна, пересекающего магнетитовой жилкой с преобладающим количеством кальцита и скарновых минералов — граната (андрадит-гроссуляр), эпидота. Ксонотлит наблюдается также совместно с зернами диопсида-геденбергита, актинолита, тремолита, родонита (бустамита) и, реже, везувиана. Из сульфидов встречены пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит и др.

К сожалению, минералогия этого месторождения слабо изучена. Имеются только отдельные отрывочные сведения в литературе, касающиеся преимущественно геологии месторождения и тех немногочисленных образцов, которые попали в Минералогический музей. По своеобразному парагенезису и аналогии с другими подобными комплексами в этом месторождении должен, очевидно, встретиться и геленит как неотъемлемая часть указанного выше парагенезиса.

В северной части Белогорского месторождения в контакте рудных тел с гранитами залегают дайки кварцевых порфиров (верхнемелового возраста). Они частично ороговикованы и гранатизированы. Местами пострудные дайки порфиров срезают рудные тела, простираясь на северо-запад и падая на северо-восток под углом 50—60°. В месторождении обнаружено 6 таких даек. Руды, обычно представленные магнетитом и гранатом, часто находятся в тонкопластинчатом сростании друг с другом.

Несмотря на ярко выраженную, казалось бы, приуроченность месторождения к контакту гранитной интрузии, наличие в нем ксонотлита указывает, по аналогии с другими месторождениями, на генетическую связь его с породами основного комплекса.

Из приведенных примеров видно, что ксонотлит не такой уж редкий минерал, но для него характерно то, что, являясь контактовым минералом, он все же встречается не во всех месторождениях этого типа, а лишь там, где контактовый процесс вызван действием основных изверженных пород. Поэтому присутствие ксонотлита в том или другом комплексе пород указывает, с одной стороны, на контактовый процесс, с другой — на те интрузии, которыми этот процесс был вызван.

Вследствие близости генетических условий и очень большого внешнего сходства с волластонитом, ксонотлит часто смешивали с последним, особенно в полевых условиях. Поэтому не исключена возможность, что в большинстве месторождений контактового типа ксонотлит был пропущен, поскольку обычные минералы контакта, каким является и широко известный волластонит, не всегда подвергались детальному изучению. Так, например, ксонотлит из месторождения о-ва Ройял (Мичиган, США) долгое время принимался за волластонит и только в 1922 г. описан Фосагом и Ларсен (Fosag a. Larsen, 1922) как икклит. Впоследствии Ларсен (Larsen, 1923) установила идентичность икклита с ранее описанным ксонотлитом Раммельсберга.

Анализ ксонотлита из Шерегешевского месторождения, к сожалению, не был сделан из-за недостатка материала. Химические анализы ксонотлита из Белогорского месторождения и Дедаканис-Цхали приводятся в табл. 1.

В качестве сравнения приведены также анализы по литературным данным. Необходимо отметить, что анализы ксонотлита отличаются от анализов волластонита лишь наличием небольшого содержания воды в ксонотлите.

Данные оптических исследований ксонотлита из Шерегеша и Белогорска показали полную тождественность с ксонотлитом других месторождений (табл. 2).

Таблица 1

Химический состав ксонотлита

Окислы	Месторождения						Теоретический состав ксонотлита 5CaSiO ₃ · H ₂ O
	Белогорское *	Дедаканис-Цхали, Юго-Осетия **	О-в Ройял, Мичиган, США ***	Калифорния, Инеза ****	Лисбург, Вирджиния *****		
SiO ₂	50,18	48,96	50,88	50,17	45,62	49,60	50,16
TiO ₂	Следы	Нет	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,62	Следы	—	—	2,05	1,00	—
Fe ₂ O ₃	0,18	0,38	1,32	1,04	—	—	—
CaO	45,02	46,94	42,88	45,45	41,28	46,32	46,82
MgO	0,74	0,05	1,10	Следы	2,26	—	—
MnO	0,19	—	—	—	—	—	—
K ₂	—	0,06	—	—	—	—	—
NaH ₂ O	—	0,05	0,55	Нет	—	—	—
CO ₂	—	1,04	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,15	0,12	3,18	1,00	—	—
H ₂ O ⁺	3,05	2,53	3,68	—	6,00	2,80	3,02
	99,98	100,16	100,53	99,84	98,21	99,72	100,00

* Аналитик: К. П. Сокова.

** Ксонотлит образуется в результате контактового воздействия диабазовых пород на метаморфизованные известняки кембрия, по Г. П. Барсанову (Флоренский и Барсанов, 1937).

*** Из контактов основных изверженных интрузий (Fosag a. Larsen, 1922).

**** Из контактов габбро-диабазовых пород (Larsen, 1917).

***** Лисбург, Вирджиния. Из контактов диабазов с глинистым конгломератом и известняками (Shannon, 1925).

Таблица 2

Результаты оптического исследования ксонотлита

Месторождения	Ng	Nm	Np	Ng—Np	Знак	Осн-ость	2V	Спайность
Шерегешевское . . .	1,595	—	1,583	0,012	} +	Дву-осный	Очень малое	—
Белогорское	1,594	—	1,583	0,011				—
Дедаканис-Цхали . .	1,5921	—	1,5821	0,010				—
Никор-цминда . . .	1,592	—	1,576	0,016				—
Калифорния, Инеза	1,593	1,583	1,583	0,010				—
Вирджиния	1,595	—	1,583	0,012	}			удлинению
О-в Ройял, Мичиган	1,590	—	1,579	0,011				То же
								удлинению

Приведенные нами исследования ксонотлита с Шерегешевского и Белогорского месторождений в сопоставлении с данными парагенезиса и условиями образования его в других месторождениях, позволили сделать следующие выводы.

1. Своеобразный и довольно постоянный парагенезис минералов, в котором обычно обнаруживается ксонотлит с геленитом, гранатом, магнетитом и т. д., дает основание предполагать, что ксонотлит и геленит образуются в связи с деятельностью метасоматических растворов, генетически связанных с интрузиями основных габбровых магм, которые дают начало образованию скарновых месторождений.

2. При внимательном исследовании минералов в контактах и скарновых месторождениях ксонотлит может оказаться не таким уж редким, каким его до сих пор считали.

3. Ввиду близости генетических условий и сравнительно большого сходства ксонотлита с волластонитом, необходимо проявлять большую осторожность и тщательность при их определении.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Гибшит в Грузии. Докл. АН СССР. 1939, № 4, 351—354.
Флоренский А. А. и Барсанов Г. П. Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-Цхали в Юго-Осетии. 1937.
Fosag W. F. and Larsen E. S. Eakleite from Isle Royale Michigan. Am. Mineral., v. 7, № 2, 23, 1922.
Larsen E. S. Eakleite a new mineral from California. Amer. Journ. Sci., v. 43, p. 464—465, 1917.
Shannon E. V. An Occurrence of xonotlite at Leisburg, Virginia. Am. Mineral., v. 40, № 1, 12, 1925.

Л. М. ЛЕБЕДЕВ и Н. Г. СУМИН

О КРАСНОЙ ШПИНЕЛИ ИЗ СЛЮДЯНКИ

Шпинель в Слюдянском районе известна давно и имеет чрезвычайно широкое распространение. Мелкие октаэдрические кристаллы синеватого и синевато-зеленого цвета представляют собой минерал-примесь в кристаллических известняках. Не менее часто шпинель можно встретить в зонах контакта пегматитов с мраморами. Прекрасно образованные кристаллы шпинели, размером до 4 см в диаметре, наблюдались П. В. Калинин (1939) в одном из шурфов по р. Талой.

Красная шпинель впервые упоминается в работе Д. С. Коржинского (1947), обнаружившего ее в лазуритовых коях. Однако парагенезис красной шпинели в этом месторождении до сих пор не был известен.

Летом 1947 г. Л. М. Лебедевым были обнаружены значительные количества кристаллов розовой и красной шпинели в большой глыбе мрамора, свалившейся с утеса водораздела рр. Слюдянка — Пахабиха (верховья р. Слюдянки) в 14 км от города.

Эта находка, несомненно, представляет интерес в связи с изучением парагенетических ассоциаций и генезиса благородной шпинели. Глыба мрамора, в которой была обнаружена красная шпинель, представляла собой контактную часть пегматитовой жилы. Мрамор белого цвета с слабым сероватым оттенком, крупнозернистый. В массе крупных зерен кальцита наблюдалось большое количество мелких (до 5 мм) пластинчатых кристаллов графита округлой формы или кристаллов, образующих правильные шестигульники.

В сравнительно меньших количествах были представлены форстерит, флогопит (бесцветный) и призматические мелкие кристаллы зеленого тремолита с изъеденными гранями.

Розовая шпинель более или менее равномерно рассеяна в мраморе в виде мелких октаэдрических кристаллов, реже неправильных сростков.

Размеры отдельных кристаллов варьируют от еле видимых глазом до 0,5 см. Величина кристаллических сростков достигает в диаметре 1 см. Цвет шпинели от светлорозового до яркокрасного. Она совершенно прозрачна, реже полупрозрачна, имеет стеклянный блеск, твердость — 8;

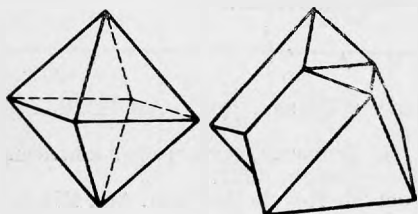


Рис. 1. Форма кристаллов и двойниковых сростков красной шпинели с р. Слюдянка.

хрупка, с раковистым изломом, неплавка. Показатель преломления — 1,713, изотропна. Удельный вес — 3,68. В кислотах не растворяется.

Изучавшиеся кристаллы шпинели образуют октаэдры. Крайне редко наблюдались двойники по шпинелевому закону, для которых очень характерно уплощение по плоскости двойникового (рис. 1).

Данные спектрального анализа благородных шпинелей (табл. 1) показали полную аналогию с подобными данными для шпинелей других месторождений.

Как в месторождении Слюдянка, так и на Памире и о-ве Цейлоне, шпинель встречается в контакте пегматитовых жил с известняками в обычном для нее парагенезисе — кальцит, графит, хондродит, эпидот и породообразующие минералы пегматита.

Таблица 1

Спектральный анализ благородных шпинелей

Элементы	Месторождения		
	Слюдянка	Памир	О-в Цейлон
Mg	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная
Al	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная
Cr	Оч. сильная	Оч. сильная	Оч. сильная
Fe	Средняя	Сильная	Сильная
V	Выше средней	Средняя	Средняя
Mn	—	Средняя	Средняя
Zn	Слабая	Слабая	Слабая
Cu	—	Следы	—
Ag	Ничт. следы	—	—
Ga	Слабая	Слабая	Слабая
Ni	Следы	—	—
Ca	Слабая	—	—
Ti	Следы	Следы	Следы
Si	Сильная	Средняя	Средняя

Правда, в месторождении Слюдянка хондродит не был обнаружен в парагенезисе с красной шпинелью, однако надо отметить, что он весьма обычен там в парагенезисе с голубыми и синими шпинелями.

Одним из характерных признаков для всех красных шпинелей, как показали спектральные анализы, является постоянное присутствие в них не только хрома, но и ванадия. Это дает основание предполагать, что красная и розовая окраски шпинелей обусловлены не только присутствием хрома, но, очевидно, в равной степени и наличием в них даже небольшого количества ванадия.

Цейлонская благородная шпинель, по данным химического анализа, содержит: Cr_2O_3 — 1,43%, FeO — 0,69%. Отношения окислов Fe и Cr почти соответствуют теоретическому составу хромита (FeO , Cr_2O_3), т. е. Cr_2O_3 — 67,5%, FeO — 32,5%.

Это последнее обстоятельство указывает на то, что хром, ванадий и железо, постоянно присутствующие в красных шпинелях, можно рассматривать не только как изоморфные примеси, но и как изоморфную смесь компонентов шпинелидовой структуры.

Повидимому, это может служить подтверждением данным, приводимым Фаянсом (1925), который указывает, что вообще цвет не является специфическим свойством, вызываемым только катионом, а зависит от его сочетания с анионными группами.

ЛИТЕРАТУРА

- К а л и н и н П. В. Минералы Слюдянского района. Тр. Всес. инст. минер. сырья, вып. 150, стр. 176—244, 1939.
К о р ж и н с к и й Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 29. Петрограф. сер., № 10, 1947.
Ф а я н с К. Деформация электронных оболочек. Успехи физ. наук, т. V, стр. 294, 1925.

Ф. В. ЧУХРОВ

О ПАРАГЕНЕЗИСЕ МАЛАХИТА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ

МАЛАХИТ В СТЕПНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНА

В месторождениях степной части Казахстана можно различать следующие типы выделений малахита:

1. Натечные полусферические выделения и корки, частью слоистые, преимущественно с более или менее отчетливо выраженным лучистым строением в изломе; характерны для открытых полостей.

2. Лучистые или зернистые агрегаты, нацело выполняющие трещины и полости.

3. Землистые выделения, играющие роль цемента нерудных минералов или обособляющиеся среди них. Значительная часть землистого малахита возникла путем замещения других минералов и наблюдается в псевдоморфозах по ним; таковы, например, псевдоморфозы малахита по церусситу из Майкаина.

Несмотря на повсеместную распространенность малахита в зоне окисления медных месторождений Казахстана, концентрированные выделения этого минерала встречаются здесь весьма редко. Уникальны для казахских степей слоистые выделения малахита толщиной до 5 см, наблюдаемые в месторождении Коунрад.

По сравнению с азуритом малахит в более или менее концентрированных выделениях обычно представляет более ранний минерал,

встречающийся в таких месторождениях, как Джезказган, Коунрад, Успенское, Александровское, Беркара, Кайракты, Шуптыкуль, Степановское, Тезекпайсор, Казанауз и др.

Наряду с ранним малахитом, в этих же месторождениях часто наблюдается малахит, образовавшийся после азурита. При этом характерно, что выделения позднего малахита обычно не бывают сколько-нибудь концентрированными. Нередко в месторождениях прослеживается замещение поздним малахитом азурита (Джезказган, Коктасджал, Кайракты, Шуптыкуль, Тезекпайсор и др.). В Джезказгане отчетливо наблюдается замещение малахитом атакамита.

В сравнении с купритом, малахит является более поздним минералом (Джезказган, Успенское). Соотношение малахита с брошантитом различное. Нередки случаи, когда малахит представляет собой более поздний минерал, чем брошантит, и частично отчетливо замещает его (Коунрад, Беркара, Коктасджартас, Саяк и др.).

Однако в некоторых месторождениях устанавливаются обратные соотношения. Например, в месторождениях Коунрад и Беркара корочки кристалликов брошантита в отдельных образцах покрывают поверхность корок малахита ранней генерации. Соотношения малахита с элитом, прослеженные в Алтынтюбе, являются переменными; в месторождении Самомбет установлено наличие более поздних выделений малахита в сравнении с элитом.

Натечный малахит является более ранним (Коунрад), чем цианотрихит. По отношению к хризоколле малахит, почти как правило, более ранний; обратные соотношения между этими минералами не характерны. Случаи замещения малахита хризоколлой обычны (Джезказган, Коунрад, Саяк, Гульшад, Кызылэспе, Акчагыл, Крешенское и др.).

Кварц и халцедон — также обычно более поздние минералы, чем малахит (Чокпак, Бесъчоку, Гульшад, Кызылэспе, Акчагыл, Самомбет, Казанауз и др.). В отдельных случаях прослеживается замещение малахита халцедоном (Кызылэспе).

По отношению к лимониту, образовавшемуся путем отложения из растворов, малахит в отдельных случаях более поздний (Коктасджартас, Беркара и др.).

Церуссит в некоторых месторождениях ясно замещается малахитом поздней генерации (Кызылэспе, Бесъчоку, Майкаин). В месторождении Беркара выделения малахита поздней генерации располагаются на кристаллах церуссита. Вместе с тем здесь же известны выделения кристаллов церуссита на малахите ранней генерации.

Несомненно также наличие на малахите ранней генерации выделений миметезита (Гульшад), каламина (Кызылэспе) и кальцита (Кызылэспе, Чокпак). Местами поздний малахит наблюдается на пироморфите (Бесъчоку).

Соотношения малахита с псиломеланом и вадом различны. В сравнении с медной смоляной рудой малахит поздней генерации частью является несомненно более поздним (Джезказган, Шуптыкуль).

Как следует из приведенных выше данных, в месторождениях степной части Казахстана многие гипергенные минералы в большем или меньшем количестве случаев являются более поздними, чем малахит ранней генерации; таковы: азурит, брошантит, каламин, кальцит, кварц, миметезит, пироморфит, церуссит поздней генерации, цианотрихит, халцедон, хризоколла. Из этих минералов определено более ранними в сравнении с малахитом поздней генерации являются азурит, медная смоляная руда, брошантит, пироморфит и церуссит поздней генерации.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Соотношение малахита с азуритом

В литературе по минералогии сравнительно мало четких данных о взаимоотношениях малахита и азурита, а также о соотношении между ними и другими медными минералами зоны гипергенеза. П. П. Пилипенко отмечает многочисленные случаи более позднего возникновения малахита в сравнении с азуритом, частью с образованием псевдоморфоз по последнему. Только в одном месторождении этим автором установлено наличие тонких кристаллических корок азурита на шаровых стяжениях малахита.

Помимо азурита, малахит в некоторых месторождениях замещает также сульфидные минералы (халькозин и др.), куприт, атакамит, брошантит.

По заключению П. П. Пилипенко, для нижних горизонтов изученных им месторождений характерен землистый малахит, а для верхних — натечный. Возникновение землистого малахита связывается с непосредственным замещением сульфидных минералов. Тем же автором отмечаются частые случаи более позднего выделения малахита в сравнении с азуритом для Алексеевского рудника (Минусинский район).

В отдельных образцах Минералогического музея Московского геолого-разведочного института, полученных с Урала и Алтая, на раннем натечном или плотном малахите наблюдаются корочки кристалликов азурита. В некоторых уральских образцах малахит является более поздним, чем азурит, и частью замещает его. В образцах Ф. И. Вольфсона из месторождения Азамат в Сергиопольском районе (Казахстан) наблюдаются псевдоморфозы малахита по азуриту.

В отечественной литературе имеется много указаний на образование малахита после азурита и на псевдоморфозы первого из этих минералов по второму. Более раннее образование малахита по сравнению с азуритом отмечается и некоторыми иностранными авторами. Известны образования малахита на медных монетах, бывших долгое время погребенными в земле, причем на малахите, покрывающем монеты, обнаружены выделения азурита.

На основании личных наблюдений и литературных данных, мы считаем возможным выделить два типа малахита по способу его образования:

1. **М а л а х и т з а м е щ е н и я.** Образуется за счет вторичных и отчасти первичных сульфидных минералов, а также за счет самородной меди, куприта, брошантита, атакамита, азурита, церуссита и других минералов. Для такого малахита характерно землистое или зернистое строение.

2. **М а л а х и т о т л о ж е н и я.** Образуется путем отложения из растворов. Наиболее часто представлен агрегатами с концентрически-слоистым и лучистым строением. Кроме того, наблюдается в виде землистых выделений и корочек кристаллов.

Образование малахита замещения и малахита отложения происходит в разные стадии формирования зоны окисления.

В большинстве месторождений отчетливо прослеживается выделение малахита частью до азурита, частью после него. Ранний малахит обычно бывает представлен более или менее концентрированными выделениями, большей частью с отчетливыми признаками метаколлоида (лучистые, слоисто-лучистые и т. п. агрегаты). Для позднего малахита характерно отсутствие более или менее значительных скоплений. В значительной части он представляет продукт замещения азурита и нередко образует псевдоморфозы по этому минералу.

Во многих случаях, однако, выделение малахита в виде мелкокристаллических корочек и отчасти в виде мелких лучистых бугорков на азурите не связано с замещением последнего. Замещение малахита и сульфидных минералов азуритом не констатировано ни в одном из посещенных нами месторождений. В литературе это отмечено в единичных случаях, причем достоверность их неясна.

При нормальных условиях выветривания в начальные его моменты малахит и азурит не образуются в рудах, которые обогащены пиритом. При отсутствии пирита малахит весьма нередко образуется непосредственно по сульфидным минералам в ранней стадии выветривания руд. В этом случае не наблюдается также и резкого выщелачивания меди на выходах.

Обобщение наших наблюдений и литературных данных позволяет заключить, что между образованием карбонатов меди и климатом имеется некоторая связь. Несомненно, что чем значительнее количество осадков в районе месторождений в период формирования зоны окисления, тем больше карбонатов меди среди продуктов выветривания сульфидных медных минералов. С возрастанием количества осадков усиливается и снабжение углекислотой нижних горизонтов зоны окисления. Вероятно, в связи с этим находится тот факт, что в месторождениях северного Чили карбонаты меди очень редки, а сульфаты, особенно антлерит, широко распространены.

Остановимся теперь на тех причинах, которые, по нашему мнению, определяют парагенетические соотношения между малахитом и азуритом. Как уже отмечалось выше, малахит обычно представляет в основном более ранний минерал, чем азурит, но наряду с этим несомненно и образование некоторого количества малахита после азурита, частью в результате замещения последнего.

Нам кажется вероятным, что образование основной массы малахита до азурита (более богатого углекислотой) связано с относительным недостатком углекислоты в рудничных водах в ранние стадии выветривания. Причиной относительного недостатка углекислоты может служить наличие весьма большого количества реагирующих с ней веществ: как вторичных и отчасти первичных сульфидов, в известной степени — куприта и самородной меди, так и главное — растворенных в воде сульфатов меди, которые наиболее легко реагируют с угольной кислотой.

Нахождение раннего малахита в относительно концентрированных количествах и преимущественное отложение его в виде коллоидных осадков, — все это подчеркивает высокую концентрацию меди в тех растворах, из которых он выделился.

В химическом отношении основное отличие между азуритом и малахитом заключается в том, что азурит — менее основная соль, нежели малахит, т. е. менее гидролизованное соединение. Относительный недостаток углекислоты в водах, омывающих рудное тело, в высшей степени способствует гидролизу карбоната меди, так как по закону действующих масс подвижное равновесие между CuCO_3 и Cu(OH)_2 должно смещаться в сторону второго из них: $\text{CuCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Cu(OH)}_2 + \text{CO}_2$. Этим, как нам кажется, и следует объяснить более раннее образование главной массы малахита в сравнении с азуритом.

При развитии зоны окисления количество меди, могущей реагировать с углекислотой, уменьшается, а относительное количество углекислоты в растворах возрастает. Вследствие повышения содержания углекислоты гидролиз карбоната меди уменьшается, что благоприятствует образованию азурита и затрудняет образование малахита.

Практическое отсутствие явлений замещения сульфидных и других минералов азуритом и частые случаи замещения их малахитом следует объяснить тем, что процессы эти идут очень медленно, концентрация меди в растворах достигает незначительной величины, а это, в свою очередь, благоприятствует образованию наиболее гидролизованного карбоната меди, т. е. малахита.

Образование малахита, после азурита, частью путем его замещения, характерно для более поздних стадий выветривания. Нам кажется вероятным, что причиной этого является значительное разбавление растворов в конечные стадии развития зоны окисления, которое благоприятствует гидролизу, а следовательно, и образованию малахита. Замещение азурита малахитом также связано с тем, что в сильно разбавленных растворах, которые характерны для поздних стадий выветривания, азурит неустойчив и превращается в более гидролизованное соединение, каким и является малахит.

Остановимся также на вопросе возможности одновременного или параллельного образования малахита и азурита из одних и тех же растворов. Нам кажется, что наличие отчетливых возрастных соотношений между этими минералами, прослеженных во многих месторождениях, а равно и замещение азурита малахитом, указывает на невозможность их одновременного выделения и оттеняет неодинаковые условия их образования и устойчивости.

Соотношение малахита с другими минералами

По отношению к брошантиту малахит в ряде месторождений обнаруживает признаки более позднего выделения. Отмечается замещение брошантита малахитом в Зырянском месторождении на Алтае и многих зарубежных месторождениях. Цианотрихит в образцах из Нижнего Тагила (Минералогический музей АН СССР) представляет собой более поздний минерал, чем натечный малахит. Образование малахита путем замещения куприта и самородной меди весьма распространено.

На Алтае, по данным П. П. Пилипенко (1914), соотношения между малахитом и хризоколлой являются переменными. В Глоб (Аризона) малахит является более поздним, чем хризоколла, но в сравнении с гипергенным кварцем он выделился раньше. Другие авторы отмечают противоположные возрастные соотношения между малахитом и хризоколлой. Имеются указания на псевдоморфозы малахита по каламину, либетениту, блеклой руде и халькопириту.

В образцах Минералогического музея Московского геолого-разведочного института представляет интерес наличие на натечном малахите халцедона и кварца (Николаевское месторождение на Алтае), кварца и кальцита (Турьинские месторождения на Урале), перуссита поздней генерации (Золотушинское месторождение на Алтае).

В Черепановском месторождении на Алтае, по данным П. П. Пилипенко, наблюдается также более позднее выделение малахита в сравнении с перусситом.

В образцах с Гарца малахит частью представлен выделениями на кристаллах перуссита. Некоторыми авторами описаны псевдоморфозы малахита по перусситу.

В Локтевском и Чагирском месторождениях, по П. П. Пилипенко, малахит является более поздним, чем лимонит; для Чагирского месторождения отмечается более позднее выделение малахита в сравнении с медной смоляной рудой. Тому же автору принадлежат указания на переменные

соотношения между малахитом и смитсонитом (Заводинское месторождение), тогда как для месторождений Тинтинк и Офир (штат Юта) в литературе отмечается более позднее выделение малахита в сравнении со смитсонитом.

Для некоторых месторождений Средней Азии П. П. Пилипенко отметил более позднее выделение малахита в сравнении с ярозитом, хризokolлой, арсенатами меди, перусситом и лимонитом. Он указал также на замещение малахитом атакамита (Зыряновское месторождение).

Псевдоморфозы малахита по атакамитам описаны Н. И. Кокшаровым (1872). Известная распространенность процессов замещения атакамита малахитом подчеркивается существованием в литературе по минералогии термина атлазит, применяемого для обозначения механических смесей малахита и атакамита.

Суммируя изложенные выше данные, можно сделать вывод, что малахит в главной массе выделяется в относительно ранние стадии выветривания. Азурит выделяется позже раннего малахита, но, в свою очередь, замещается поздним малахитом.

Хризоколла выделяется позже малахита ранней генерации и часто замещает его, но частично она отлагается раньше малахита поздней генерации. Кварц, халцедон и пиаотрихит обычно отлагаются после малахита ранней генерации. Несомненно также более позднее отложение, в сравнении с ранним малахитом, вульфенита, каламина, кальцита, миметезита и перуссита поздней генерации. Куприт и самородная медь всегда являются более ранними, чем малахит. Брошантит, смитсонит, медная смоляная руда, псиломелан-вад и элит обнаруживают переменные соотношения с малахитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Н. И. Кокшаров. О ложных кристаллах малахита Турьинских медных рудников Богословского округа на Урале. Зап. Минерал. общ., ч. 7, стр. 311—315, 1872.
П. П. Пилипенко. К минералогии Алексеевского рудника Минусинского уезда. Сб. в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского, стр. 189, 1914.

Ф. В. ЧУХРОВ

ПИРОМОРФИТ В СТЕПНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСТАНА

Пироморфит установлен нами в следующих месторождениях степной части Казахстана: Бесъчоку, Степняк, Майкаин, Самомбет и в Шайтан-тасской группе жил. Согласно Л. Л. Солодовниковой, пироморфит встречается также в рудах зоны окисления Генерал-Колпаковского месторождения. В месторождениях Бесъчоку наблюдается собственно пироморфит и полисферит. Последний, по сравнению с собственно пироморфитом, является более ранним. Как правило, полисферит наблюдается в виде бугорчатых колломорфных корочек и отдельных полусферических бугорков; толщина тех и других — до 1—2 мм. Внутреннее строение корочек и бугорков от сплошного до лучистого, частью концентрически-слоистое. Поверхность несколько шероховатая с выступами кристалликов. Окраска в изломе сероватая или серовато-белая, с поверхности — светлосерая.

На выделениях полисферита нередко можно видеть корочки кристалликов собственно пироморфита.

Результаты анализа полисферита из Бесъчоку приводятся в табл. 1. (аналитик — В. М. Сендерова).

Таблица 1

Химический состав
полисферита

Компоненты	Данные анализа (в %)
CaO	9,10
MgO	Следы
PbO	66,68
Fe ₂ O ₃	Следы
Al ₂ O ₃	0,16
P ₂ O ₅	20,05
As ₂ O ₅	0,61
Cl	2,91
SO ₃	0,00
H ₂ O ⁺	0,47
H ₂ O ⁻	0,09
Сумма	100,07
— O = Cl ₂	0,65
Сумма	99,42

Собственно пироморфит наблюдается в виде двух разновидностей — сероватой и травяно-зеленой, — которые представлены корочками удлиненных или укороченных гексагонально-призматических кристалликов и их сростков. Величина отдельных кристалликов обычно небольшая, редко достигает 5 мм. Концы их часто закруглены и нередко расщеплены. Изредка наблюдается пинакоид.

В сравнении с полисферитом обе разновидности собственно пироморфита являются более поздними и представлены менее концентрированными выделениями. Сероватый пироморфит частью переходит в белый и почти бесцветный. Характерно, что по сравнению с травяно-зеленым пироморфитом он является более ранним и представлен более концентрированными выделениями. Травяно-зеленый пироморфит местами переходит в изумрудно-зеленый и желто-зеленый.

Как показывают приведенные данные, на месторождении Бесъчоку выдерживается последовательность: полисферит — сероватый и белый пироморфит — травяно-зеленый пироморфит. В этом ряду более поздние разности представлены менее концентрированными выделениями. Выделения пироморфита и полисферита частью располагаются на псиломелане, ваде и стильносидерите; на пироморфите наблюдаются малахит, халцедон, кварц.

В месторождении Степняк пироморфит обнаружен нами в кварцевой жиле. В сравнении с другими гипергенными минералами свинца, пиромор-

фит дает наибольшие скопления. Он образует выделения в трещинах кварца, нередко в штуфах с галенитом, но всегда на некотором расстоянии от последнего; в тесной ассоциации эти минералы не наблюдались.

Главная масса пироморфита представлена удлинёнными (до 1 см при толщине 1 мм) темнозелеными кристаллами и их агрегатами, частично лучистыми. Кристаллы располагаются на кварце, стильносидерите и охристом буром железняке. Поверхность стильносидерита, подстилающего темнозеленый пироморфит, часто неровная, как бы изъеденная. Между стильносидеритом и пироморфитом наблюдаются ржаво-бурые пленки. Кристаллы пироморфита чаще прикреплены к основанию не концами, а плоскостями призмы. Хорошо образованные кристаллы редки.

Господствующая форма — гексагональная призма, преимущественное развитие которой обуславливает столбчатый вид кристаллов. В некоторых экземплярах ясно распознается гексагональная дипирамида, имеющая, однако, незначительное развитие. Пинакоид встречен лишь на отдельных кристаллах, для которых характерно и наличие граней дипирамиды.

Верхушки многих кристаллов заострены. Некоторые кристаллы имеют слабо расщепленные зазубренные головки, а другие характеризуются расщеплением головок на отдельные тонкие кристаллики, параллельные между собой, причем те из них, которые находятся ближе к середине основного кристалла, имеют большую длину. Поверхность граней кристаллов частью матовая (вследствие растворения), частью блестящая. Наряду с кристаллами пироморфит образует и сплошные заполнения трещинок в кварце.

Помимо охарактеризованного выше темнозеленого пироморфита, в значительном меньших количествах встречается более поздний желто-зеленый пироморфит, образующий удлиненные кристаллики, величина которых составляет доли миллиметра. Кристаллики иногда образуют лучистые сростки. Основанием для них служат кварц, стильносидерит и местами церуссит ранней генерации. В последнем пироморфит частично выполняет трещинки и инкрустирует полости. В штуфном парагенезисе с поздним пироморфитом установлен также ярозит. Спектроскопически в темнозеленом пироморфите обнаружены ванадий (сильные линии) и мышьяк (слабые линии).

Количественное определение брома и иода, выполненное Л. С. Селивановым, дало следующие результаты:

$$\text{Br} — 5,2 \cdot 10^{-4}\%; \text{I} — n,4 \cdot 10^{-4}\%.$$

В Майкаине пироморфит установлен в единичных штуфах из кварцевой жилы, вскрытой в 1937 г. Выделения минерала имеют вид отдельных кристалликов, величина которых не превышает 5 мм. Кристаллы у концов закруглены и частью обнаруживают признаки расщепления. Окраска пироморфита желто-зеленая.

В Самомбете пироморфит установлен на меднорудном участке в виде корочек гексагонально-призматических кристаллов на роговике. Окраска — от желто-зеленой до бледной яблочно-зеленой. Концы кристаллов несколько закругленные, конусообразные. Нередко у концов монокристаллы расщепляются на ряд неделимых. Длина кристаллов — до 1 мм, толщина их обычно в 2—3 раза меньше длины. На пироморфите изредка наблюдаются выделения кальцита и халцедона.

В Шайтантаской группе жил (Джезказгано-Улутавский район) пироморфит обнаружен в единичных образцах из Крокоитовой жилы (жила № 12). Выделения пироморфита наблюдаются в трещинах

кварца в виде агрегатов тонких игольчатых кристалликов или в виде единичных кристаллов, имеющих удлиненнопризматическую, реже — толстотаблитчатую форму. Окраска пироморфита преимущественно желто-зеленая, реже — зеленая или зелено-желтая. Частично пироморфит выделяется на бурой стеклянной голове. В отдельных образцах прослеживается замещение пироморфитом крокоита.

Из литературных данных и наших личных наблюдений следует, что пироморфит принадлежит к относительно поздним минералам зоны окисления. В начальные стадии ее развития он обычно не образуется. Образование псевдоморфоз пироморфита по галениту, вероятно, происходит через стадию церуссита. Псевдоморфозы галенита по пироморфиту крайне редки и возникают в специфических условиях. Источником фосфора, необходимого для образования пироморфита, являются боковые породы. Наличие в зоне окисления повышенных количеств пироморфита указывает на отсутствие арсенопирита в первичных рудах, так как в последнем случае свинец в главной массе был бы связан в виде бедантита или миметезита.

**СВЕДЕНИЯ О РАБОТЕ НАУЧНОГО КРУЖКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР за 1950/51 г.**

Год	Месяц	Число	Фамилия докладчика	Содержание доклада
1950	Декабрь	2	А. А. Беус	К вопросу о вертикальной зональности гранитных пегматитов
1950	Декабрь	16	А. И. Гинзбург	О монографии американских геологов «Внутреннее строение пегматитовых тел»
			В. П. Петров	Показ новых минералов
1950	Декабрь	30	В. В. Якубова	Реферат работы Г. Кеннеди «Пневматолит и метод изучения жидких включений в геологической термометрии»
			Г. П. Барсанов	Показ новых поступлений
1951	Февраль	17	Н. Г. Сумин	Новые разновидности хризоколл из Меднорудянского на Урале
			В. В. Ляхович	Показ новых минералов
1951	Март	10	Акад. Д. С. Белянкин	Вступительное слово, посвященное памяти проф. В. И. Крыжановского
			Э. М. Бонштедт-Куплетская	Пегматиты Курочкина Юга (Урал)
			Г. П. Барсанов	Показ минералов последнего сбора проф. В. И. Крыжановского
1951	Апрель	7	А. И. Гинзбург	О фосфатах в гранитных пегматитах
			Н. К. Лашева	Показ минеральных видов, поступивших в Минералогический музей
1951	Апрель	21	Г. П. Барсанов	Материалы по люминесценции минералов (группа силикатов)
			А. Н. Лабунцов	Показ новых минералов, поступивших в Минералогический музей (силикаты)
1951	Май	19	Г. П. Барсанов	Вступительное слово, посвященное памяти академика А. Е. Ферсмана
			Член-корр. АН СССР А. Ф. Капустинский	Геохимическое распределение элементов и атомные объемы
			Член-корр. АН СССР Д. И. Щербаков	О геохимических работах А. Е. Ферсмана на острове Челекене

БИБЛИОГРАФИЯ

А. П. ТРОИЦКАЯ

МИНЕРАЛЫ, ВПЕРВЫЕ УКАЗЫВАЕМЫЕ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СССР В ЛИТЕРАТУРЕ 1950 г.

Сообщение 5

Настоящее сообщение представляет собой продолжение работы по учету минералов, впервые описываемых в СССР¹. В 1950 г. на территории СССР открыт 31 минерал², в том числе 14 новых. В сообщении указывается также литература по 23 минералам, не вошедшим в предыдущие сводки.

В примечании даются ссылки на литературу для некоторых минералов, помещенных в 4-м Сообщении без указаний литературы.

В дополнении приводятся предложения, относящиеся к изменению номенклатуры минералов и их разновидностей в литературе СССР за последние десять лет (1941—1950 гг.).

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Группа платины — палладия — олова

* Станноплатинит Pt_3Sn_2

И. Н. Масленицкий, П. В. Фалеев, Е. В. Искюль. Докл. АН СССР, 1947, т. LVIII, № 6, 1139 (упоминание). И. Н. Масленицкий. Зап. Ленингр. ордена Ленина и Трудового Красного Знамени горн. инст., 1948, т. 22, ч. 2, 204.

¹ Предыдущие работы по учету минералов СССР:

О. М. Шубникова. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940, вып. 31, мин.-геохим. сер. (№ 6), 1—6. Тр. Ломоносов. инст. АН СССР, 1936, вып. 7, сер. мин., 307—339. Тр. Ломоносов. инст. АН СССР, 1937, вып. 10, сер. мин., 169—226. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1938, вып. 11, мин.-геохим. сер. (№ 3), 1—36. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940, вып. 31, мин.-геохим. сер. (№ 6), 31—62. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1947, вып. 74, мин.-геохим. сер. (№ 15), 1—136.

В. К. Здравомыслов. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1938, вып. 11, мин.-геохим. сер. (№ 3), 47—50. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940, вып. 31, мин.-геохим. сер. (№ 6), 65—67. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1947, вып. 74, мин.-геохим. сер. (№ 15), 137—143.

А. П. Троицкая. 4-е Сообщение. Тр. Минерал. музея АН СССР, 1951, вып. 3, 150—160.

² Эти минералы отмечены звездочкой.

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

* Белянкит $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{F}, \text{OH})_{13} \cdot [\text{H}_2\text{O}]^1$.

М. Д. Д о р ф м а н. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXV, № 6, 851 (минералогическое описание, уд. вес, химические свойства, оптика, химический анализ, порошковая диаграмма, кривая нагревания).

МАНГАНТЫ

Криптомелан $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{MnO} \cdot 15\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

А. Т. С у с л о в. 1946. Устное сообщение (рентгенографическое изучение).

Романешит $\text{BaMnMn}_3\text{O}_{16}[\text{OH}]_4$

А. Т. С у с л о в. 1946. Устное сообщение (рентгенографическое изучение).

СИЛИКАТЫ

Группа полевых шпатов

* Бариевый микроклин

Г. П. Б а р с а н о в. Тр. Ильменск. гос. заповедника, 1940, вып. 2, 110 (упоминание).

Группа пироксенов

Ферроавгит, разновидность авгита

М. М. Веселовская. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1950, вып. 86, петрографич. сер. (№ 39), 71, 99, 103, 104, 105.

Ферросалит, разновидность салита

М. М. Веселовская. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1950, вып. 86, петрографич. сер. (№ 39), 71, 97.

Ферросилит, клиноферросилит FeSiO_3

П. Н. Ч и р в и н с к и й и А. И. С о к о л о в а. Метсоритика, 1946, вып. 3, 42.

Группа амфиболов

Гольмквистит, литийсодержащий амфибол

А. И. Г и н з б у р г и И. В. Г и н з б у р г. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXIV, № 6, 1119 (минералогическое описание, оптика, уд. вес, спектральный анализ, порошковая диаграмма, минералогическая ассоциация, генезис).

* Фордфедоровит

В. Н. Л о д о ч н и к о в. Тр. Вост.-Сибир. геол. управ., 1941, вып. 28, 167—168.

Группа эпидота

* Стронциевый цоизит

Г. Д. А ф а н а с е в. Изв. АН СССР, 1950, сер. геол., № 4, 61 (упоминание).

* Не определенный минерал, близкий цоизиту

В. А. К у з н е ц о в. Матер. по геол. Зап. Сибири, 1940, № 10 (52), 11, 13 (минералогическое описание, оптика).

Группа гумита — хондрита

* Титано-хондрит, содержит от 6,63 до 9,57% TiO_2

И. Д. Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч и В. С. М ы с н и к о в. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXI, № 1, 140 (изоморфный ряд).

Группа цеолитов

* Цеолит группы морденита $2(\text{Na}, \text{K})_2\text{O} \cdot 3\text{CaO} \cdot 8\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 67\text{SiO}_2 \cdot 54\text{H}_2\text{O}$

Н. В. Р е н г а р т е н. Докл. АН СССР, 1945, т. XLVIII, № 8, 619—622 (химическое исследование, минералогическое описание, оптика, генезис).

¹ Дополнительными исследованиями Ф. В. Чухрова установлена идентичность белянкита с минералом кридитом (Прим. ред.)

Водный силикат кальция

Цеофилиит $3\text{CaO} \cdot \text{CaF}_2 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Г. П. Барсанов и В. А. Шевелева. Тр. Минер. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 55—59 (минералогическое описание, уд. вес, химический состав, оптика).

Основной силикат олова

Арандизит $3\text{SnSiO}_4 \cdot 2\text{SnO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ или $\text{Sn}_5 \cdots [\text{SiO}_4]_3 (\text{OH})_3$

А. П. Осипов. 1946 (неполный химический анализ, минералогическое описание, минералогическая ассоциация).

Группа пльванта (лиеврита)

* Ильяит (лиеврит) марганцовистый $1,8\text{CaO} \cdot 4(\text{Fe}^{++}, \text{Mn})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3,9\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

А. Б. Баталов. Зап. Всес. минерал. общ., 1950, ч. 79, вып. 3, 224 (минералогическое описание, уд. вес, химический анализ, минералогическая ассоциация, возраст).

Группа апофиллита

* Натровый апофиллит (К, Na) $\text{Ca}_4 [\text{F}(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

М. Р. Еникеев и П. Л. Приходько. Докл. АН Узбек. ССР, 1949, № 10, 17—21 (минералогическая ассоциация, минералогическое описание, уд. вес, показатель преломления, химические свойства, химический анализ, кривые обезвоживания, термооптические исследования).

Группа слюд

* Железистый фтор-мусковит $(\text{K}_{0,81}\text{Na}_{0,01})(\text{Mg}_{0,03}\text{Li}_{0,03}\text{Fe}_{0,25}\text{Al}_{1,59})_{1,90}(\text{F}_{0,59}\text{OH}_{1,48}\text{O}_{0,02})_2 \cdot [\text{Al}_{0,32}\text{Si}_{3,08}\text{O}_{10}]$

А. С. Поваренных. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXV, № 1, 107 (минералогическое описание, удельный вес, оптика, химический анализ, генезис).

Гидрофенгит $\text{K}_{0,29}\text{Na}_{0,30}\text{Ca}_{0,01}[\text{H}_2\text{O}]_{0,37}\text{Al}_{2,09}(\text{OH})_2[\text{Al}_{0,79}\text{Si}_{3,21}\text{O}_{10}] \cdot 0,8\text{H}_2\text{O}$

Е. К. Лазаренко. Минерал. сб. Львов. геол. общ., 1950, № 4, 113 и 1949, № 3, 42, 50 [химический состав, оптика, термический анализ, кривые (обезвоживания и термооптическая), рентгенографическое исследование]

Литийсодержащий биотит

А. И. Гинзбург и И. В. Гинзбург. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXIV, № 6, 1121 (минералогическая ассоциация, генезис).

Группа хрушких слюд

* Альфа-брандизит $4\text{SiO}_2 \cdot 6(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 \cdot 10(\text{Mg}, \text{Ca})\text{O} \cdot \text{H}_2\text{O}$

И. Н. Ситковский. Докл. АН Азербайджан. ССР, 1948, т. IV, № 7, 291 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, химический анализ, парагенезис).

Группа хлорита

Дафнит $(\text{Fe}^{++}, \text{Mg})_4\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_3$

М. В. Соболева. Тр. Всес. научно-иссл. инст. минер. сырья, 1938, вып. 120, 24—28 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, химический анализ).

А. Н. Лямина. Там же, стр. 29, 31 (рентгенографическое исследование).

* Никелевый джефферизит

Г. А. Соколов, С. А. Вахромеев, С. А. Кашин, Н. Д. Синдеева.

Тр. СОПС АН СССР, сер. Урал., 1936, вып. 5, 40, 72—76 (химический анализ, оптика, кривая нагревания).

* Талькохлорит $12,2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 10,1\text{RO} \cdot 6,86\text{H}_2\text{O}$

(И. И. Гинзбург, Зап. Всес. минер. общ., 1947, ч. 76, вып. 3, 182, упоминание).

* Гельшамозит

Л. М. Миропольский, К. Р. Тимергазин, Л. Ф. Солонцов, П. М. Ковязин, М. Л. Килигина. Докл. АН СССР, 1949, т. LXVI, 107 (упоминание).

Группа монтмориллонита — бейделлита

- * Медмонтит, купромонтмориллонит $Al_{1,04}Mg_{0,08}Cu_{1,33}(Al_{0,28}Si_{3,72})O_{10}(OH)_2X_{0,33}$
Ф. В. Чухров и Ф. Я. Аносов. Зап. Всес. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 1, 22—27 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, рентгенографическое изучение, химический анализ).

Корнуит $mCuO \cdot nSiO_2 \cdot xH_2O$

Т. А. Кошкина. Вестн. Казахст. филиала АН СССР, 1944, № 3, 6—8 (минералогическое описание, оптика, уд. вес, химический анализ).

- * Хромовый ферримонтмориллонит, «хром-нонтронит»

Г. С. Грицаенко. Зап. Всеросс. минер. общ., 1946, ч. 75, вып. 2, 150 (минералогическое описание, оптика, химический анализ).

- * Никелевый бейделлит

И. И. Гинзбург и И. И. Савельев. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 6, 125 (упоминание).

- * Бета-керолит $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot 0,4Mg(OH)_2$ или $3MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 3H_2O$

И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников. Зап. Всес. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 1, 33—44 (минералогическое описание, оптика, термическое исследование, обезвоживание, отношение к красителям, рентгенографическое изучение, состав, распространение, изменение).

Группа галлуазита

- * Магний-кальцистый галлуазит

И. Д. Седлецкий и П. С. Самодуров. Научная конференция, посвященная 80-летию университета. Изд. Ростовск. гос. ун-в. Тезисы докладов. 1949, вып. 2, 15 (упоминание).

- * Магнистый галлуазит

И. Д. Седлецкий и П. С. Самодуров. Научная конференция, посвященная 80-летию университета. Изд. Ростовск. гос. ун-в. Тезисы докладов. 1949, вып. 2, 15 (упоминание).

Группа аллофана

Милошит, каолиноподобный минерал, содержащий 4—9% Cr_2O_3

Н. Г. Сумин. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 137 (минералогическая ассоциация, минералогическое описание, уд. вес, оптика, спектральный анализ, генезис).

Группа каолиновых минералов

- Литийсодержащий каолинит

С. А. Юшко. Тр. Моск. геолого-развед. инст. им. Серго Орджоникидзе, 1948, т. 23, 242 (минералогическое описание, химический анализ). Е. К. Лазаренко считает, что по оптике и химическому составу соответствует образцу из дер. Утренней, таким образом, является «донбасситом» (Минер. сборник. Львовск. геол. общ., 1950, № 4, 102).

- * Магний-кальцистый монотермит

И. Д. Седлецкий и П. С. Самодуров. Научная конференция, посвященная 80-летию университета. Изд. Ростовск. ун-в. Тезисы докладов. 1949, вып. 2, 15 (упоминание).

Силико-титанат

- * Белянкинит $2CaO \cdot 12TiO_2 \cdot 0,5Nb_2O_5 \cdot ZrO_2 \cdot SiO_2 \cdot 28H_2O$

В. И. Герасимовский и М. Е. Казакова. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXI, № 5, 925 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, порошковая грамма, кривая нагревания, химические свойства, спектральный анализ, методика исследования, условия нахождения).

СУЛЬФАТЫ ВОДНЫЕ

Никелевый мелантерит, никельмелантерит $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Н. С. Зонтов. Бюлл. бюро техн. информации, 1943, № 5-6, 6 (условия образования, окраска).

Никелевый пизанит, никельпизанит, разновидность пизанита

Н. С. Зонтов. Бюлл. бюро техн. информации, 1943, № 5-6, 6 (условия образования).

Новый сульфат алюминия $7\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 27\text{H}_2\text{O} = \text{Al}_{14}(\text{OH})_{10} \text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

С. П. Попов и З. И. Шмидт. Тр. Воронежск. гос. унив., 1939, т. II, геол.-почв. отд., вып. 3, 7 (неполный химический анализ).

ФОСФАТЫ

Фосфаты безводные

Марганцовый триплит $3\text{MnO}_2 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{MnF}_2$

М. В. Бесова. 1939 (минералогическое описание, состав).

(?) Фремонит $(\text{Na}, \text{Li}) [\text{Al}(\text{OH}, \text{F})] \text{PO}_4$

А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 75, 79, 84 (генезис).

Монтебразит $\text{Li}[\text{Al}(\text{OH})]\text{PO}_4$

М. Ф. Стрелкин. Изв. АН СССР, Отд. мат. и естеств. наук, сер. геол., 1938, № 3, 467 (назван амблигонитом, указывается содержание фтора и хлора).

Фосфаты водные

* Магноарройдит

А. А. Бегус. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXIII, № 6, 1268 (генезис).

Мангансиклерит $\text{Li}(\text{Mn}^{++}, \text{Fe}^{+++})\text{PO}_4$

А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 87 (минералогическая ассоциация, минералогическое описание, уд. вес, оптика, рентгенографические исследования, генезис, условия существования).

Чильдренит $(\text{Fe}^{++}, \text{Mn})_4 \text{Al}_4 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

А. И. Гинзбург и Н. В. Воронкова. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXI, № 1, 147 (порошкограмма).

* Оксичильдренит $(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg}) (\text{Fe}^{++}, \text{Mn}^{+++})_4 \text{Al}_4 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_{14}$

А. И. Гинзбург и Н. В. Воронкова. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXI, № 1, 145—147 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, порошкограмма, генезис, изменения).

Гидрогетерозит, «смоляная железная руда»

А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 87, 89, 91 (генезис), 130 (упоминание).

Рокбриджит $\text{Fe}^{++}\text{Fe}^{+++}(\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_8 = \text{FeO} \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 87, 91 (генезис), 129 (минералогическое описание).

* Крыжановскит $\text{MnFe}^{++}_2 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

А. И. Гинзбург. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXII, № 4, 763 (минералогическое описание, оптика, химический состав, кривая нагревания, порошкограмма, условия нахождения, генезис).

Вилатеит $(\text{Mn}^{++}, \text{Fe}^{+++})\text{PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 126 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, спектральный анализ).

* Манганковинкит $(\text{Fe}^{++}, \text{Mn}^{+++}) \text{PO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

А. А. Бегус. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXIII, № 6, 1267 (минералогическое описание, уд. вес, оптика, химический анализ, генезис).

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА

Каустобиолиты

* Мирзаанит

Л. Д. Меликадзе и Т. А. Элиава. Коллоидн. журн., 1948, т. 10, вып. 2, 115—121 (анализ).

* Мирзаанский асфальтит

Л. Д. Меликадзе и Т. А. Элиава. Коллоидн. журн., 1948, т. 10, вып. 2, 115—121 (анализ).

ПРИМЕЧАНИЕ

Гейлюссит. А. Ф. Горбов. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXI, № 5, 921 (упоминание).

(Л. Д. Ожигов). Зап. Всес. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 4, 317 (указание на то, что впервые гейлюссит был найден в СССР в 1946 г.).

Гидроромонт. Л. Б. Шляйн. Зап. Всес. минерал. общ., 1950, ч. 79, вып. 1, 63—65 (минералогическое описание, оптика, химический анализ, уд. вес, рентгенографическое исследование, генезис).

Гидросервантит. Л. Б. Шляйн. Зап. Всес. минерал. общ., 1950, ч. 79, вып. 1, 63—65 (минералогическая ассоциация).

Гюролит. А. И. Гинзбург. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXII, № 4, 766 (минералогическая ассоциация).

Магнофилит. А. А. Беус. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXIII, № 6, 1267 (минералогическое описание, оптика, химический и рентгено-структурный анализы, парагенезис).

Пурпурит. А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 86, 89, 93 (минералогическое описание, оптика, рентгенографическое исследование, образование).

Сиклерит. А. И. Гинзбург. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 86 (минералогическое описание, оптика, химический анализ, рентгенографическое исследование, условия существования).

ДОПОЛНЕНИЕ

I. ПРЕДЛОЖЕНИЯ О ВВЕДЕНИИ В МИНЕРАЛОГИЮ НОВЫХ НАЗВАНИЙ ДЛЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Группа железа—никеля

Фосфид никидферрита Fe_2NiP

По выводам П. Н. Чирвинского, является рациональным названием прейберзита. П. Н. Чирвинский. Метеоритика, 1949, вып. 5, 39.

Чирвинит взамен «никидферрита»

И. С. Астапович. Природа, 1950, № 5, 82.

АРСЕНИДЫ

Альфа-домейкит — оставить для «домейкита»

В. И. Михеев. Зап. Всес. минер. общ., 1949, ч. 78, вып. 1, 5.

Бета-домейкит — заменить нерациональное название «искусственный домейкит»

В. И. Михеев. Зап. Всес. минер. общ., 1949, ч. 78, вып. 1, 4.

Гамма-домейкит — заменить наименование «альгодонит»

В. И. Михеев. Зап. Всес. минер. общ., 1949, ч. 78, вып. 1, 4.

Группа хромшпинелидов (см. таблицу, стр. 168).

Г. А. Соколов. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». Изд-во АН СССР, 1946, 74—86. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1948, вып. 97, сер. рудн. м-ний (№ 12), 11.

СИЛИКАТЫ

Группа полевых шпатов

Д. С. Белянкин предложил¹ классифицировать большинство апортклазов совместно с ортоклазами (и санидинами) по следующей схеме:

¹Новые названия по классификации полевых шпатов Д. С. Белянкина были напечатаны ранее 1941 г., но не вошли в предыдущие сообщения, поэтому и помещаются в данной сводке.

Типы анортотлазов, ортоклазов (санидин)	—2V в примерах
Калиевый, с малым или умеренным 2V	40—55
Натровый, » » » » 2V	50—55
Калиевый, с большим 2V	70—85
Натровый » » 2V	70 и выше

Д. С. Белянкин. Изв. АН СССР, 1937, сер. геол., № 2, 225—233.

Группа гроссуляридов

Д. С. Белянкин и В. П. Петров предлагают гибшит и плазолит рассматривать как представителей группы — гроссуляридов
Докл. АН СССР, 1941, т. XXXII, № 1, 66—68.

Группа цеолитов

Крымскит — структурная разновидность уэллсита (двойники типа морденита).
М. Н. Шкабара. Докл. АН СССР, 1950, т. LXX, № 3, 485.

Халцедоновидный и опаловидный натролит

Название для натролита, имеющего скрытокристаллическую структуру, характерную для халцедона, и неравномерную полосчатую или пятнистую окраску, напоминающую агаты и яшмы.

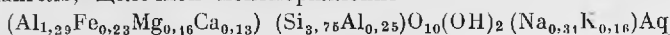
М. В. Кузьменко. Докл. АН СССР, 1950, т. LXXII, № 4, 767—770.

Группа монтмориллонита — бейделлита

Альфа-керолит взамен наименования «керолит».

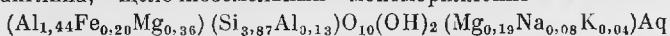
И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников. Зап. Всес. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 1, 33.

Аскангель, щелочной монтмориллонит



Д. С. Белянкин и В. П. Петров. Изв. АН СССР, 1950, сер. геол., № 2, 33, 37, 41 (химический анализ, генезис).

Асканглина, щелочноземельный монтмориллонит



Д. С. Белянкин и В. П. Петров. Изв. АН СССР, 1950, сер. геол., № 2, 33, 37, 41 (химический анализ).

Группа нонтронита

Наименования, предложенные В. А. Вахрушевым, как рациональное обозначение минералов группы нонтронита

Нонтронит (идеальный) $Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Алюмононтронит $(Al, Fe)_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Хромнонтронит $(Cr, Fe)_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Алюмохромнонтронит $(Al, Cr, Fe)_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Присутствие Ca, Mg, Ni, Na, K и других элементов указываются прибавлением соответствующих прилагательных:

Кальцистый нонтронит $nCaO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Никелистый нонтронит $nNiO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Магнистый алюмононтронит $nMgO \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Натристый алюмононтронит $nNa_2O \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$

Никелисто-магнистый алюмононтронит $n(Ni, Mg)O \cdot (Al, Fe)_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$ и т. д.

В. А. Вахрушев. Зап. Всес. минер. общ., 1949, ч. 78, вып. 1, 61.

Группа хромшпинелидов
Новые названия по классификации Г. А. Соколова

168

Библиография

Вид, подвид, разновидность	Формула	$\text{Cr}_2\text{O}_3 + \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3$ мол. % от — до	Fe_2O_3 мол. % от — до	MgO мол. % от — до	FeO мол. % от — до
Хромит	(Mg, Fe) Cr_2O_4	50,0—37,5	0—3,0		
железистый	(Mg, Fe) Cr_2O_4	50,0—37,5	0—3,0		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) Cr_2O_4	50,0—37,5	0—3,0	25,0—37,5	
Субферрихромит	(Mg, Fe) Cr_2O_4	50,0—37,5	3,0—8,33		
железистый	(Mg, Fe) Cr_2O_4	50,0—37,5	3,0—8,33		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) Cr_2O_4	50,0—37,5	3,0—8,33	25,0—37,5	
Алюмохромит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	37,5—29,2	0—3,0		
железистый	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	37,5—29,2	0—3,0		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	37,5—29,2	0—3,0	25,0—37,5	
Субферриалюмохромит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	37,5—29,2	3,0—8,33		
железистый	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	37,5—29,2	3,0—8,33		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	37,5—29,2	3,0—8,33	25,0—37,5	
Хромпикотит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	29,2—20,8	0—3,0		
железистый	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	29,2—20,8	0—3,0		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	29,2—20,8	0—3,0	25,0—37,5	
Субферрихромпикотит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	29,2—20,8	3,0—8,33		
железистый	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	29,2—20,8	3,0—8,33		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	29,2—20,8	3,0—8,33	25,0—37,5	
Алюмохромпикотит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	20,8—12,5	0—3,0		
железистый	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	20,8—12,5	0—3,0		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	20,8—12,5	0—3,0	25,0—37,5	
Субферриалюмохромпикотит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	20,8—12,5	3,0—8,33		
железистый	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	20,8—12,5	3,0—8,33		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al})_2\text{O}_4$	20,8—12,5	3,0—8,33	25,0—37,5	
Пикотит	(Mg, Fe) Al_2O_4	12,5—0	0—3,0		
железистый	(Mg, Fe) Al_2O_4	12,5—0	0—3,0		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) Al_2O_4	12,5—0	0—3,0	25,0—37,5	
Субферрипикотит	(Mg, Fe) Al_2O_4	12,5—0	3,0—8,33		
железистый	(Mg, Fe) Al_2O_4	12,5—0	3,0—8,33		37,5—25,0
магнезиальный	(Mg, Fe) Al_2O_4	12,5—0	3,0—8,33	25,0—37,5	
Магнوپикотит	MgAl_2O_4	12,5—0			
Феррихромит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Fe})_2\text{O}_4$	12,5—50,0			
Феррихромпикотит	(Mg, Fe) $(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_4$	Al_2O_3 } каждое Cr_2O_3 } больше Fe_2O_3 } 8,33			

ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА

Гуминокериты.

Название, предложенное для группы своеобразно измененных битуминозных веществ, к которой относятся арвазит, элькерит и другие еще недостаточно изученные органические вещества.

А. В. Д а н о в. Тр. Туркмен. филиала АН СССР, 1942, вып. 2, 213, 228, 230.

II. ПРЕДЛОЖЕНИЯ ОБ ИСКЛЮЧЕНИИ ИЗ СПИСКА МИНЕРАЛОВ И ИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ НАЗВАНИЙ, КОТОРЫЕ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ НЕ ЯВЛЯЮТСЯ НАЗВАНИЯМИ САМОСТОЯТЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Айдырлит как телевая система, которая при кристаллизации может распадаться на опал и сложный гидрат никеля и алюминия (или алюминат никеля?)

Г. С. Г р и ц а е н к о, Н. Х. А й д и н њ я н, В. П. Б у т у з о в. Зап. Всес. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 1, 28—32.

Асперолит $\text{CuH}_2\text{SiO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Вернадский, 1912) = хризоколле

Сомервиллит $\text{CuSiO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Дюфренуа)

В связи с установлением новых данных о природе воды в хризоколлах, Ф. В. Чухров и Ф. Я. Аносов считают выделение этого минерала в группе хризоколл нецелесообразным и утратившим свое значение. Зап. Всес. минер. общ., 1950, ч. 79, вып. 2, 133—134.

Докучаевит — смесь делафоссита и гидронакрита

Н. Г. С у м и н. Тр. Минер. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 93.

Загликит (Меренков и Литвиненко, 1935) выделять самостоятельным минералом или разновидностью минерала, по мнению Г. П. Барсанова, нет основания.

Каратаунит — вещество, состоящее из писсофана с примесью алуминита

А. Н. Л а б у н ц о в. Тр. Минер. музея АН СССР, 1950, вып. 2, 111.

Киевит (Лучицкий, 1911—1912), по мнению В. Соболева, является недостаточно обоснованным новым названием для бесцветного амфибола, по своим константам оказавшегося близким к грюнериту. Учен. зап. Львовск. унив. им. И. Франко, 1947, т. 6, сер. геол., вып. 5, 9.

Курцит

М. П. Шкабара считает, что выделять курцовский уэлльсит в новый минеральный вид только на основании отличия его комплексной формы от уэлльсита Северной Каролины нет основания. Предлагает оставить данное название за структурной разновидностью уэлльсита (двойниками марбургского типа).

Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 3, 489.

Паракобеллит (Шрауф, Вернадский)

Этот термин, введенный для обозначения галенита с октаэдрической отдельностью и содержащий висмут, Ф. В. Чухров считает излишним, так как по всем свойствам и кристаллической структуре паракобеллит идентичен галениту с кубической спайностью.

Зап. Всеросс. минер. сбщ., 1944, ч. 73, № 2-3, 110—114.

Фошалласит тождествен цеофиллиту, поэтому его не следует признавать существующим как новый минеральный вид.

Г. П. Б а р с а н о в и В. А. Ш е в е л е в а. Тр. Минерал. музея АН СССР, 1949, вып. 1, 55—59.

Группа хлоритов

В. П. Иванова, устанавливая наличие в группе хлоритов изоморфного ряда, находит, что номенклатура хлоритов засорена ненужными специальными названиями, и предлагает исключить из минералогической номенклатуры следующие названия:

Шериданит — как близкий к корундофиллиту

Лейхтенбергит — клинохлор с незначительным содержанием Fe

Грохонт — синоним клинохлора

Табергит — пеннин с остатками замещенного им биотита

Дженкинсит — железистый антигорит

Румпфит — богатый железом клинохлор

- Брунсвит — афросидерит, более богатый глиноземом
 Бавалит — хлорит, богатый закисным железом
 Аллюминиевый шамозит — с содержанием Al_2O_3 около 37%
 Магнезиальный шамозит — с содержанием MgO до 11%
 Метакхлорит — промежуточный хлорит между дафнитом и афросидеритом
 Родохром — тонкоочешуйчатый кеммерерит
 Хромамезит — встречается в природе очень редко — единичные случаи
 Пеннантит — марганцовистый тюрингит ($MnO \sim 39\%$)
 Манганохлорит — содержит MnO от 1 до 2,3%
 Шухардит — никелевый клинохлор
 Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1949, вып. 120, петр. сер. (№ 35), 56—58.
 Хромовый гизингерит (Сердюченко, 1933)
 Хромовый бейделлит (Сердюченко, 1933)
 Хромовый ферримонтмориллонит (Грицасенко, 1946)
 В. А. Вахрушев предлагает заменить рациональными названиями для обозначения группы нонтронита. Зап. Всес. минер. общ., 1949, ч. 78, вып. 1, 60.
 Шилкинит есть не что иное, как мусковит; поэтому П. Н. Чирвинский находит необходимым исключить из систематики минералов название «шилкинит». Зап. Всес. минер. общ., 1948, ч. 77, № 3, 246.

III. УСТАНОВЛЕННАЯ ИДЕНТИЧНОСТЬ МИНЕРАЛОВ

СУЛЬФИДЫ

- Дигенит идентичен кубическому халькозину
 Д. П. Григорьев. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. филиала АН СССР, 1948, вып. 14; Минерал. сборник № 1, 13.
 Т. Н. Шадлуи. Изв. АН СССР, 1949, сер. геол., № 6, 199—208 (минералогическое описание, химический, спектральный и рентгенографический анализы, условия нахождения в природе, генезис).

КАРБОНАТЫ

- Ктипсит тождествен арагониту
 А. Н. Заварицкий и В. И. Михеев. Докл. АН СССР, 1948, т. LXIII, № 6, 725.

ФОСФАТЫ

- Псевдомалахит(ы) — группа минералов
 А. Е. Норденшильд (сын)¹. Горн. журн., 1857, ч. 4, № 10, 23—30.
 Фосфорохальцит = элит (елит)
 Дигидрит = элит (елит)
 Тагилит = элит (елит)

¹ Работа А. Е. Норденшильда была забыта. В 1950 г. она была выявлена сотрудниками Минералогического музея Академии Наук СССР Н. Г. Суминым и П. К. Лашевой.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Г. П. Барсанов и В. А. Шевелева. Материалы по изучению люминесценции минералов	3
А. И. Гинзбург. О фосфатах в гранитных пегматитах	36
Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова. Станнин и продукты его изменения	64
Л. М. Лебедев. Триплит из Забайкалья и процессы его изменения	77
Н. Г. Сумин и Н. К. Лашева. К вопросу о фосфатах меди из Медно-рудянка на Урале	86
В. В. Якубова. Опыт изучения включений в минералах пегматитов Мурзинки (Урал)	102

М и н е р а л о г и ч е с к и е з а м е т к и

Э. М. Бонштедт-Куплетская. Об ильмените из некоторых месторождений Советского Союза	122
А. И. Гинзбург. Файрфильдит из пегматитов Туркестанского хребта	129
А. И. Гинзбург и Н. А. Круглова. Марганцовистый триплит из пегматитов Туркестанского хребта	132
Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова. Селлаит (MgF_2) из Восточного Забайкалья	136
А. Н. Лабунцов. Кристаллы данбурита (новая находка в СССР)	141
Н. Г. Сумин. Ксонотлит	143
Л. М. Лебедев и Н. Г. Сумин. О красной шпинели из Слюдянки	149
Ф. В. Чухров. О парагенезисе малахита в зоне окисления	151
Ф. В. Чухров. Пироморфит в степной части Казахстана	156
Сведения о работе научного кружка Минералогического музея Академии Наук СССР за 1950/51 г.	160

Б и б л и о г р а ф и я

А. П. Троицкая. Минералы, впервые указываемые для территории СССР в литературе 1950 г.	161
--	-----

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства *Т. С. Попова*
Технический редактор *Н. А. Невраева*
Корректоры: *А. В. Ключарев* и *Н. Н. Певцова*

*

РИСО АН СССР № 5076. Т-09321. Издат. № 3558
. Тип. заказ № 613. Подп. и печ. 2/XII 1952 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5,375. Печ. л. 14,7.
Уч.-издат. 14,4. Тираж 1000.

Цена по прейскуранту 1952 г. 10 руб.

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

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
4	12 стр.	$[MoO_4]^{-2}$	$[MoO_4]^{-2}$
20	Табл. 1	Нефедьавит*	Нефедьевит*
49	7 стр.	назначительное	незначительное
54	19 стр.	собственно	собственно
55	16 стр.	$Fe_{1,2}^{II}$	$Fe_{1,2}^{III}$
71	Табл. 2, гр. 6-я, 1—2 стр.	н. Кузнецова	Л. Кузнецова
72	25 стр.	1752	1,752
102	12 стр.	методике	методики
161	12 стр.	открыт 31 минерал ² , в том числе 14 новых	открыты 24 минерала, в том числе 14 новых ²
172	4 стр.	издательства	издательства