

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ IV

Выпуск 2

МОСКВА 1960

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ IV

Выпуск 2

Москва 1960



Редакционная коллегия:

В. П. Бутузов (*отв. редактор*), Н. Д. Меркурьев (*зам. отв. редактора*),
И. Н. Аникин, Н. П. Ермаков, Е. Я. Киевленко, Б. Я. Меренков,
И. А. Островский, М. Т. Гурин (*отв. секретарь*)



ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. А. Смирнова

РОЛЬ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТониКИ В ОБРАЗОВАНИИ И РАЗМЕЩЕНИИ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Общие сведения

Как известно, Уральский хребет представляет собой серию строго линейных тектонических структур, вытянутых в меридиональном направлении. Линейное расположение имеют складчатые структуры, тектонические зоны и всевозможные магматические и гидротермальные образования. С линейными структурами Уральского антиклинория связаны месторождения полезных ископаемых, располагающиеся в виде полос, вытянутых в меридиональном направлении. Строго меридиональная вытянутость характерна для колчеданных залежей Урала, месторождений хромита, платины, титаномагнетитов и др. Полосами вдоль осевой части Уральского хребта располагается и самая молодая гидротермальная кварцевая минерализация Урала.

Основными структурами, контролирующими размещение гидротермальных месторождений, являются разрывные нарушения.

На примере распространения кварцевых жил в районе Приполярного Урала можно выделить два вида тектонических структур, благоприятных для развития гидротермальных образований: 1) крупные тектонические зоны регионального характера, играющие роль подводящих каналов для кварцобразующих растворов; 2) небольшие открытые трещины, к которым приурочены кварцевые жилы.

Трещинные структуры на Приполярном Урале наиболее развиты в ядре центрального антиклинория, где широко проявились интрузивная деятельность и интенсивное складкообразование. В этом месте наблюдается максимальная концентрация кварцевых жил.

Тектоническими зонами регионального характера, играющими роль подводящих каналов, являются на Приполярном Урале зоны интенсивно рассланцованных пород, наложенные на более раннюю региональную сланцеватость.

Возникновение зон наложенной сланцеватости связано с последующими тектоническими напряжениями, периодически возобновляющимися в процессе формирования Уральской складчатой зоны. Наложённая сланцеватость пересекает все горные породы независимо от их возраста, состава и происхождения, а также сечет слоистость и региональную сланцеватость под небольшим углом.

Факторы, контролирующие размещение тектонических зон интенсивной сланцеватости

Зоны интенсивной наложенной сланцеватости, аналогично другим структурам Уральского хребта, расположены строго линейно в виде параллельных полос меридионального направления.

По отношению к геологическим элементам тектонические зоны интенсивной сланцеватости занимают вполне определенное положение.

Главным тектоническим фактором, контролирующим размещение этих зон, являются интрузивные массивы. Около них образуются самые выдержанные зоны интенсивно рассланцованных пород, отличающиеся значительной протяженностью как по простиранию, так и на глубину. Наиболее широкие зоны наложенной сланцеватости развиваются в местах линейного расположения контактов интрузивных тел, вытянутых в меридиональном направлении.

Пластовый характер интрузивов Приполярного Урала и линейная вытянутость их в меридиональном направлении создавали исключительно благоприятные условия для развития линейных тектонических зон (рис. 1, *a*). Контакты интрузивных массивов, пересекающие линейные структуры вкрест простирания, не испытывают давления, поэтому тектонических зон в этих контактах не образуется.

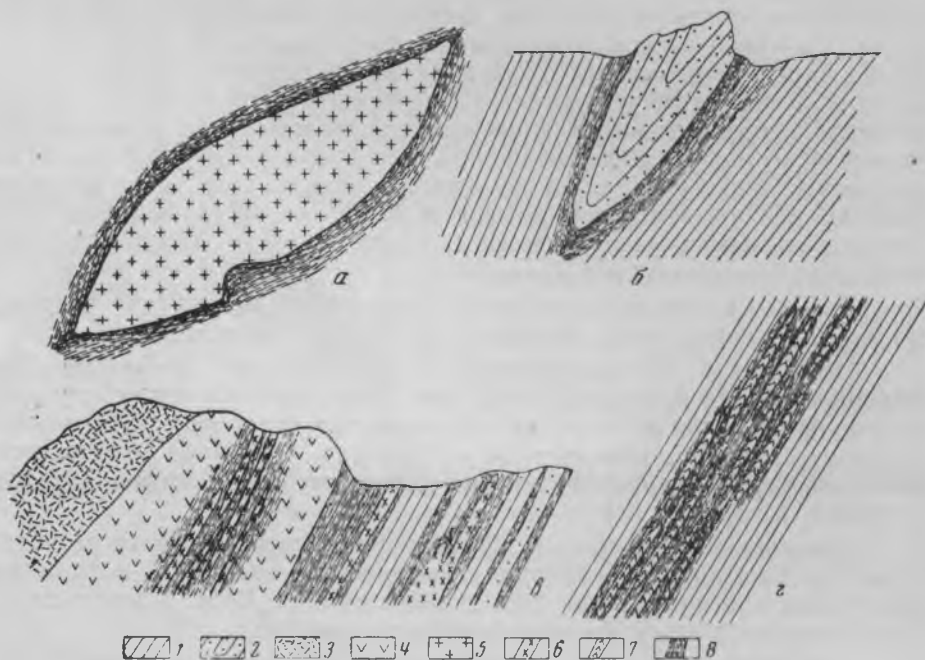


Рис. 1. Образование тектонических зон интенсивной наложенной сланцеватости в контактах интрузивных тел (*a*, *b*), в стратиграфических контактах (*b*), по дайкам изверженных пород (*z*)

1 — кварцево-сланцевые сланцы; 2 — кварциты; 3 — роговики; 4 — диориты; 5 — граниты; 6 — дайки лейкократовых гранитов; 7 — дайки диабазов; 8 — зоны интенсивной сланцеватости

Второй важный фактор, контролирующий размещение тектонических зон наложенной сланцеватости, — стратиграфические контакты горных пород с различными механическими свойствами. Широкие тектони-

ческие зоны образуются, например, в контактах монолитных толсто-плитчатых кварцитов или гнейсов со сланцами и другими более мягкими породами (см. рис. 1,б). Если контактируют две породы, близкие по механическим свойствам, зон интенсивной сланцеватости между ними не наблюдается.

Это характерно также для интрузивных массивов. Если интрузивные тела окаймляются жесткими монолитными породами (роговиками и др.), тектонических зон интенсивной сланцеватости около них не образуется. Ярким примером может служить Парнукский габбро-диоритовый массив, окаймленный с западной стороны роговиками и очень плотными биотит-цоизитовыми сланцами. Аналогичное явление можно наблюдать со стороны всячего бока Сальнерского интрузива, где также развиты роговики и очень плотные мигматиты. В подобных случаях зоны наложенной сланцеватости отодвигаются от интрузивных тел в результате развития роговиков. В районе Центрального Парнука такие зоны приурочены не к контакту самого интрузива, а к внешней границе роговиков, составляющих с интрузивом единый монолит.

На Приполярном Урале контактово-метаморфические породы развиваются преимущественно со стороны всячего бока интрузивных тел, поэтому зоны наложенной сланцеватости образуются в лежащем боку последних (см. рис. 1,в).

Третьим фактором, контролирующим размещение тектонических зон наложенной сланцеватости, являются дайки изверженных пород. Как правило, они фиксируют трещинные разломы, на которые впоследствии нажились тектонические зоны интенсивной сланцеватости (см. рис. 1,г).

Размеры тектонических зон находятся в прямой зависимости от величины геологических тел, контролирующих их размещение. В контактах крупных тел образуются более широкие зоны интенсивной сланцеватости. При частой перемежаемости небольших тел с различными механическими свойствами развиваются серии сравнительно узких зон, пронизывающих всю толщу пород благодаря множеству контактовых поверхностей. Такие явления наблюдаются при переслаивании небольших тел кварцитов, амфиболитов, диабазов со сланцами или другими сравнительно мягкими породами, а также в интрузивных массивах, изрезанных дайками и небольшими телами более молодых изверженных пород (см. рис. 1,в).

На Приполярном Урале можно выделить три крупные тектонические полосы интенсивно рассланцованных пород — западную, центральную и восточную.

Самой крупной является центральная тектоническая полоса. Она прослеживается по осевой части Уральского антиклинория на всем протяжении Приполярного Урала. Каждая тектоническая полоса состоит из множества больших или малых тектонических зон интенсивной сланцеватости, расположенных кулисообразно, цепочками или параллельно друг другу. Наиболее крупные зоны интенсивной сланцеватости образовались в центральной тектонической полосе благодаря наличию в осевой части антиклинория значительного количества интрузивных массивов и даек изверженных пород.

Западная и восточная тектонические полосы залегают параллельно центральной и отличаются от последней сравнительно небольшими размерами. Они появляются на Приполярном Урале лишь в той части антиклинория, где наблюдается максимальное его воздымание, обусловившее значительное расширение Уральского хребта в этом районе.

Западная тектоническая полоса прослеживается по толще вангурских кварцитов, часто переслаивающихся со сланцами и прорванных гранитоидными интрузивами и дайками диабазов. Частая перемежаемость пород способствовала развитию в этом районе небольших тектонических зон интенсивной сланцеватости, распыленных по многочисленным контактам переслаивающихся пород. Наиболее глубокие зоны интенсивной сланцеватости образуются около интрузивных массивов и даек диабазов, контролирующих ранее заложенные разломы.

Восточная тектоническая полоса аналогична западной. Она прослеживается по ядру восточного антиклинала, где наблюдается частое переслаивание пластовых тел амфиболитов и гнейсов с более мягкими кварцево-сланцевыми сланцами. Вся толща пород восточного антиклинала, так же как и в западной полосе, прорвана небольшими телами гранитоидов. Частая перемежаемость пород с различными механическими свойствами способствовала развитию в этом районе мелких зон интенсивной сланцеватости, образующихся за счет множества контактовых поверхностей.

Общая протяженность западной и восточной тектонических полос незначительна. В южном направлении на широте Омешорского района обе полосы сливаются с центральной полосой, которая прослеживается на юг вплоть до Северного Урала.

На севере Приполярного Урала в районе р. Кожим все три тектонические полосы (западная, центральная и восточная) резко обрываются в результате погружения Уральского антиклинория в северном направлении. Вместе с погружением основных складчатых структур в этом районе исчезают и другие геологические элементы, контролирующие образование тектонических зон интенсивной сланцеватости (интрузивные массивы, дайки и др.). Севернее погружения центрального антиклинория залегают монотонные мало дислоцированные известковистые толщи, лишенные каких-либо интрузивов, даек изверженных пород и тектонических нарушений.

Особенности строения тектонических зон интенсивной сланцеватости

Закономерное последовательное развитие линейных структур в районе Приполярного Урала свидетельствует о резко выраженном направленном давлении, господствовавшем в период формирования Уральского антиклинория. На первых этапах его развития создавались линейные структуры складчатого характера и происходило повсеместное рассланцевание пород, связанное с процессами складкообразования. В это же время имело место формирование интрузивных массивов, подчиненное общему линейному плану. На более поздних этапах развития Уральского антиклинория образовались тектонические зоны интенсивной сланцеватости.

Следовательно, линейному развитию тектонических зон способствовали два фактора: строгая направленность давления, вызвавшего формирование этих зон, и линейное расположение всех ранее образовавшихся геологических элементов Уральского антиклинория.

Развитие зон интенсивной сланцеватости продолжалось длительное время с постепенным затуханием тектонических усилий. Об этом свидетельствует уменьшение степени рассланцованности пород около поздних геологических образований по сравнению с интрузивными массивами или пластами первично-осадочного происхождения.

Наиболее показательно затухание рассланцованности пород вблизи кварцевых жил. Поскольку кварцевые жилы являются самыми молоды-

ми образованиями, около них появляются всего лишь небольшие каемки интенсивно рассланцованных пород мощностью до 10 см.

В связи с тем, что зоны наложенной сланцеватости развиваются в контактах наиболее жестких пород, направление контактов всегда отражается на их залегании. Чаше это наблюдается около интрузивных массивов, контактовые поверхности которых отклоняются от общей линейности структур. В линейно расположенных контактах отклонение, как правило, незначительное. Оно выражается в более крутом или пологом падении контактов интрузивных тел по сравнению с вмещающими породами или незначительном расхождении азимутов их простирания (до 15°). Если контактовые поверхности пересекают линейные структуры вкрест простирания, зон интенсивной сланцеватости около них не образуется.

Наложённая сланцеватость в пределах тектонических зон развита неравномерно, с разнообразными взаимными переходами. Неравномерная сланцеватость с резкими переходами наблюдается в условиях перемежаемости пород по сравнению с однородной средой (рис. 2, а).

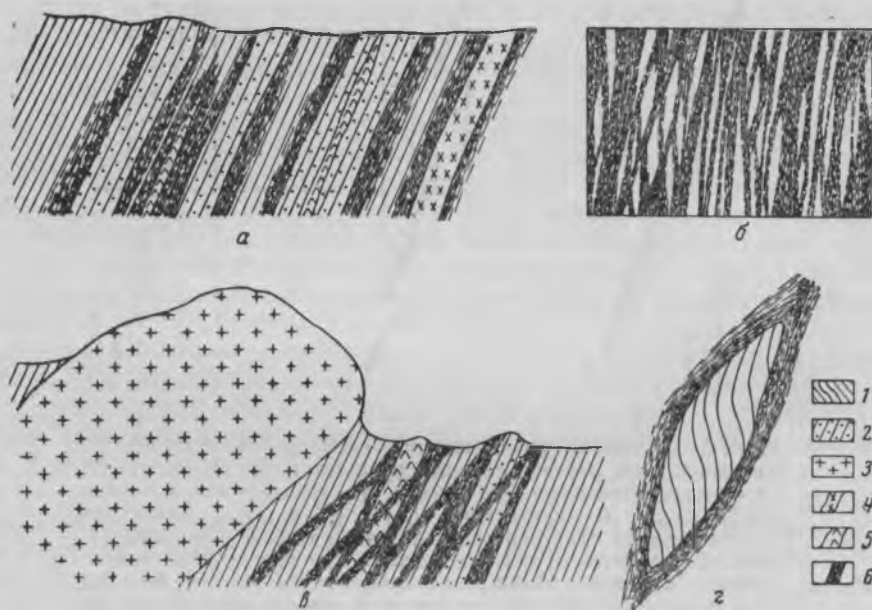


Рис. 2. Схема строения тектонических зон
 а — неравномерная наложенная сланцеватость в условиях перемежаемости пород с различными механическими свойствами; б, в, г — линзовидно-блоковое строение тектонических зон; 1 — кварцево-сланцевые сланцы; 2 — кварциты; 3 — граниты; 4 — дайки мелкозернистых гранитов; 5 — дайки сланцеватости; 6 — зоны наложенной сланцеватости

Строение тектонических зон линзовидно-блоковое, выраженное как в мелком, так и в крупном масштабах. Линзовидные блоки, не затронутые наложенной сланцеватостью, обволакиваются тонкорассланцованными породами (см. рис. 2, б).

Разлинзование пород выражено не везде одинаково. Наиболее четко оно проявляется в тех местах, где наложенная сланцеватость сечет, слоистость или первичную сланцеватость пород под углом до 15° , и особенно там, где наблюдается переслаивание неодинаковых по составу обра-

зований (кварцитов, известняков или диабазов) со сланцами (см. рис. 2, в, г). В однородных породах линзовидно-блоковое строение тектонических зон выражено менее четко.

Следовательно, для полного развития процесса разлинзования необходимо сочетание двух условий: неоднородная рассланцованность пород и пересечение слоистости зонами интенсивной сланцеватости под острым углом. При наличии этих условий наложенная сланцеватость неизбежно приводит к нарушению сплошности пластовых тел, расчленению их на отдельные блоки и дифференцированному смещению блоков в направлении общего движения пород. Смещение блоков в пределах тектонических зон происходит по участкам интенсивно рассланцованных пород. Скользящие блоки наиболее устойчивых пород принимают обтекаемую линзовидную форму и ориентируются в плоскости интенсивной сланцеватости. Вполне естественно, что при этом они приобретают кулисообразное или параллельное расположение (рис. 3).

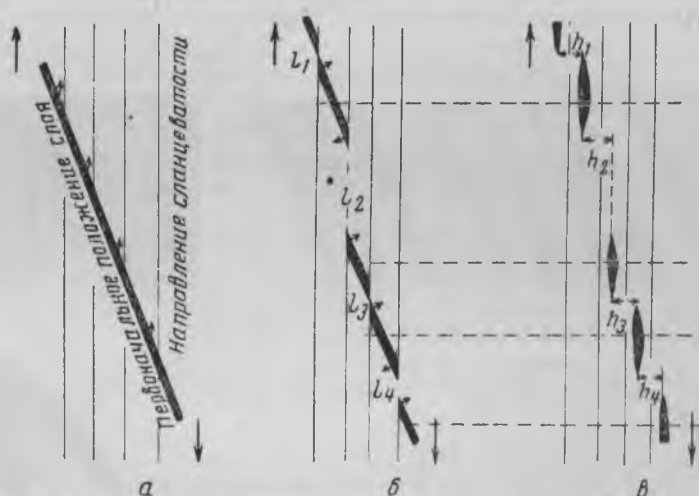


Рис. 3. Механизм разлинзования слоя при косом срезе и неоднородном рассланцевании пород (по П. В. Иванкину) [2] а — взаимоотношения слоистости и сланцеватости в начале деформации; б — суммарная ($l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n$) амплитуда растаскивания слоя при рассланцевании толщи; в — взаимоотношения слоистости и сланцеватости при интенсивной деформации; кулисное захождение линз в плане ($h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$) возникает в результате поворота разорванных частей слоя при растаскивании

Интенсивность наложенной рассланцованности пород в пределах тектонических зон соизмеряется частотой расположения плоскостей сланцеватости. В максимально рассланцованных породах плоскости сланцеватости чередуются через 0,5—1 мм. Такое интенсивное рассланцевание наблюдается в метаморфических сланцах и других породах, претерпевших первичную сланцеватость. В монолитных породах, обладающих массивной текстурой, плоскости наложенной сланцеватости располагаются реже.

Степень рассланцованности пород в значительной мере зависит от их состава. Породы, сложенные слюдянными и слюдястыми (чешуйчатыми) минералами, обладают большей способностью к рассланцованности, чем породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и других минералов, способных давать изометричные зерна. Частота расположения плоско-

стей сланцеватости зависит также от величины зерен. В крупнозернистых породах плоскости сланцеватости располагаются реже по сравнению с мелкозернистыми. Расстояние между плоскостями сланцеватости приближается часто к диаметру зерен, составляющих основную массу породы.

Проявление гидротермального метаморфизма в пределах тектонических зон интенсивной сланцеватости

В ядре центрального антиклинория Приполярного Урала, где широко развиты интрузивные массивы и нарушения разрывного характера, наблюдается интенсивное проявление гидротермального метаморфизма, значительно изменившего первоначальный облик горных пород. Процессами метаморфизма охвачены все разновидности пород независимо от состава и происхождения, однако степень метаморфизма выражена не везде одинаково. Отчетливо наблюдается зависимость интенсивности метаморфизма от раздробленности пород. Чем больше раздроблены и рассланцованы породы, тем они сильнее гидротермально изменены.

Согласно учению С. С. Смирнова [6], гидротермальные растворы поступали из магматического очага последовательными порциями, отделявшимися от магмы в периоды трещинообразования. Судя по наличию нескольких стадий минерализации, поступавшие порции гидротермальных растворов отличались составом и температурой. По данным Д. С. Коржинского [5], с понижением температуры возрастала вязкость гидротермальных растворов, что затрудняло повсеместное просачивание их через толщи пород. В результате низкотемпературные растворы поднимались лишь по тектоническим зонам, которые служили для них подводными каналами к верхним горизонтам земной коры.

На Приполярном Урале роль каналов для восходящих низкотемпературных гидротермальных растворов играли тектонические зоны наложенной сланцеватости, широко развитые в ядре центрального антиклинория. Об этом свидетельствует интенсивное проявление в пределах этих зон низкотемпературного гидротермального метаморфизма.

Прохождение растворов по тектоническим зонам осуществлялось через многочисленные густо расположенные поверхности сланцеватости. Омывая интенсивно рассланцованные породы, гидротермальные растворы вступали с ними в реакции и вызывали гидротермальный метаморфизм. Максимальное изменение горных пород наблюдалось в наиболее рассланцованных участках тектонических зон, и это вполне закономерно, так как раздробленность пород всегда способствовала усилению метаморфических реакций.

Основными процессами гидротермального метаморфизма горных пород Приполярного Урала является разложение первичных минералов и замещение их вторичными низкотемпературными. За счет первичных породообразующих минералов, отличающихся, как правило, сложным химическим составом, образуются серии вторичных минералов более простого состава. В местах наибольшего рассланцевания пород с максимальным проявлением гидротермального метаморфизма первичные минералы полностью исчезают, замещаясь вторичными.

К самым распространенным вторичным минералам горных пород Приполярного Урала относятся хлорит, серицит, альбит, кварц, карбонаты и рудные минералы (гематит, пирит, магнетит, ильменит). Хлоритизация, серицитизация и альбитизация пород — наиболее распространенные гидротермальные процессы на Приполярном Урале. В меньшем количестве, но довольно часто образуются и другие вторичные минералы — эпидот, цоизит, рутил, сфен, актинолит, гранат.

Развитие тех или иных вторичных минералов зависит от состава пород. Так, в кварцитах, гранитах, глинистых и филлитовидных сланцах происходят преимущественно серицитизация и альбитизация, а в породах основного состава — хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация. И это вполне закономерно, так как первая группа пород богата глинистым веществом и кислыми полевыми шпатами, за счет которых в большом количестве развивается серицит, а вторая в изобилии содержит темноцветные минералы, обусловившие образование хлорита, эпидота, карбонатов и рудных минералов.

В результате интенсивной рассланцованности и гидротермального метаморфизма горных пород в пределах тектонических зон Приполярного Урала в конечном счете образуются вторичные сланцы с преобладанием хлорита или серицита. Вторичные сланцы развиваются как по метаморфическим породам, так и по интрузивным.

Следовательно, в образовании вторичных сланцев решающую роль играют два фактора: тектонический, обусловивший сланцеватую текстуру, и гидротермальный, способствующий образованию вторичных слюдястых минералов.

Вторичные сланцы относятся к типу S-тектонитов. Они характеризуются скольжением пород по одной плоскости, в результате чего образовалась сланцеватость, параллельно которой располагаются чешуйчатые и пластинчатые минералы. В местах, где сланцеватость и гидротермальный метаморфизм достигают наивысшей степени, преобладают чешуйчатые минералы. В таких участках даже прожилки и порфириовидные вкрапленники приобретают плосколинзовидную форму.

Вторичные сланцы легко распадаются по плоскости сланцеватости на тонкие пластинки с блестящими слегка волнистыми поверхностями, покрытыми серицитом. В интенсивно измененных участках они превращаются в мягкую чешуйчатую массу, преимущественно серицитового или хлоритового состава. На плоскостях вторичной сланцеватости довольно часто наблюдаются зеркала скольжения с бороздчатостью, вытянутой по падению.

Геоморфологические особенности тектонических зон интенсивной сланцеватости

Тектонические зоны интенсивной сланцеватости отчетливо различаются на поверхности по геоморфологическим признакам. Рассланцованные гидротермально измененные породы, распространенные в пределах тектонических зон, легко выветриваются и создают отрицательные формы рельефа. Полосы гидротермально измененных интенсивно рассланцованных пород отчетливо вырисовываются в виде ложбин, террасовидных уступов и седловин, цепочками вытянутых по тектоническим зонам.

Из отмеченных форм рельефа на склонах гор преобладают ложбины и резкие уступы, сменяющиеся террасовидными площадками, а на хребтах и платообразных вершинах — глубокие или пологие седловины. По крупным разломам иногда прокладывают свое русло горные реки и ручьи. При достаточно хорошей обнаженности отрицательные формы рельефа имеют четкие очертания и легко прослеживаются на поверхности.

Поперечный профиль гидротермально измененных тектонических зон носит волнистый или ступенчатый характер, обусловленный неравномерной рассланцованностью и гидротермальным метаморфизмом горных пород. Чередование блоков массивных пород с интенсивно рас-

сланцованными создает неодинаковые условия для выветривания. Участки трудно разрушающихся пород, не затронутых наложенной сланцеватостью, образуют резко выступающие гребни, цепочками прослеживающиеся по склонам гор. К таким породам относятся кварциты, диабазы, граниты, амфиболиты, гнейсы и др. Волнистый рельеф с плавными очертаниями образуют однородные породы, например сланцы.

Следовательно, по развитию геоморфологических форм можно судить не только о величине и направлении тектонических зон, но и об особенностях их внутреннего строения. Наличие параллельных гривок свидетельствует о частой перемежаемости пород и резко выраженном блоковом строении тектонических зон. Значительные уступы на склонах гор, сменяющиеся широкими плечевидными террасами, указывают на наличие крупных тектонических зон, развивающихся в контактах интрузивных массивов или каких-либо других жестких пород. Узкие щелевидные провалы образуются по небольшим тектоническим зонам, обладающим крутым падением.

Геоморфологический признак тектонических зон подчеркивается на Приполярном Урале геоботаническим фактором: вследствие значительной увлажненности пониженных частей рельефа на них, как правило, появляются трава и мох. Местами, особенно на склонах гор, по террасовидным уступам и седловинам образуются топкие заболоченные участки.

Каменистый покров, развивающийся по тектоническим зонам, резко отличается от обычных крупноглыбовых курумов, плащом покрывающих склоны гор. Поверхность террас покрыта мелкой щебенкой вторичных сланцев с наличием солифлюкционных наплывов.

Гидротермально измененные тектонические зоны образуют широкие гладкие «дороги», тянущиеся среди скалистых хребтов на десятки километров.

Минерализация тектонических зон интенсивной сланцеватости

Большая часть кварцевых жил Приполярного Урала сосредоточена в пределах развития тектонических зон интенсивной сланцеватости.

Концентрируясь в трех крупных тектонических полосах Приполярного Урала — западной, центральной и восточной, кварцевые жилы соответственно образуют три минерализованные полосы, вытянутые в меридиональном направлении. Наибольшими размерами и значительной концентрацией кварцевых жил характеризуется центральная минерализованная полоса.

В пределах минерализованных полос кварцевые жилы располагаются неравномерно. Они локализируются в виде жильных зон, разобщенных пустыми участками. Внутри зон выделяются небольшие жильные поля. Жильные зоны и поля вытянуты в меридиональном направлении, согласно с общей линейностью тектонических структур. Их образование связано с зонами наложенной сланцеватости.

Неравномерность распространения кварцевой минерализации в пределах тектонических зон связана с условиями образования тектонических трещин. Наличие трещин является вторым условием, необходимым для формирования гидротермальных месторождений жильного типа.

Кварцевые жилы на Приполярном Урале приурочены к трещинам оперения, развивающимся около тектонических зон интенсивной сланцеватости, — секущим трещинам скалывания, поперечным трещинам растяжения и небольшим зонам дробления.

Линзовидно-блоковое строение тектонических зон Приполярного Урала благоприятно отразилось на развитии оперяющих трещин. Линзовидные блоки менее деформированных пород являются коллекторами оперяющих трещин, с которыми связаны кварцевые жилы.

В восточной тектонической полосе коллекторами трещин служат многочисленные блоки амфиболитов и реже гнейсов, окруженные интенсивно рассланцованными породами, поэтому большая часть кварцевых жил восточного района локализуется в амфиболитах и гнейсах.

В западной тектонической полосе жильные трещины развиваются в небольших прослоях кварцитов и дайках диабазов, окруженных рассланцованными породами, следовательно, все кварцевые жилы этого района сосредоточены в кварцитах и диабазах.

В центральной тектонической полосе коллекторами трещин являются интрузивные массивы, дайки изверженных пород (диабазов, кварц-порфиоров, гранитов), пласты кварцитов более жестких сланцев и других менее рассланцованных пород, способствующих развитию трещин оперения.

Тектонические условия формирования кварцевых жил

Интенсивно рассланцованные породы в пределах тектонических зон сами по себе не благоприятны для образования жиловмещающих трещин. Последние, как уже отмечалось, развиваются в жестких породах как трещины оперения.

Приоткрывание оперяющих трещин в первую очередь зависит от направления тех подвижек, которые происходят по разломам. В тектонических зонах интенсивной сланцеватости подвижки наблюдаются в двух направлениях: по падению тектонических зон и по их простиранию. В последние этапы развития тектонических зон преобладали вертикальные подвижки, происходящие по падению зон. Скольжение блоков менее деформированных пород по интенсивно рассланцованным зонам в плоскости падения (вверх или вниз) способствовало развитию оперяющих секущих трещин скалывания (рис. 4, а). Большая часть кварцевых жил Приполярного Урала приурочена именно к этому типу трещин.

Расположение оперяющих трещин скалывания и растяжения показано с помощью эллипсоида деформации (см. рис. 4, б, в).

Согласно существующим представлениям [1], одна из систем трещин скалывания располагается строго параллельно основным нарушениям и подчеркивает систему трещин, развивающихся вдоль этих нарушений. В районе Приполярного Урала к таким нарушениям относятся зоны вторичной сланцеватости. Другая система трещин скалывания образует тупой угол с направлением движения, происходящего по этим зонам.

Чем больше амплитуда смещения блоков, тем интенсивнее и шире развиваются и приоткрываются близлежащие оперяющие трещины. Располагаясь группами в дайках изверженных пород, линзах амфиболитов, кварцитов и сланцев, оперяющие трещины скалывания способствуют локализации секущих кварцевых жил.

Перемещение пород в плоскости падения тектонических зон доказывается наличием вертикальных борозд на зеркалах скольжения и вытянутостью минералов в этом же направлении.

Особенно наглядно перемещение пород по падению тектонических зон прослеживается на порфировидных породах и кварцитовых конгломератах. Гальки кварцитовых конгломератов в рассланцованных участках превращены в длинные веретеновидные стержни или уплощенные языковидные линзы, вытянутые по наибольшей оси в плоскости падения,

Помимо трещин скалывания, кварцевые жилы Приполярного Урала размещаются в поперечных трещинах растяжения.

Развитие трещин растяжения обусловлено небольшими подвижками сдвигового характера, происходящими по простиранию тектонических зон. Максимальное развитие таких жил наблюдается в восточной тектонической полосе, прослеживающейся по амфиболитам.

Приуроченность поперечных кварцевых жил к амфиболитовым телам, широко развитым на восточном склоне Урала, свидетельствует о том, что коллекторами трещин в этом районе являлись амфиболиты. Скольжение амфиболитовых блоков по простиранию тектонических зон способствовало приоткрыванию поперечных трещин растяжения. Длина поперечных трещин находится в прямой зависимости от мощности амфиболитовых тел, за пределы которых они, как правило, не выходят.

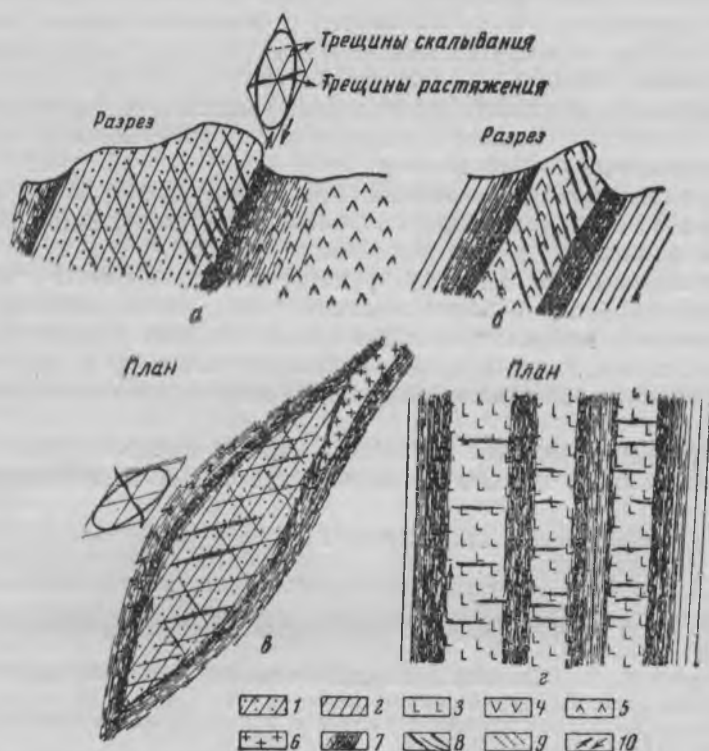


Рис. 4. Кварцевые жилы в оперяющих секущих трещинах скалывания (а, б, в) и трещинах растяжения (z)
 1 — кварциты; 2 — кварцево-сланцевые сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — диориты; 5 — диабазы; 6 — граниты; 7 — зоны интенсивной сланцеватости; 8 — кварцевые жилы; 9 — трещины; 10 — направление движения

Частая перемежаемость амфиболитовых тел со сланцами создавала благоприятные условия для мелкоблокового строения тектонических зон в этом районе. Скольжение параллельно расположенных амфиболитовых блоков относительно друг друга по простиранию зон способствовало образованию многочисленных поперечных трещин оперения, в которых размещались кварцевые жилы (см. рис. 4, z).

Кварцевые жилы на Приполярном Урале формируются также в небольших оперяющих зонах дробления, развивающихся около интенсивно рассланцованных пород по трещинам скалывания или растяжения.

Зоны дробления имеют, как правило, диагональное залегание по отношению к общей линейности структур (см. рис. 4, в).

Их образование связано с перемещениями сдвигового характера, происходящими по простиранию тектонических зон интенсивной сланцеватости.

В локализации кварцевых жил Приполярного Урала, кроме отмеченных тектонических факторов, большую роль играет наличие экранирующих тел, подпруживающих гидротермальные растворы. Сочетание ослабленных тектонических зон регионального характера с жилонмещающими трещинами и подпруживающими экранами создает исключительно благоприятные условия для локализации гидротермальных жильных образований.

Роль крупных подпруживающих экранов во многих случаях играют пластовые интрузивные тела, вытянутые в меридиональном направлении и опрокинутые на восток. В лежащем боку этих тел по тектоническим зонам вторичной сланцеватости и располагаются цепочки жильных полей. Контактные поверхности интрузивных массивов являются наиболее широкими, глубокозаложенными экранами, способствующими образованию гидротермальных жильных зон.

Роль крупных подпруживающих экранов выполняют также мощные пласты первично осадочных пород, в лежащем боку которых развиваются тектонические зоны.

Внутри жильных полей экранирующее значение имеют также небольшие пласты и дайки более жестких пород, около которых развивается вторичная сланцеватость. Для самых поздних гидротермальных образований, таких, например, как хрусталеносные гнезда, роль подпруживающих экранов выполняют даже такие небольшие тела, как кварцевые жилы.

Экранирующее значение кварцевых жил в процессе образования хрусталеносных гнезд хорошо освещено в работах А. Е. Карякина [3, 4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. Изв. АН СССР, 1953.
2. Иванкин П. Ф. Прииртышские полиметаллические месторождения. Госгеолтехиздат, 1957.
3. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.
4. Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрустальных гнезд. Зап. ЛГИ, т. 35, вып. 2, 1958.
5. Коржинский Д. С. Инфильтрационный метасоматоз при наличии температурного градиента и приконтактовое метасоматическое выщелачивание. Зап. Всес. минер. об-ва, № 3, 1953.
6. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 1, 1947.

Г. Т. Кравченко

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ АЛДАНА И ИХ СВЯЗИ С АЛЯСКИТОВЫМИ ГРАНИТАМИ

Установление возраста и генетической связи хрусталеносных жил с определенными магматическими породами имеет большое практическое значение и представляет определенный научный интерес. Однако до сих пор этот вопрос для Алдана не нашел должного отражения в литературе. Сложность проблемы заключается в том, что хрусталеносные жилы только пространственно приурочены к породам древней первично-осадочной толщи, но генетически связаны с магматическими породами — источниками гидротермальных растворов.

В настоящее время большинство исследователей приходит к выводу о генетической связи основных мировых месторождений горного хрусталя с гранитоидами. Так, месторождения Урала пространственно и генетически связываются с герцинскими гранитными интрузиями [8, 14, 20], хрусталеносные жилы Памира — с лейкократовыми гранитами и плагиогранитами, характеризующимися повышенным содержанием щелочей, в частности натрия [7, 18, 19], а жилы Алдана — с гранитами [15] и гранодиоритами.

Для алданского комплекса магматических образований характерно незначительное распространение основных пород и доминирующее развитие кислых пород, прорывающих осадочно-метаморфическую толщу, в том числе кварциты, к которым приурочены хрусталеносные жилы. По данным Д. С. Коржинского [9], «...Все граниты Алданской плиты относятся к одному геологическому циклу и весьма однообразны. Главной разностью являются розовые до красных, крупнозернистые, частью среднезернистые, лейкократовые биотитовые граниты (аляскиты), в химическом составе которых K_2O преобладает над Na_2O . В результате контактных явлений они дают постепенные переходы, с одной стороны, через нормальные биотитовые граниты к гранодиоритам, а с другой — через щелочные граниты к сиенитам. Все эти разности гранитов связаны постепенными переходами, имеют общий тип проявления и представляют собой видоизменение одной и той же интрузии».

Полевые наблюдения и анализ литературных данных показали тесную пространственную связь хрусталеносных жил с гранитами и их дериватами. Почти нет месторождений, где бы эти породы отсутствовали [13].

В зонах разломов, к которым приурочены хрусталеносные жилы, особенно сильно проявили себя граниты, гранит-пегматиты и пегматиты, с которыми зачастую непосредственно контактируют гнезда горного

щающие граниты. В центральной части пегматитовое тело состоит из грубокристаллического агрегата полевых шпатов, кварца, биотита и характеризуется более высоким по сравнению с гранитами содержанием акцессорных минералов.

Минеральный состав шлирового пегматита аналогичен составу вмещающих его гранитов: главные — микроклин и микроклин-пертит, альбит-олигоклаз, кварц, биотит; акцессорные — циркон, монацит, магнетит, апатит, турмалин, хлорит, эпидот, серицит.

С шлировым пегматитом, как бесспорно связанным генетически с описываемыми гранитами, сравнивались все изучаемые пегматиты района. Сравнение проводилось по типоморфным свойствам составляющих минералов, их количественному соотношению, структуре и другим характерным особенностям пегматитов.

Жильные пегматиты получили гораздо большее развитие. Они встречаются в гранитах, мигматитах, гнейсах и кварцитах, имея с этими породами резкие контакты. По окраске, величине кристаллов, структуре, составляющим минералам они аналогичны шлировым пегматитам. Форма пегматитовых жил чаще неправильная с многочисленными апофизами, раздувами и пережимами. По простиранию они прослеживаются на расстояние от нескольких метров до нескольких сотен метров, при мощности от первых десятков сантиметров до 15 м. Генетическая связь пегматитовых жил с лейкократовыми гранитами подтверждается аналогичным минералогическим составом, наличием в них монацита, типоморфными свойствами составляющих их минералов, структурой и окраской пегматитов, а также близким абсолютным геологическим возрастом (см. табл. 3).

Особенно интенсивно пегматитовые жилы развиты в зонах дробления, где они наблюдаются совместно с кварцевыми жилами и гнездами горного хрусталя. Установлено, что чем больше зоны дробления насыщены пегматитами, тем сильнее проявляется хрусталеносность.

Гидротермальные кварцевые жилы и гнезда горного хрусталя приурочены к тем же минерализованным зонам, что и пегматиты, но образовались позже и секут последние. Под воздействием гидротермальных растворов неустойчивые минералы пегматитов разрушались, вплоть до образования каолина, а устойчивые — монацит, циркон и другие — оставались в глинах неразрушенными, сохраняя свои физические и химические свойства. Иногда переходы от свежего пегматита к продуктам его разрушения — структурным глинам — постепенные. В таких случаях можно сравнивать типоморфные свойства устойчивых минералов — циркона, монацита, кварца и др. — с разных участков пегматита.

В глинах, образовавшихся по пегматитам, встречаются небольшие гнезда с хорошо развитыми кристаллами кварца. Однако кристаллы из таких гнезд отличаются от кристаллов из гнезд, расположенных в кварцитах, дымчатой окраской.

Изучение гнейсо-гранитов, аляскитовых гранитов и пегматитов показало, что они пространственно и генетически связаны между собой и являются производными одного и того же магматического очага. Последовательность формирования этих образований рисуется в следующем виде. Первыми внедрились гнейсо-граниты, которые принимали участие в архейской складчатости. Аляскитовые граниты внедрились несколько позже, что подтверждается более молодым, чем у гнейсо-гранитов, абсолютным возрастом и отсутствием факторов, свидетельствующих о их участии в архейской складчатости. Пегматиты генетически связаны с гнейсо-гранитами и аляскитовыми гранитами и выделялись в последние стадии формирования этих пород. Пегматиты аляскитовых гранитов

приурочены главным образом к зонам разломов (трещиноватости), с которыми связаны хрусталеносные кварцевые жилы.

Пространственные взаимоотношения кварцитов, содержащих хрусталеносные кварцевые жилы, и интрузий лейкократовых гранитов видны из схем геологического строения месторождений горного хрусталя, заимствованных из работы Е. М. Лазько [13] и несколько упрощенных.

Как видно из рис. 1, наибольшее развитие в районе горы Холодной получили кварциты и прорывающие их лейкократовые граниты. Незначительную роль играют различные по составу гнейсы и амфиболиты. В пределах зоны интенсивной трещиноватости, включающей

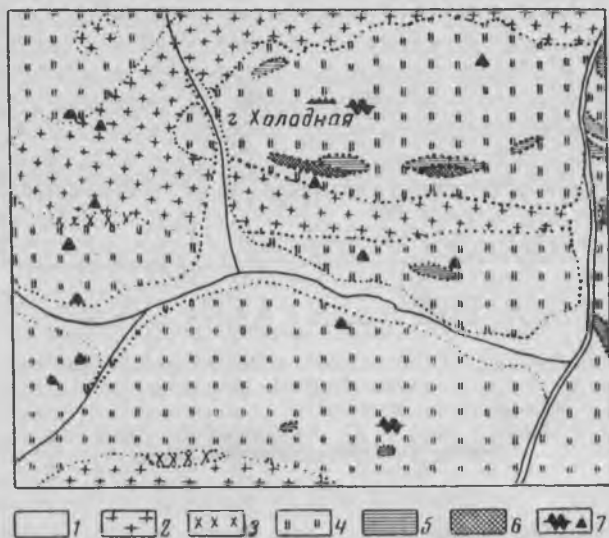


Рис. 1. Схема геологического строения района горы Холодной. По Е. М. Лазько
 1 — аллювий; 2 — лейкократовые граниты и мигматиты; 3 — пегматиты и гранит-пегматиты; 4 — кварциты; 5 — гнейсы; 6 — амфиболиты; 7 — хрусталеносные жилы

кварцевые жилы и гнезда горного хрусталя, отмечены многочисленные пегматитовые образования, содержащие монацит, а также аплито-пегматоидные и аплитоидные разности лейкократовых гранитов.

Хрусталеносные жилы Нимгерской группы (рис. 2) залегают в кварцитах, окруженных и прорываемых лейкократовыми гранитами (красными аляскитовыми и биотитовыми) и их производными — гранит-пегматитами и пегматитами. Эти граниты имеют доминирующее значение в данном районе, а гнейсы различного состава и амфиболиты получили незначительное развитие. В зонах интенсивной трещиноватости, включающих хрусталеносные жилы, также отмечаются многочисленные пегматитовые и гранит-пегматитовые образования.

Хрусталеносные жилы в районе Барсукчи расположены в кварцитах (рис. 3). Пространственная связь их с гранитами наиболее очевидна ввиду исключительно широкого развития гранитов и насыщения зоны интенсивной трещиноватости пегматитами. Эта связь подтверждается также данными исследований А. В. Пизнюр [5, 15]. Е. М. Лазько [12] обнаружил монацит в гранатовых гранитах, с которыми генетически связывают хрусталеносные жилы района Барсукчи.

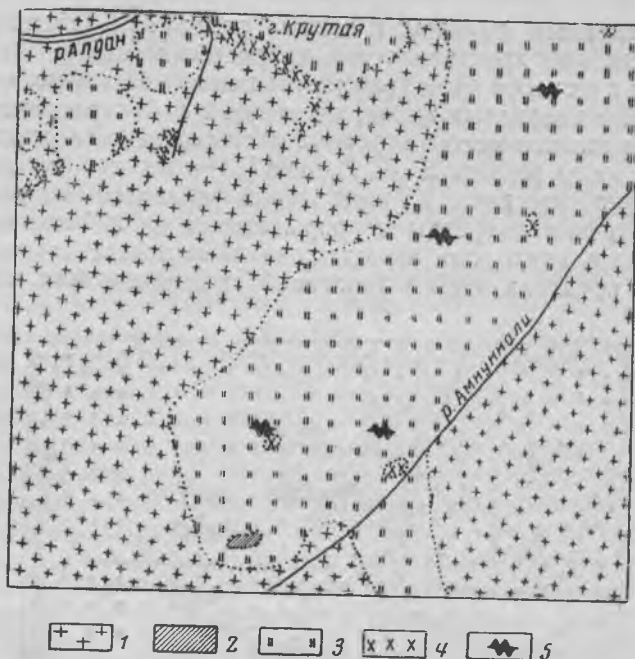


Рис. 2. Схема геологического строения района Нимгерских жил. По Н. А. Успенской

1 — лейкократовые граниты и их мигматиты; 2 — роговообманковые гнейсы; 3 — кварциты; 4 — гранит-пегматиты; 5 — хрусталеносные жилы

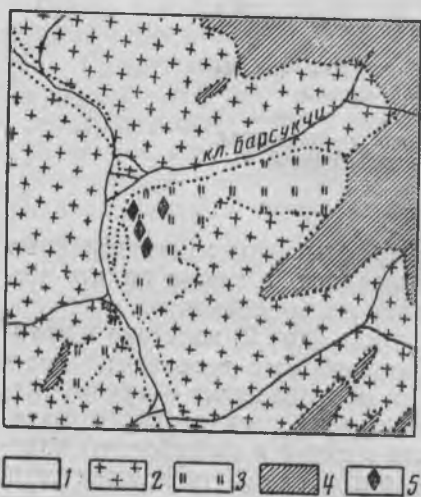


Рис. 3. Схема геологического строения района кв. Барсукичи.

По Е. М. Лазько

1 — четвертичные отложения; 2 — аляскинские граниты (гранатовые и биотитовые, гранито-гнейсы); 3 — кварциты; 4 — кембрийские отложения и кристаллические сланцы архея; 5 — хрусталеносные жилы

Таким образом, устанавливается бесспорная пространственная связь хрусталеносных жил с аляскинскими гранитами, содержащими монацит.

Пространственная связь во многих случаях указывает и на генетическую связь:

а) чем больше зоны дробления насыщены пегматитами, тем сильнее проявляется хрусталеносность, а также каолинизация, вызванная гидротермальными изменениями пегматитов и вмещающих пород (прослоев гнейсов, амфиболитов, сланцев);

б) с выходом за пределы зоны дробления резко уменьшается количество пегматитовых жил и интенсивность гидротермальных изменений вмещающих пород.

Связь хрусталеносных жил с аляскинскими гранитами подтверждается некоторыми особенностями их минерального состава. Среди минералов

спутников в жильном кварце и кристаллах горного хрусталя Алданских месторождений встречены циркон, монацит, микроклин, биотит, магнетит, турмалин, т. е. комплекс минералов, не только характерных для аляскитовых гранитов, но и обладающих типоморфными особенностями, характерными для минералов, содержащихся в гранитах. Например, микроклин представлен микроклин-пертитом красного цвета, монацит — мелкими просвечивающимися зернами золотисто-желтого цвета, циркон — хорошо образованными кристаллами с развитыми формами $\{100\}$ $\{110\}$ $\{111\}$ и соответственным содержанием гафния, биотит — черной разностью с сильным плеохроизмом в темно-коричневых тонах, магнетит — кристаллами с развитой формой октаэдра, турмалин — черными длиннопризматическими кристаллами.

Наиболее веским доказательством связи хрусталеносных жил Алдана с аляскиотовыми гранитами является наличие в жильном кварце и кристаллах горного хрусталя монацита — минерала, характерного только для кислых, пересыщенных глиноземом, калиевых гранитов. На присутствие монацита в кристаллах и друзах горного хрусталя указал еще А. Е. Ферсман [17]. По его данным, температура образования монацита колеблется от 1000 до 400°C, т. е. до обычной температуры образования кварцевых жил. А. И. Захарченко [7] определяет верхний температурный предел формирования гидротермальных кварцевых жил Памира 500—550°C.

А. В. Пизнюр [15] на основании замеров температуры гомогенизации первичных включений указывает, что «... рост кристаллов шестоватого жильного кварца месторождения Барсукчи на Алдане происходил в пределах минимальных температур — от 515 до 115°. Центральная часть этих кристаллов росла из пневматолитовых растворов (гомогенизация включений по II типу при температуре 515—470°)».

Исследования аляскиотовых гранитов показали, что их расплавы содержали торий, редкие земли, фосфор, цирконий, железо, калий, натрий и другие элементы. В условиях больших давлений и высоких температур эти элементы попадали в растворы — флюиды. При благоприятных физико-химических условиях и соответствующей концентрации редких земель, фосфора и тория монацит мог кристаллизоваться из пневматолито-гидротермальных растворов, что подтверждается исследованиями А. И. Гинзбурга [4].

Эти данные говорят о возможности кристаллизации монацита не только из магматического и пегматитового расплава, но и из пневматолито-гидротермальных растворов совместно с кристаллизацией шестоватого жильного кварца при температуре 515—400°.

В пользу того, что монацит не мог попасть в кварцевые жилы и кристаллы горного хрусталя из глин, образовавшихся за счет монацитовых пегматитов, говорит тот факт, что типоморфные свойства этого минерала, содержащегося в свежих пегматитах, резко отличаются от типоморфных свойств монацита, содержащегося в кварцевых жилах. Монацит, встреченный в кварцевых жилах и кристаллах горного хрусталя, представлен мелкими (до 0,3 мм) хорошо просвечивающимися золотисто-желтыми зернами, а монацит, обнаруженный в структурных глинах, во много раз крупнее, окрашен в красно-бурый цвет, не просвечивает, кристаллы его хорошо образованы с развитыми формами $\{100\}$, $\{101\}$, $\{111\}$.

Более сложным вопросом является наличие включений монацита в кристаллах горного хрусталя, выросших в хрусталеносных гнездах при более низкой температуре. Как известно, кристаллы горного хрусталя имеют обильные включения как сингенетических, так и протогенетических минералов. Не исключена возможность, что ранее выкри-

сталлизовавшийся монацит находился в сильно пересыщенном растворе совместно с другими протогенетическими минералами во взвешенном состоянии и мог захватываться растущими кристаллами кварца совместно с другими минералами и примесями.

Кроме того, возможно попадание монацита в раствор из разрушенных пород, т. е. из пегматитов и кварцитов. Однако монациты, представляющие собой включения в кристаллах горного хрусталя, резко отличаются от монацитов из пегматитов, а также от хорошо окатанных монацитов из кварцитов размерами и окраской.

Между хрусталеносными жилами и аляскистыми гранитами устанавливается определенное химическое родство. В химическом составе аляскистых гранитов и в составе жидких включений в кварцах Алдана присутствуют одни и те же химические элементы: Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Zr, Pb, Cu, В. Как в составе аляскистых гранитов, так и в составе газовой-жидких включений в кварцах, K и Na резко преобладают над Ca при низком содержании Ca, Mg, Fe, Mn [3].

Абсолютный геологический возраст аляскистых гранитов, гидротермальные растворы которых образовали хрусталеносные кварцевые жилы, будет в первом приближении соответствовать времени формирования последних.

Определение абсолютного возраста гранитов производилось по содержащемуся в них радиоактивному минералу монациту. Исследованию подвергались монациты из гранитов и пегматитов, расположенных в районах распространения хрусталеносных жил. Монацит извлекался шлиховым методом из свежих, неразрушенных пород. С помощью бинокулярной лупы отбирались совершенно чистые, без включений, кристаллы монацита хорошей сохранности и с блестящими гранями.

Абсолютный возраст определялся рентгеноспектральным методом по соотношению интенсивностей рентгеновских линий свинца, урана и тория [1]. Определения производились И. Д. Беспаловой под руководством И. Б. Боровского в рентгено-химической лаборатории ИГН АН СССР, и возраст вычислялся по приближенной формуле:

$$T = \frac{\frac{Pb}{Th}}{1 + 3,03 \cdot \frac{U}{Th}} \cdot 2,23 \cdot 10^{10}$$

Принималось, что весь свинец в монаците радиогенного происхождения. Вычисленный по этой формуле возраст является максимальным. В связи с этим были проведены контрольные определения свинцовым методом, которые подтвердили полученные данные.

Несмотря на трудности, связанные с подбором материала, сделано 21 определение, что дает возможность оценить абсолютный геологический возраст монацитов и содержащих их пород (см. табл. 3).

Как видно из табл. 3, абсолютный возраст гнейсо-гранитов больше, чем лейкократовых гранитов (аляскистов) и пегматитов, что говорит о их более раннем образовании. Лейкократовые биотитовые граниты (аляскисты) и пегматиты, судя по данным табл. 3, одновозрастны, что дает важный дополнительный материал для суждения о генетической связи этих образований.

Более молодой возраст монацита из пегматита горы Курумкан может быть объяснен нарушением радиоактивного равновесия в монаците, так как пегматит здесь находится в пределах зон разлома и мог быть подвергнут гидротермальному воздействию [10].

Таблица 3

Геологический возраст пород в верховьях р. Алдана

Название и местонахождение породы, из которой взят монацит	Отношение		Возраст в млн. лет	Точность определений в %
	$\frac{U}{Th}$	$\frac{Pb}{Th}$		
Гнейсо-граниты				
В 1,5 км северо-западнее горы Холодная	0,09	0,11	1920	±5
На перевале от участка Хрустального к р. Алдану	0,06	0,10	1880	±5
Участок Северный	0,09	0,11	1920	±5
Гора Курумкан	0,06	0,10	1880	±6
Лейкократовые биотитовые граниты (аляскиты)				
Участок Второй Засонтинский	0,07	0,10	1834	±4
Участок Пустынный	0,08	0,10	1800	±5
Севернее горы Отрада	0,07	0,10	1834	±5
Пегматиты				
Подножие горы Холодная	0,08	0,10	1800	±6
Восточнее участка Пустынного (шлировый пегматит)	0,05	0,09	1780	±6
Гора Курумкан	0,10	0,10	1705	±5
Гора Добрая	0,05	0,09	1780	±4
В среднем по району			1830 ±140	

Таким образом результаты определений не превышают допустимую при этом методе ошибку в 10%.

По шкале геологического времени, которая в последнее время изменяется и уточняется, возраст пород в 1830 млн. лет относится к архею.

Таким образом, пространственно, минералогически, геохимически, а также по данным абсолютного геологического возраста устанавливается генетическая связь хрусталеносных месторождений Алдана с аляскитовыми гранитами, содержащими монацит.

Е. М. Лазько связывает хрусталеносные жилы Курумкана с гранодиоритами, основываясь на том, что с удалением от гранодиоритов постепенно уменьшается количество включений в кварце, гомогенизирующихся в газовой фазе (рис. 4). Однако наблюдения показали, что гранодиориты пространственно не связаны с кварцевыми жилами, что видно также на заимствованной у Е. М. Лазько схеме (см. рис. 4). Минералогическая связь у гранодиоритов с кварцевыми жилами тоже отсутствует, так как ассоциация сопутствующих минералов в кварце и кристаллах горного хрусталя соответствует минеральной ассоциации аляскитовых гранитов, но не гранодиоритов.

По данным Д. С. Коржинского [9], гранодиориты Алдана — «исключительно гибридные породы, пользующиеся ничтожным распространением и не имеющие самостоятельного значения. Они представляют собой переходную стадию в гранитизации основных кристаллических сланцев», что целиком и полностью относится к небольшому образованию гранодиоритов Курумкана.

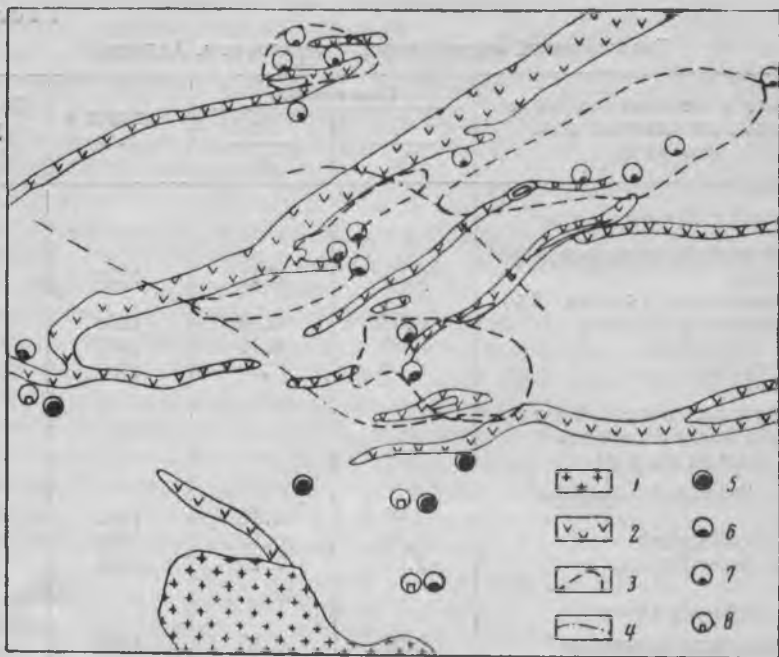


Рис. 4. Схема распределения разнотипных включений в кварцах различных жильных зон. По Е. М. Лазько
 1 — гранодиориты; 2 — архейские монацитовые пегматиты; 3 — границы жильных зон; 4 — границы концентров с разнотипными и разнотемпературными включениями; 5 — существенно газовые и высокотемпературные жидкие включения (температура гомогенизации жидких включений $400-240^{\circ}$); 6 — среднетемпературные жидкие включения (температура гомогенизации $230-140^{\circ}$); 7 — низкотемпературные жидкие включения (температура гомогенизации $170-110^{\circ}$); 8 — многофазовые включения (с галитом и углекислотой)

С помощью минералотермометрического анализа невозможно решить вопрос о генетической связи хрусталеносных кварцевых жил с теми или иными интрузивными породами. По разности температур гомогенизации газовой-жидких включений в кристаллах горного хрусталя можно судить лишь об удаленности тех или иных кристаллов от какой-то интрузии, но от какой именно — определить нельзя. Более того, как показали исследования В. П. Бутузова [2] и Н. Н. Шефталя [21], с помощью минералотермометрического анализа можно определять только температуру гомогенизации газовой-жидких включений, но не температуру образования самого кварца, так как температура гомогенизации этих включений не соответствует истинной температуре роста кристалла, для определения которой необходимо знание концентрации растворов и давлений, существовавших во время кристаллизации.

Выводы

1. Хрусталеносные кварцевые жилы Алдана пространственно и генетически связаны с красными аляскиотовыми гранитами.

2. Абсолютный геологический возраст этих гранитов, определенный по содержащемуся в них радиоактивному минералу монациту ураноторо-свинцовым методом, составляет 1830 млн. лет.

На основании этих данных формирование хрусталеносных кварцевых жил Алдана может быть отнесено к позднему архею.

3. Наряду с основными поисковыми критериями хрусталеносных жил Алдана — структурным и литологическим — устанавливается еще один, вполне определенный критерий — магматический. Наличие аляскитовых гранитов, содержащих монацит, является благоприятной предпосылкой для поисков месторождений горного хрусталя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борозский И. Б. и Беспалова И. Д. Рентгеноспектральный метод определения возраста. Тр. 111 сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1955.
2. Бутузов В. П. и Икорникова Н. Ю. Жидкие включения в искусственном кварце. Докл. АН СССР, т. 104, № 1, 1955.
3. Вульчин Е. А. Материалы к изучению кварцобразующих систем. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XXIII, сер. геол., вып. 6, 1953.
4. Гинзбург А. И. и Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометалльных пегматитов и некоторых типов рудных жил. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1957.
5. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьк. гос. ун-та им. Горького, 1950.
6. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.
7. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 6. Минералогия и геохимия. Госгеолтехиздат, 1955.
8. Карякин А. Е. Об источнике кремнезема кварцевых жил и хрусталеносных гнезд Приполярного Урала. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
9. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
10. Кравченко Г. Т. О возрасте монацитов некоторых районов Советского Союза. Изв. Сибир. отд. АН СССР, вып. 1. Геология и геофизика, 1958.
11. Куллетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Урала и их редкометальное оруденение. Тр. ИГН АН СССР, петрограф. сер., № 26, 1947.
12. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. гос. ун-та, 1956.
13. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд. Львов. гос. ун-та, 1957.
14. Лисицин А. Е. К вопросу об условиях образования месторождений горного хрусталя восточного склона Южного Урала. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
15. Пизнюр А. В. Генетическая связь кварцевых жил месторождения Барсуки с интрузией гранитов по включениям в минералах. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 2, 1957.
16. Украинский кристаллический массив. Вид. АН УРСР. Київ, 1947.
17. Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Изд. АН СССР, 1940.
18. Хамидов М. Х. О месте хрусталеносных кварцевых жил в истории формирования гранитоидных интрузивов Ванча и Язгулема (Памир). Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
19. Хамидов М. Х. О некоторых геологических предпосылках хрусталеносности. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
20. Хотенок М. М. Геологические предпосылки поисков месторождений оптического кварца. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
21. Шефталъ Н. Н. К вопросу о газовой-жидких включениях в кварце как о геотермометрах и геоманометрах. Тр. Ин-та кристаллографии. Изд. АН СССР, вып. 12, 1956.

Н. И. Андрусенко, Н. И. Ильин

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Первые сведения о наличии исландского шпата в карбонатных породах, развитых на территории СССР, относятся к 1880 г., когда Лагорио [22] описал кальцитопроявления горы Капель в районе г. Алушты (Крым). С тех пор различными исследователями открывались и изучались месторождения этого типа во многих районах СССР: в Туве, Средней Азии, Казахстане, на Кавказе, в Крыму, Донбассе и в других складчатых областях, где они связаны с мощными осадочными толщами карбонатного типа.

Месторождения исландского шпата в карбонатных породах отличаются незначительными размерами и прихотливой формой шпатоносных тел, неравномерным и низким содержанием полезного компонента и небольшим выходом кондиционного сырья. Преимуществом этих месторождений является бесцветность сырья и его относительно высокие оптические свойства.

В данной статье рассматриваются основные особенности формирования месторождений исландского шпата в карбонатных породах, знание которых бесполезно для обоснованного направления и успешного проведения поисковых и разведочных работ.

На условия образования месторождений исландского шпата в карбонатных породах существуют две точки зрения, противоположность которых объясняется различием представлений о природе минералообразующих растворов.

Так, П. А. Земятченский [16], И. Г. Баранов [2] и П. П. Пилипенко [21] предполагают, что прозрачные кристаллы кальцита образовались за счет поверхностных или вадозных вод. Свою точку зрения они обосновали простотой минерального состава месторождений, а также отсутствием видимой связи их с магматическими породами.

Вторая точка зрения — о кристаллизации исландского шпата из гидротермальных растворов — была впервые определенно высказана Н. П. Ермаковым в 1936 г. [11] и затем развита Я. А. Левеном [19], Б. Ф. Василевским [3], М. Б. Григоровичем [6, 7], М. Д. Заири [15], А. Н. Соловкиным [24], А. В. Скропышевым, А. Д. Каленовым, К. Б. Мелик-Бархударовым, Б. Г. Мелкумяном [15], Д. В. Соловьевым [25], В. И. Соболевским [23], А. М. Кроль [18] и рядом других исследователей.

Н. П. Ермаков доказывал гидротермальное происхождение шпатоносных жил Средней Азии на основании следующих признаков: 1) ассоциации исландского шпата с типичными гипогенными минералами, мно-

гие из которых оказались включенными в его кристаллы; 2) относительно высокой температуры образования кристаллов прозрачного кальцита ($80-100^\circ$), определенной методом гомогенизации жидких включений; 3) приуроченности месторождений к участкам проявления гидротермальной деятельности в зонах варисских разломов. При этом им допускалась возможность смешивания гидротермальных растворов с фреатическими и метаморфическими водами.

Все последующие исследователи месторождений исландского шпата в карбонатных породах дополняли и развивали положения Н. П. Ермакова. В 1957 г. Г. И. Шешулин вслед за Н. П. Ермаковым [14] отнес тувинские шпатоносные жилы к гидротермально-альпийским, считая, что первоисточником растворов были глубинные очаги основных магм, а источником кальция — вмещающие мраморизованные графитсодержащие известняки. По мнению Г. И. Шешулина, при выщелачивании и переносе кальция из вмещающих пород активную роль играет графит, который, легко окисляясь, увеличивает количество свободной углекислоты в растворах, что способствует переводу CaCO_3 в легкорастворимый бикарбонат.

Представление о возможности окисления углерода в ходе гидротермального процесса кажется сомнительным, так как графит в таких условиях не сохранился бы в виде свежей вкрапленности, а иногда и целых скоплений в мраморизованных известняках и в зальбандах кальцитовых жил.

Типы месторождений исландского шпата в карбонатных породах

Первая классификация месторождений исландского шпата в карбонатных породах была предложена Н. П. Ермаковым в 1945 г. [12]. В основу ее положено происхождение необходимой для образования исландского шпата свободной полости. В зависимости от структурно-генетического типа минерализованных полостей им выделено четыре группы месторождений: 1) в расщепленных полостях трещин разрыва; 2) в карстовых пещерах; 3) в кавернах гидротермального растворения известняков на пересечениях трещин; 4) в гнездах зон разлома и грубого раздробления пород.

Типизация месторождений исландского шпата в карбонатных породах, предложенная в 1946 г. М. Б. Григоровичем [8], учитывает также и «вадозный» способ формирования некоторых месторождений. М. Б. Григорович делит месторождения на две группы: 1) гидротермальные месторождения в известняках и редко в мергелях, представляющие собой гнезда, линзы, жилы, раздувы в них и корки на стенках пещер, и 2) месторождения, образованные вадозными водами — мелкие гнезда, прожилки, щетки, отдельные кристаллы в глине карстовых пустот в обычных и доломитизированных известняках.

В 1957 г. Е. Я. Киевленко и Н. И. Андрусенко [17], несколько упростили классификацию Н. П. Ермакова путем устранения третьей группы месторождений (ибо частичное растворение гидротермами полостей всякого происхождения может иметь место в любом случае), выделили три основных типа месторождений, главным образом в зависимости от морфологии кальцитовых тел, содержащих исландский шпат: 1) жильные месторождения, 2) месторождения в зонах дробления и 3) месторождения в карстах. Эта морфолого-генетическая классификация не исключает пространственной связи месторождений всех указанных выше типов: кальцитовые жилы часто оперяют или составляют отдельные участки зон дробления и также соединяют между собой карстовые по-

лости, а карстообразование бывает связано с зонами дробления известняков.

Коротко рассмотрим основные типы месторождений исландского шпата в карбонатных породах.

Жильные месторождения представляют собой кальцитовые жилы с кристаллами исландского шпата в раздувах, приуроченные чаще к разрывным и реже к сколовым трещинам. Такие трещины интенсивно развиваются в дислоцированных участках карбонатных толщ, локализуясь в замковых и ядерных частях антиклинальных складок, в сбросовых зонах разломов и реже во взбросовых зонах расланцевания.

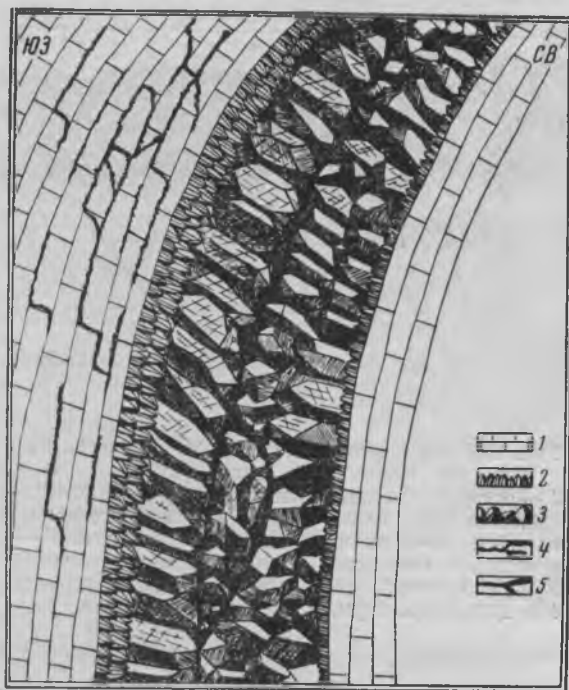


Рис. 1. Строение зональной кальцитовой жилы (Тува)

1 — мраморизованный графитизированный известняк; 2 — мелко- и крупношестоватый кальцит; 3 — гигантостолбчатый кальцит; 4 — гидроокислы железа; 5 — бурая глина, выполняющая внутри-жильный «шов»

Жилы описываемого типа выдержаны по мощности. Они имеют прямолинейную, линзовидную, дугообразную, неправильную и ветвящуюся форму. В зависимости от взаимоотношения с вмещающими породами выделяются секущие и согласные жилы.

Размеры кальцитовых жил невелики: длина по простиранию измеряется первыми десятками метров, мощность не превышает 3—4 м и только как исключение встречаются жилы длиной до 125 м.

Жилы обычно сложены белым мелко-или крупнозернистым, блоковым, шестоватым или гребенчатым, столбчатым или гигантостолбчатым кальцитом, нарастающим от зальбандов к центру. Размеры кристаллических индивидов колеблются от нескольких миллиметров до 3—4 м. Жилы, сложенные одной из указанных разновидностей кальцита, встре-

чаются редко (Тува); обычно они имеют зональное строение с сочетанием двух-трех разновидностей жильного выполнения (Средняя Азия, Тува, Кавказ). В осевой части симметрично-зональных жил иногда отмечается зияющий шов — следствие неполного смыкания растущих от периферии к центру кристаллических индивидов (рис. 1). В шестоватых и столбчатых кальцитовых индивидах иногда содержатся полупрозрачные и прозрачные участки (Тува).

Гнезда с исландским шпатом располагаются в раздувах, локализующихся в местах пересечения жил или соединения их с апофизами и прожилками, или находятся на выклинивании жил по падению (рис. 2).

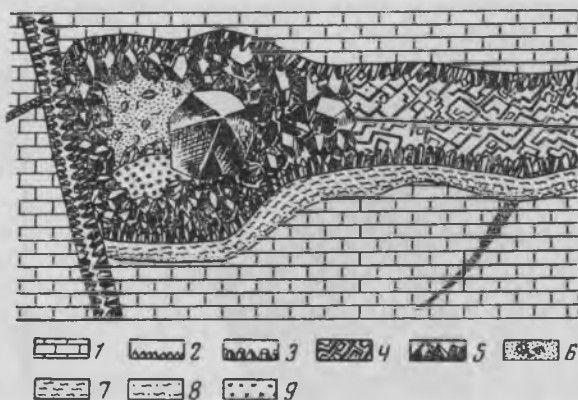


Рис. 2. Раздув в кальцитовой жиле с кристаллами исландского шпата (Тува)
 1 — мраморизованный известняк; 2 — мелкокристаллический кальцит; 3 — крупношестоватый кальцит; 4 — блоковый, жильный кальцит; 5 — кристаллы кальцита; 6 — гнездовое выполнение; 7 — уплотненный песчано-глинистый материал; 8 — красновато-бурый глинистый материал; 9 — лед

Отмечаются и внежильные погребя, соединенные с жилой тонким кальцитовым проводником. Погребя достигают в поперечнике не больше 1 м, форма их изометричная, эллипсоидальная, трубовидная, п-образная и неправильная. Гнезда обыкновенно разрушены и забиты обломками вмещающей породы, кальцитовой брекчией, глиной и льдом.

Гнездовая глина тонко отмучена, иногда слоистая, известковистая или песчанистая, имеет бурую, красноватую, сизую, черную и другую окраску в зависимости от характера окислов, содержащихся в минеральных ассоциациях.

Вес кристаллов исландского шпата из жильных погребов достигает 50 кг, размер их 15—20 см в наибольшем измерении. Кристаллы в основном сильно трещиноваты, содержат зональные глинистые, сульфидные и жидкие включения, обычно бесцветны или окрашены в розовый цвет (бассейны рек Пскем и Угам).

К месторождениям жильного типа относятся также «сухие» четковидные минерализованные полости, приуроченные к трещинам разрыва во взбросовых зонах расщепления известняков (Тува). Они отличаются незначительным количеством жильного кальцита и почти целиком выполнены песчано-глинистым материалом, в который погружены кристаллы исландского шпата и обломки известняка.

Месторождения в зонах дробления представлены совокупностью гнезд или минерализованных полостей, соединенных короткими жилами и прожилками.

Зоны дробления в известняках связаны с оперяющимися трещинами крупных тектонических нарушений сбросового характера. В зонах дробления породы разбиты рядом пересекающихся трещин на отдельные дезориентированные глыбы, которые в результате истирания и дробления утрачивают свою остроугольную форму. Между глыбами в результате растворения и выноса мелко раздробленного материала часто образуются пустоты, служащие природными кристаллизаторами для исландского шпата (рис. 3). Протяженность зон дробления достигает



Рис. 3. Участок зоны дробления. Видна шпатоносная полость на стыке дезориентированных глыб мраморизованных известняков

иногда 1 км и больше, мощность их 100—150 м. Обычно в пределах крупных зон дробления выделяются небольшие обильно минерализованные участки интенсивного крупноглыбового дробления, разделенные менее раздробленными породами, где минерализация почти отсутствует.

Размер гнезд с исландским шпатом колеблется от 0,3 до 2 м в наименьшем измерении и от 0,6 до 10 м в наибольшем измерении. Форма их самая разнообразная: изометричная, треугольная, эллипсоидальная, линейно-вытянутая, щелевидная, сводовидная и неправильная.

Строение гнезд в общем однообразно: стенки их сложены зернистым и мелкошестоватым кальцитом, агрегаты которого постепенно увеличиваются к центру полости и заканчиваются изометричными ограниченными головками в виде «грибных шляпок». Внутренняя часть полостей, как правило, выполнена вязкой бурой, серой, красноватой или желтой известково-песчанистой глиной, а иногда палыгорскитом, в которые часто погружены кристаллы кальцита и обломки известняка.

Исландский шпат в зонах дробления, как правило, бесцветен, но иногда окрашен в лимонно-желтый цвет слабой интенсивности. Наиболь-

ший вес кристаллов 50—60 кг, но обычно они весят меньше 5 кг. Прозрачные области приурочены к вершинам головок кристаллов. Характерными дефектами кристаллов исландского шпата являются двойные и параллельные сростки, зоны роста из глинистых и жидких

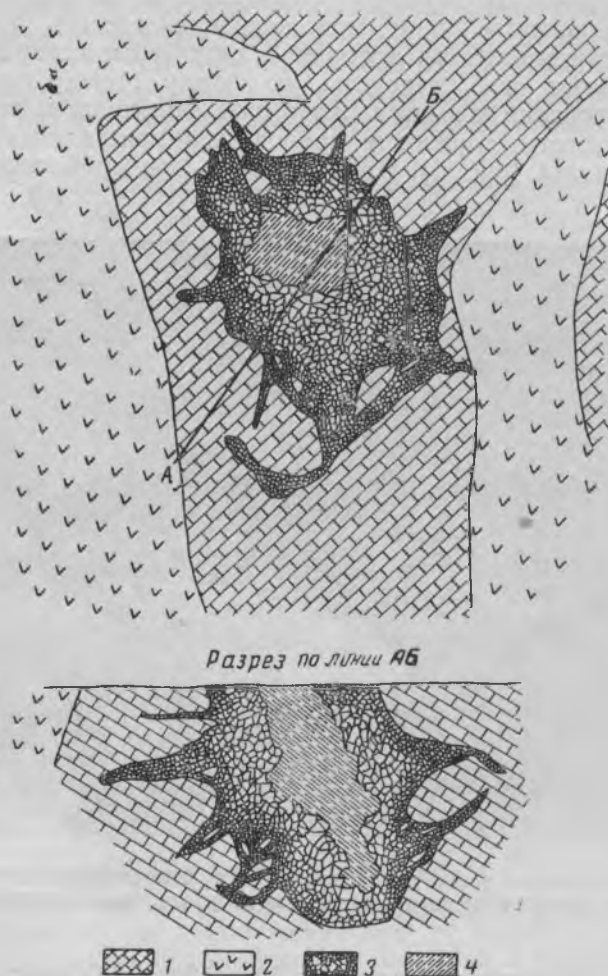


Рис. 4. Воронкообразное кальцитовое тело (Центральный Казахстан). По Н. В. Сивицкой, 1953
1 — известняки; 2 — порфириты; 3 — шпатовое тело; 4 — песчано-глинистый слоистый материал

включений, равномерная замутненность, обусловленная скоплением мельчайших тонкодисперсных включений, трещиноватость, механические двойники и нитевидные «капилляры»; реже встречаются твердые включения (сульфиды, графит, окислы марганца).

Месторождения в карстовых пустотах пространственно и морфологически связаны с трещинной тектоникой и положением плоскостей напластования известняков. Образование карстовых полостей обусловлено растворением известняков циркулирующими по трещинам поверхностными водами или гидротермами. Наиболее благоприятными

условиями для их формирования являются места пересечения двух или нескольких трещин в зонах разлома или смятия известняков (Средняя Азия, Тува).

Месторождения в карстах подразделяются на три морфологические подгруппы: 1) воронкообразные зональные кальцитовые тела; 2) открытые, иногда многокамерные пещеры, вытянутые в горизонтальном направлении; 3) мелкие изометричные или неправильные каверны, ниши, карманы, рукава.

Месторождения первой морфологической подгруппы встречаются в бассейне р. Угам и в Прибалхашье. Воронкообразные кальцитовые тела этих месторождений подстилаются брекчией из обломков вмещающих



Рис. 5. План многокамерной карстовой пещеры (Средняя Азия). По Я. А. Левену, 1939

1 — известняки верхнего силура; 2 — известняково-кальцитовая метасоматическая брекчия; 3 — кремнистый сланец; 4 — кальцитовые натечи и туфы; 5 — кристаллы исландского шпата

пород (брекчия обрушения), цементированных зернистым или мелкошестоватым кальцитом, и состоят из трех последовательно развитых зон: а) мелкокристаллического кальцита с размером кристаллов не более 2—3 см; б) средне- и крупнокристаллического кальцита с размером кристаллов до 10—20 см; в) гигантских кристаллов, достигающих 1,5 м по длинной оси. Недовыполненную кальцитом центральную часть тела слагает песчанистая или известковистая местами загипсованная глина, мощность которой иногда достигает 20 м. Размер воронкообразных кальцитовых тел 30×25 м, а глубина 12—30 м (рис. 4). Исландский шпат здесь находится у вершин гигантских преимущественно ромбоэдрических кристаллов кальцита и обычно окрашен в розовый и лимонно-желтый цвет, реже бесцветен. Дефекты кристаллов — трещиноватость, зональность, двойникованность.

Примером месторождений второй подгруппы является Джуикамборская пещера в бассейне р. Магиан (Средняя Азия), вытянутая в длину на 40 м. Она состоит из пяти сообщающихся между собой камер длиной около 10 м и высотой до 3 м каждая (рис. 5). Кристаллы кальцита, достигающие 60 см в поперечнике, находятся на дне пещеры среди кальцитово-известковой брекчии, грубой щебнистой или тонкоотмученной глины и обломков известняка. Реже кристаллы, нарастающие прямо на известняк, прикреплены к стенкам пещеры, сводовая часть которой местами покрыта известковым туфом и несет сталактиты.

Месторождения третьей подгруппы наиболее многочисленны и представляют собой мелкие гнезда в карстовых карманах, кавернах, нишах и т. п., полностью или частично заполненные глиной или известняково-кальцитовой сыпучкой с погруженными в нее кристаллами исландского шпата. Стенки некоторых гнезд устланы коркой мелкокристаллического кальцита, переходящего в шестоватый и крупношестоватый кальцит с размером индивидов до 20 см.

Дефектами кристаллов являются сильная трещиноватость, механические двойники и включения сульфидов.

Перечисленные типы шпатоносных жил встречаются в каждом кальцитоносном районе, однако какой-либо один или два из них имеют преобладающее развитие. Так, в Средней Азии развит преимущественно исландский шпат в карстах, а в Тувинской автономной области — шпатоносные жилы в зонах дробления известняков.

Типы скоплений исландского шпата

Исландский шпат образует три типа скоплений: гнездовой, жильный и гнездово-жильный.

Гнездовой тип распространен наиболее широко и развит во всех трех типах месторождений. В жильных месторождениях гнездовой тип скоплений представлен так называемыми внежильными погребями, которые связаны с основным жильным телом маломощными (5—10 см) кальцитовыми проводниками. Исландский шпат здесь в виде друзовых сростков короткостолбчатых ромбоэдрических кристаллов нарастает на стенках полостей или покоится в глине кристаллоносных погребов.

В месторождениях зон дробления гнезда приурочены к стенкам крупных глыб известняков или к рыхлой пестроцветной песчано-глинистой массе, иногда представляющей собой реликты мезозойской коры выветривания известняков (Тува). Такие гнезда имеют жесткие стенки из плотного известняка, иногда окристаллизованного шестоватым кальцитом. Кристаллы исландского шпата являются либо продолжением прикрепленных к стенкам шестов, либо непосредственно нарастают на известняки, либо помещаются в глине внутри полости.

Форма гнезд определяется контурами межглыбового пространства, а в песчано-глинистой пестроцветной породе — контурами участков, окаймленных шестоватыми прожилками, которые служат стенками гнезд.

Месторождения в карстах — наиболее яркие представители гнездового типа скоплений исландского шпата. Воронкообразные и трубообразные кальцитовые тела образуются иногда в результате обрушения свода и стенок гнезд крупного размера. Исландский шпат находится в центральных частях или у вершин гигантокристаллов, слагающих внутреннюю зону кальцитовых тел.

Жильный тип скоплений исландского шпата наименее распространен. Очень редко среди блокового молочно-белого или полупрозрачного кальцита, слагающего линзы или жилы, встречаются участки прозрачного кальцита. В зональных жилах небольшие прозрачные участки встречаются только у самых верхушек гигантостолбчатых кристаллов.

Гнездово-жильный тип скоплений характерен для кальцитовых жил, встречающихся в трещинах разрыва и в зонах дробления известняков. В раздувах этих жил находятся гнезда с кристаллами исландского шпата, которые прикреплены к их стенкам. Чаще стенки в гнездах жильных раздувов сложены мелкозернистым или шестоватым кальцитом, а ограненные кристаллы исландского шпата обычно законсервированы в гнездовой глине.

Особенности минералогического состава месторождений

Минералогический состав месторождений исландского шпата в известняках очень прост.

Установлены следующие минералы, ассоциирующие с исландским шпатом: кальцит, арагонит, известковый туф, сидерит, малахит, азурит, флюорит, барит, гипс, кварц, рутил, графит, палыгорскит, сульфиды (пирит, марказит, антимонит, халькопирит, халькозин, борнит, киноварь), окислы и гидроокислы железа и марганца (гематит, пиролюзит, псиломелан, гетит, лимонит). Распределение минералов по месторождениям неравномерно. Большая часть месторождений сложена почти одним кальцитом, а два месторождения в Средней Азии содержат почти весь комплекс минералов. На некоторых месторождениях кроме кальцита присутствует палыгорскит (Кавказ) или арагонит (бассейн рр. Пскем и Угам); в Туве в большом количестве содержится графит. Месторождения исландского шпата в известняках различаются также по присутствию сульфидов: в одних они обильны (Средняя Азия), в других встречаются эпизодически (Кавказ, Средняя Азия), в третьих их вовсе нет (Казахстан, Тува). Сульфиды, графит, окислы и гидроокислы железа и марганца, редко рутил, гетит, кварц иногда образуют зональные включения в кристаллах кальцита или исландского шпата, фиксируя положение былых граней роста. В Средней Азии (Зеравшан) на естественных границах исландского шпата отмечаются корочки гипса и известкового туфа, а также примазки малахита и азурита.

На основании взаимоотношения между отдельными минералами намечается следующая закономерность их выделения. Наиболее ранние минералы — сульфиды, многие из которых включены в кальците, барите и флюорите. После сульфидов отлагались рутил, кварц, барит, сидерит, флюорит, графит, кальцит, арагонит, палыгорскит. Последними из почти холодноводных растворов выделялись гипс и известковый туф.

Гидротермальные изменения вмещающих пород

Гидротермальные изменения вмещающих пород на месторождениях исландского шпата описываемого типа наблюдаются повсеместно, но масштаб и степень переработки пород в общем невелики. Для некоторых месторождений, например в Прибалхашье, отмечается почти полное отсутствие гидротермальной переработки вмещающих известняков. В Туве изменения вмещающих пород незначительны и выражаются в слабой перекристаллизации мраморизованных известняков, их ожелезнении, реже ослюденении и окварцевании.

В Средней Азии гидротермально измененные зоны характеризуются сильной перекристаллизацией и так называемой кальцитизацией известняков, которая выражается не в относительном увеличении CaO в них, как полагает В. С. Польшковский, а в насыщенности их кальцитовой минерализацией в виде мелких прожилков, линзочек, выполнения мелких пустоток.

В результате значительного выноса из вмещающих пород кремнезема и алюминия в гнездах, содержащих кальцит, происходит накопление глин. Железо накапливается в околожильной зоне в виде гематита и бурого железняка, цементирующих обломки известняка в брекчированных зонах, а также обломки кальцита в прожилках и создающих оторочки вокруг ядерных частей сферических кальцитовых образований. Окислы и гидроокислы железа являются причиной окраски измененных известняков и глин, залегающих в кристаллоносных погрехах.

Вопросы кристаллогенезиса

Морфология кристаллов исландского шпата весьма сложна. Просто ограненные кристаллы в виде ромбоэдров и скаленоэдров редки. Чаще они представлены сложно ограненными индивидами, а также их друзовыми или двойниковыми сростками.

По данным В. А. Мокиевского, в Туве отмечается три разновидности кристаллов: 1) удлиненного скаленоэдрического габитуса, усложненного наличием мелких граней ромбоэдров (0112) и (0221) и реже призмы (10 $\bar{1}$ 0); 2) уплощенные, представляющие собой головки шестоватых индивидов, от которых они порой отделяются глинистым швом; в них характерны сочетания ромбоэдров (0112) и скаленоэдра (2131); 3) изометричные или короткостолбчатые, составленные скаленоэдром (21 $\bar{3}$ 1), призмой (10 $\bar{1}$ 0) и пинакоидом (0001).

Среди кристаллов закавказских месторождений наблюдались индивиды, представляющие собой параллельные сростки скаленоэдров, усложненных дополнительными гранями, а также идеальные двухконечные скаленоэдры с гладкими блестящими гранями и острыми ребрами.

Для кристаллов Средней Азии Я. А. Левен [19] отмечает наличие трех морфологических групп кристаллов: 1) хорошо выраженного скаленоэдрического габитуса при отсутствии или слабом развитии граней других простых форм; 2) с преобладающим развитием ромбоэдра при отсутствии или слабом проявлении других граней; 3) ограненные призмой и ромбоэдром при различном развитии той или другой формы.

Б. Ф. Василевский [3] на примере кальцитов Таджикистана установил эволюцию кристаллографических форм в процессе их роста. Н. П. Ермаков [13] уточнил последовательность образования габитусных форм с помощью термометрических измерений, а Н. З. Евзикова [10] подтвердила взгляды обоих исследователей путем рентгеноструктурных анализов. Согласно их данным, основной ромбоэдр является первой формой кристаллизации исландского шпата, скаленоэдр — второй и призматический кристалл — третьей и последней, а между ними располагаются промежуточные комбинационные формы.

Причиной морфологической эволюции кристаллов Б. Ф. Василевский считал неуклонное снижение температуры раствора в природных резервуарах, а Н. П. Ермаков, кроме того, положение эллипсоида электромагнитного поля кристалла.

В последнее время большое внимание уделяется влиянию химизма среды на форму образующихся кристаллов, роль которой подчеркивал еще П. А. Земятченский [16]. И. Г. Винниченко установил, что форма кристаллов зависит от примеси магния в них [4], а С. Т. Бадалов и другие [1], наоборот, считают, что содержащиеся в кристаллах примеси не определяют их форму, которая целиком зависит от химизма растворов. Определенной связи между формой кристаллов и их качеством пока не установлено.

Особенности роста кристаллов. Зональность большинства кальцитовых тел свидетельствует о том, что условия кристаллизации кальцита в свободных полостях, являющихся природным кристаллизатором, были неодинаковы.

Зоны жильного мелкозернистого кальцита отвечают условиям быстрой кристаллизации из пересыщенных растворов при наличии множества центров кристаллизации. Зоны шестоватого кальцита соответствуют некоторому упорядочению кристаллообразования, при котором количество зарождений уменьшалось. При этом возникал друзовый стесненный

рост, заканчивающийся развитием в ходе геометрического отбора столбчатых полуограненных кристаллов. Часто между образованием полностью ограненных кристаллов и агрегатом шестоватых индивидов наблюдаются перерывы, фиксируемые глинистыми прослойками. О пульсирующем поступлении растворов и неоднократном возобновлении кристаллизации свидетельствуют также глинистые прослои в участках кальцитовых жил, напоминающих «слоеный пирог» (рис. 6).

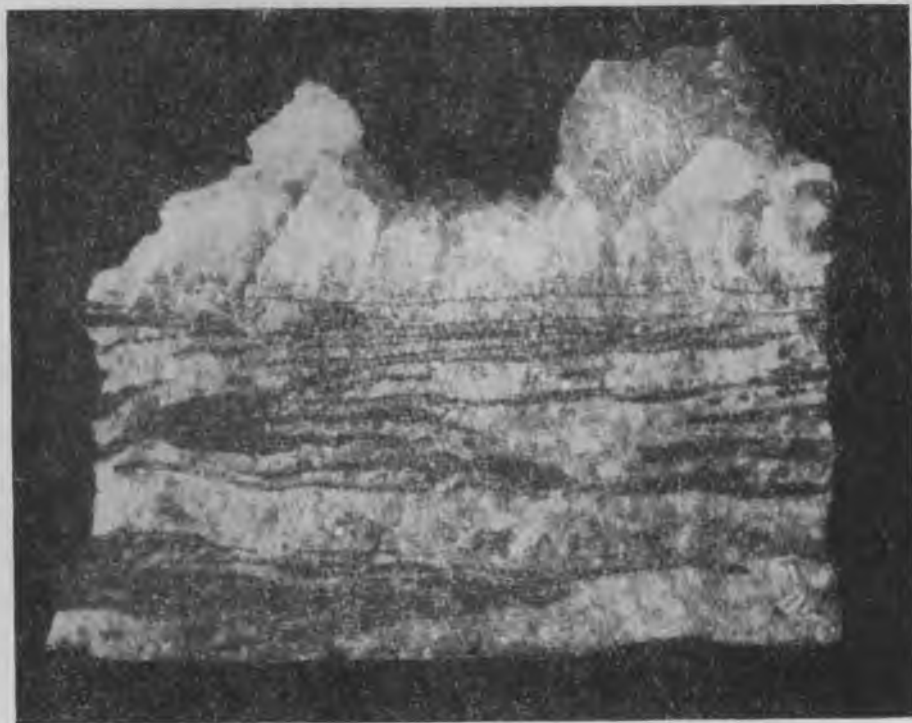


Рис. 6. Участок кальцитовой жилы с глинистыми прослойками, напоминающий слоеный пирог (Тува). *Нат. вел.*

В тех случаях, когда центры зарождения или затравки (взвешенные глинистые частицы или обломки известняка) располагаются не на стенках, а внутри полости, шестоватый кальцит приобретает радиально-лучистую текстуру, образуя своеобразные «розетки» (рис. 7).

Образовавшийся в начальные стадии кристаллогенезиса шестоватый кальцит обычно замутнен вследствие выпадения избыточного количества аморфной или тонкокристаллической примеси CaCO_3 , которая образуется из пересыщенных растворов. Другая возможная причина замутненности такого кальцита — захват множества субмикроскопических жидких включений, скопление которых и вызывает рассеивание света. В подобных же условиях, по-видимому, образуется и мутный блоковый кальцит, слагающий некоторые шпатоносные линзы и жилы Тувы и Средней Азии.

Образование изолированных ограненных кристаллов происходит при небольшом количестве зарождений, когда свободному росту и самоограничению кристаллов ничто не препятствует.

Рост кристаллов осуществляется в силу поверхностной энергии, свойственной его граням, в результате их непрерывного взаимодействия с раствором. Концентрация растворов при этом невелика, и кристаллизация происходит в условиях очень слабого пересыщения, которое наступает после стабилизации физико-химических условий.



Рис. 7. «Розетка» радиально-лучистого шестоватого кальцита (Тува). Уменьшено в 4 раза

Прозрачность кристаллов обусловлена спокойными условиями кристаллизации, постоянством состава растворов и, вероятно, как отмечает А. В. Шубников [28], компактной упаковкой субмикронных вещества. Изменения в составе растворов, перерывы в их поступлении приводят к неоднородности образующихся кристаллов, к появлению в них замутненных зон, зональных твердых (сульфидных, графитовых, глинистых и др.) включений, к растворению и травлению образовавшихся граней и их последующей регенерации.

Конечным этапам образования кристаллов исландского шпата из гидротерм отвечают изредка встречающиеся на поверхности его граней вицинали в форме тригональных округлых пирамидок и ребристые наросты, возникающие в местах наиболее интенсивного роста граней (линий выхода на них механических двойников и трещин спайности).

Часто наблюдающиеся известковистые «рубашки», а также столбчатые корочки известкового туфа, покрывающего грани кристаллов, — результат деятельности поверхностных вод, поступивших в открытые полости после образования кристаллов.

Разрушение кристаллов. Кристаллы исландского шпата в силу хрупкости, весьма совершенной спайности и пластичности чрезвычайно подвержены воздействию разрушающих агентов. Поскольку многие месторождения вскрыты эрозией или расположены в близповерхностной зоне циркуляции грунтовых вод, разрушение кристаллов обусловлено в значительной мере экзогенными причинами.

Резкие суточные и климатические колебания температуры, наличие в некоторых гнездах льда, растворяющее влияние поверхностных углекислых, а в отдельных случаях сернокислых вод — все эти причины вызывают растрескивание, травление и разъедание кристаллов исландского шпата.

При воздействии тектонических усилий (интерминерализационных и послеминерализационных подвижек) кристаллы нарушаются механическими двойниками и трещинами. Трещины, возникшие до окончания роста кристалла, могут залечиваться новыми порциями растворов, а механические двойники — устраняться или зарастать своеобразными ребристыми наростами на гранях.

Исследования жидких включений

Жидкие включения в исландском шпате из месторождений в карбонатных породах встречаются часто и в больших скоплениях, делающих кристаллы мутными и непрозрачными. Размер включений измеряется десятymi и сотыми долями миллиметра, редко достигает 1—2 мм.

По характеру образования жидкие включения делятся на первичные и вторичные. Первичные включения обычно приурочены к определенным кристаллографическим направлениям, вторичные расположены в спайных и раковинистых трещинах.

Как видно на рис. 8, чаще всего встречаются включения изометричной и неправильной формы, реже — клиновидной и треугольной с элементами негативных кристаллов. Многие вторичные включения имеют прямолинейные многоступенчатые контуры в виде довольно четких линий.

В первичных включениях газовая фаза часто отсутствует, что свидетельствует об образовании кристаллов из почти холодноводных растворов (Казахстан, Крым). Степень заполнения двухфазовых включений колеблется от 0,80 до 0,98, при среднем ее значении 0,94. Часто отмечалось аномальное соотношение жидкой и газовой фаз, которое объясняется нарушением герметичности включения; объем газовой фазы при этом иногда превышал 50%. Аномальными являются также расшнурованные включения, образовавшиеся в результате стремления к равновесной форме [20]; отшнурованная часть в них иногда содержит газовый пузырек, чаще она жидкая, однофазная.

Исследование жидких включений, проводившееся нами, заключалось в их термометрическом изучении и установлении химического состава. Термометрическому изучению методом гомогенизации подверглись 250 включений в кристаллах исландского шпата из Тувы и 75 — с Кавказа. Результаты гомогенизации в случае увеличенного размера газовой фазы или отклонения в равномерности темпа нагрева, а также при неповторяемости опыта считались недостоверными и в расчет не принимались. Гомогенизация всех нагреваемых включений происходила в жидкой фазе, восстановление газового пузырька часто протекало со вскипанием.

Термометрические исследования жидких включений в кристаллах оптического кальцита из месторождений в карбонатных породах изуча-

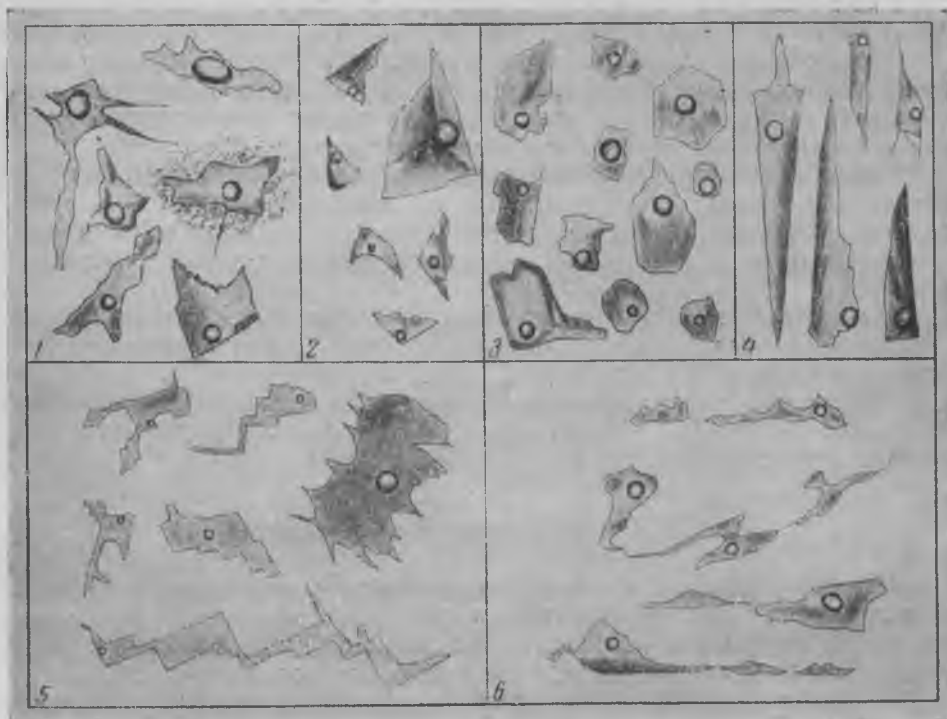


Рис. 8. Морфология жидких включений в исландском шпате из месторождений Тувы и Кавказа

1 — включения неправильной формы; 2 — треугольные включения с элементами негативных кристаллов; 3 — изометричные включения; 4 — клиновидные, частично ограниченные включения; 5 — вторичные включения с четкими прямолинейными контурами; 6 — расшнурованные включения

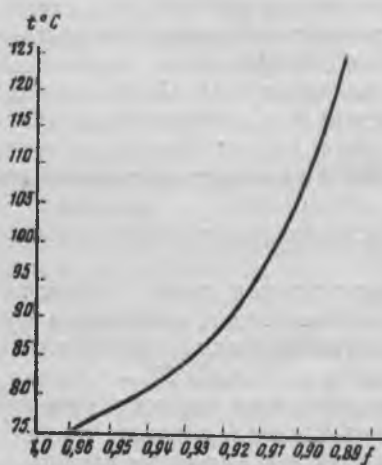


Рис. 9. График зависимости между температурой гомогенизации (t) и степенью заполнения (f) первичных включений в исландском шпате (Тува)

лись, кроме того, Н. П. Ермаковым [13], Г. Г. Грушкиным [9], Р. Ф. Сухорским [26] и др.

Статистически обработанные результаты термометрических измерений приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, точки гомогенизации включений в большинстве случаев ниже 100° .

Кривая зависимости, построенная в координатах «температура гомогенизации—степень заполнения» для изученного нами месторождения в Туве отражает пропорциональность между этими двумя величинами (рис. 9).

По температуре гомогенизации жидких включений с учетом поправок на давление и концентрацию солей в составе включений судят о возможной температуре минералообразования. В нашем случае этими поправками можно пренебречь, так как концентрация, как будет показано

Таблица 1

Местонахождение месторождения	Температура гомогенизации, °С			Коэффициент заполнения при 20 °С		
	миним.	максим.	средн.	миним.	максим.	сре дн.
Тува	75	125	88	0,89	0,96	0,92
Тува	53	110	82	0,62	0,98	0,89
Закавказье	55	96	69	0,84	0,97	0,96
Средняя Азия	—	—	70	—	—	0,96
Бассейн р. Угам ¹	—	—	89—110	—	—	0,96
Средняя Азия ²	—	—	84—88	—	—	—
Средняя Азия ¹	—	—	80—90	—	—	0,98
Крым ¹	—	—	55—60	—	—	—
Крым ¹	—	—	25—35	—	—	—
Закарпатье ³	—	—	45—115	—	—	—
Прибалхашье ⁴	—	—	55—60	—	—	—
Средняя Азия ⁵	—	—	40—120	—	—	—

¹) По Н. П. Ермакову.

²) По В. С. Польшковскому.

³) По Р. Ф. Сухорскому.

⁴) По В. И. Бергеру.

⁵) По Г. Г. Грушкину.

ниже, невелика, а давление практически не превышает нескольких атмосфер. Давление в вакуолях жидких включений со степенью заполнения 0,90—0,97 и температуре до 120° достигает 25—30 атм, что определено по диаграмме состояния чистой воды [5, 27]. Геологические данные (наличие исландского шпата в приповерхностных карстовых полостях) также свидетельствуют о небольшом давлении при образовании месторождений исландского шпата. Следовательно, установленные температуры гомогенизации жидких включений можно расценивать как вероятные минимальные температуры образования кристаллов.

Для определения химического состава гидротермальных растворов жидкие включения были исследованы методом гидрохимического анализа водных вытяжек, произведенного в лаборатории магматогенных процессов ГЕОХИ АН СССР Е. В. Рентгартен (под руководством Н. И. Хитарова). Результаты этих анализов приведены в табл. 2, из которой видно, что состав жидких включений небогат: в одних случаях преобладает анион HCO_3 (Тува), в других — ведущим является анион Cl . В составе катионов отмечается преобладание калия над натрием. В солевом составе — весьма низкие концентрации CaCl_2 , NaCl , KCl , CaSO_4 , Na_2SO_4 .

Следует отметить, что приведенные данные позволяют с достоверностью судить только о качественном составе остаточных кальцитобразующих растворов, так как величины концентраций находятся в пределах допустимых ошибок микрохимического анализа.

О характере минералообразующих растворов и термодинамической обстановки формирования месторождений

О господствующей низкотемпературной обстановке при формировании месторождений исландского шпата в карбонатных породах свидетельствуют не только термометрические данные и минералогические особенности, но и те немногочисленные обменные реакции, которые протекают при гидротермальном метаморфизме.

Таблица 2

	Богучудлек (Средняя Азия)		Цакури (Закавказье)		Иджеван (Закавказье)		Тува		Джамбаш (Прибалхашье)	
	мг/100 г исландского шпата	мг-экв	мг/100 г исландского шпата	мг-экв	мг/100 г исландского шпата	мг-экв	мг/100 г исландского шпата	мг-экв	мг/100 г исландского шпата	мг-экв
HCO_3^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl^-	0,69	0,019	1,866	0,052	1,790	0,050	3,12	0,051	11,61	0,192
SO_4^{2-}	0,06	0,014	0,988	0,023	0,995	0,03	0,86	0,04	1,04	0,029
Σ		0,033		0,075		0,073				0,221
K^+	0,230	0,006	0,451	0,012	0,229	0,006	—	—	—	—
Na^+	0,050	0,002	0,230	0,010	0,110	0,005	0,184	0,008	0,38	0,016
Ca^{2+}	0,640	0,032	0,340	0,017	0,320	0,06	1,62	0,86	3,24	0,162
Mg^{2+}	0,050	0,002	0,090	0,004	0,018	0,02	—	—	—	—
Σ		0,040		0,043		0,029				0,178
Концентра- ция	2,026 г/л	—	—	—	2,340 г/л	—	—	—	—	—
Предпола- гаемый состав солей										
CaCl_2	1,050	0,019	0,94	0,017	0,89	0,016	—	—	—	—
NaCl	—	—	0,58	0,010	0,29	0,005	—	—	—	—
KCl	—	—	0,91	0,012	0,45	0,006	—	—	—	—
CaSO_4	0,880	0,013	0,013	—	—	—	—	—	—	—
Na_2SO_4	0,170	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ		0,033		0,039		0,027				

Геохимической особенностью является постепенная стерилизация растворов, которые к моменту кальцитообразования сбросили почти всю минеральную нагрузку, освободившись от большей части металлов; основным геохимическим процессом является миграция петрогенных элементов — кальция и углерода. Этим частично объясняется относительно высокая чистота исландского шпата как минерала.

Таблица 3

Оксиды	Содержание в процентах								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,03	0,08	—	—	—	0,01	—	0,61	0,80
Al ₂ O ₃	0,01	—	—	—	0,30	—	—	—	—
FeO	—	0,33	0,405	0,15	—	—	0,19	—	—
Fe ₂ O ₃	0,28	—	—	0,05	0,10	—	0,04	—	—
MgO	0,18	0,20	Сл.	0,18	0,67	0,08	0,19	1,70	1,41
CaO	55,05	55,41	55,86	55,70	53,76	55,90	55,43	57,05	56,70
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,03	Сл.	—	—	0,09	0,04	—	—	—
H ₂ O гигроскоп.	0,05	—	—	—	0,05	—	—	0,09	—
CO ₂	43,95	44,15	43,78	43,86	42,89	43,29	43,62	43,72	43,87
								п. п.	п. п.
BaO	—	—	—	—	0,11	—	—	тр.	тр.
SrO	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—
Сумма	99,68	100,2	100,045	9,94	97,97	99,32	99,47	103,17	102,78

1. Бледно-желтый исландский шпат (Памир). По И. Г. Баранову, 1934.
2. Бесцветный исландский шпат (Средняя Азия). По Я. А. Левену, 1939.
3. Бесцветный исландский шпат (Крым). По Кашишцеву, 1936.
4. Бесцветный исландский шпат (Кавказ). По М. П. Головкову, 1940.
5. Бледно-розовый исландский шпат (Средняя Азия). По А. В. Скropyшеву, 1938.
6. Бесцветный исландский шпат (Кавказ). По Б. Френкелю, 1936.
7. Бесцветный исландский шпат (Кавказ). По М. Б. Григоровичу, 1938.
8. Бледно-розовый исландский шпат (Средняя Азия). Аналитики М. Г. Николаева, И. Н. Удачин (ВНИИП), 1959.
9. Бесцветный исландский шпат (Тува). Аналитики М. Г. Николаева, И. Н. Удачин (ВНИИП), 1959.

В табл. 3 приведен химический состав исландского шпата из разных месторождений, свидетельствующий о содержании в нем незначительного количества примеси элементов, посторонних для его кристаллохимической решетки.

Спектральными анализами в исландском шпате, кроме того, установлено присутствие Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Pt, Os, Ru, La, H, V. Следует отметить, что отдельные элементы характерны только для определенных месторождений исландского шпата. Так, свинец является постоянной примесью в розовом исландском шпате месторождений Средней Азии и не характерен для исландского шпата других месторождений. Его присутствием Ю. В. Ясевич и В. С. Польшковский (1954 г.) объясняют розовую окраску исландского шпата этих месторождений.

Химический состав исландского шпата почти не отличается от состава обычного кальцита. Это дает основание полагать, что причина прозрачности заключается не в химизме растворов, а в условиях отложения CaCO₃.

Наиболее важным условием для образования прозрачных кристаллов исландского шпата является наличие относительно крупных откры-

тых полостей. В узких трещинах, где скорость движения растворов велика, большей частью отлагается мелкозернистый или шестоватый кальцит, ввиду отсутствия спокойных условий кристаллизации. Широкая свободная полость представляет собой пространство для роста кристаллов и обеспечивает в течение определенного времени постоянство физико-химических условий минералообразования.

Основными факторами, вызывающими выпадение CaCO_3 из раствора, являются режим температуры и давление, обуславливающие необходимую концентрацию бикарбоната кальция.

По мнению Б. Ф. Василевского [3], парциальному давлению углекислоты принадлежит ведущая роль в кристаллогенезисе исландского шпата. С понижением давления (при попадании растворов в крупный резервуар-кристаллизатор) происходит следующая реакция: $\text{Ca}^{2+} + 2[\text{HCO}_3]^{-} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + [\text{CO}_3]^{2-} + \text{CO}_2 \uparrow + \text{H}_2\text{O}$. Если Ca^{2+} и $[\text{CO}_3]^{2-}$ не пересыщают раствор, то они в нем остаются, но тогда уже при небольшом пересыщении выпадает CaCO_3 .

Б. Ф. Василевский считает, что гидротермы богаты углекислотой по своей первичной природе, в то время как Н. П. Ермаков [13] наличие ее в водных растворах объясняет диссоциацией на большой глубине известняков. Не исключена возможность попадания в гидротермы и атмосферной углекислоты (в случае их смешивания с поверхностными водами).

Источником кальция, как и углекислоты, являются легко растворимые известняки, что подтверждается их повсеместным выщелачиванием.

Данные анализов водных вытяжек свидетельствуют о том, что в химизме среды при образовании исландского шпата определенную роль играет ион хлора, который в отдельных случаях преобладает над бикарбонатом в составе жидких включений. Поэтому не исключена возможность переноса кальция и в хлоридной форме.

Выводы

1. Все месторождения исландского шпата, связанные с карбонатными породами, являются гидротермальными, образованными в конечные этапы процесса эндогенного минералообразования.

2. О гидротермальном генезисе месторождений свидетельствуют приуроченность их к тектоническим структурам определенного возраста, связь с районами проявления магматической деятельности, а также наличие в некоторых случаях парагенетических гидротермальных минеральных ассоциаций.

3. Формирование месторождений протекало в самых верхних структурных этажах земной коры в условиях низкого давления, которое местами было практически близко к атмосферному.

4. Природа гидротермальных растворов, вероятно, не чисто ювенильная, о чем свидетельствуют отсутствие для большей части месторождений пространственной связи с магматическими породами, простота их минерального состава и нахождение кальцитоносных тел в близповерхностной зоне циркуляции трещинных вод.

Гидротермальные растворы, попадая в верхние трещиноватые ярусы земной коры, где циркулируют вадозные воды, могли смешиваться с последними.

5. Пути движения растворов являлись тектонические нарушения — зоны разломов и интенсивной трещиноватости пород.

6. Растворы на первых порах были еще достаточно нагреты и содержали рудные компоненты. Свой минеральный груз они сбрасывали в абиссальных условиях, а иногда и доносили его до приповерхностной

зоны, где отложение ряда рудных минералов предшествовало кальцитообразованию.

7. Гидротермальные растворы, вступая во взаимодействие с легко растворимыми вмещающими известняками, заимствовали из них в больших количествах углекислый кальций.

8. Отложение кристаллов исландского шпата происходило в свободных полостях карстового или тектонического происхождения, где в течение определенного времени устанавливались благоприятные условия для кристаллизации, обеспечивающие рост относительно крупных и прозрачных кристаллов.

9. Растворы, из которых кристаллизовался исландский шпат, были малокомпонентными, содержащими немного CaCl_2 , NaCl , KCl , CaSO_4 , Na_2SO_4 и бикарбонатов.

10. Температура образования исландского шпата колебалась от 25 до 120°, причем на большей части месторождений кристаллы формировались из почти холодноводных растворов с температурой 30—70°.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С. Т., Чеботарев Г. М., Дусматов С. С. О влиянии среды на состав и форму кристаллов кальцита. Докл. АН УзССР, № 3, 1954.
2. Баранов И. Г. Месторождения исландского шпата Бузтере на Восточном Памире. Тр. ТПЭ, 1934. Материалы ТПЭ, вып. 4, 1936.
3. Василевский Б. Ф. Эволюция кристаллографических форм исландского шпата в его эпитермальных месторождениях Таджикистана. Тр. Узбекского геол. упр., т. XIV, 1939.
4. Винниченко И. Г. О влиянии примеси магнезия на форму кальцитов. Тр. САГУ, вып. XXI, кн. 2. Ташкент, 1950.
5. Вульчин Е. И. Физико-химическая интерпретация термометрических измерений методом гомогенизации включений. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 5, 1951.
6. Григорович М. Б., Едовин И. Н. Чалькское месторождение исландского шпата в Черкесии. Минеральное сырье, № 7, 8. М., 1937.
7. Григорович М. Б. Условия залегания исландского шпата в Чалькском месторождении. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. XVII, № 2, 1938.
8. Григорович М. Б. О типах месторождений исландского шпата. Советская геология, № 10, 1946.
9. Грушкин Г. Г. Результаты термометрического изучения кальцитов. Зап. Узб. отдел. Всес. мин. об-ва, вып. 6, 1954.
10. Евзикова Н. З. К вопросу об изменении формы кристаллов минералов в процессах роста. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 87, вып. 6, 1958.
11. Ермаков Н. П. Исландский шпат и пещеры в Средней Азии. Тр. ТПЭ, 1936.
12. Ермаков Н. П. Геологические условия формирования месторождений исландского шпата Средней Азии. Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. 28, вып. 1, 1945.
13. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьк. гос. ун-та, 1950.
14. Ермаков Н. П. О генезисе и поисково-оценочных предпосылках тувинских проявлений оптического кальцита. Пьезооптическое кристаллосырье, сб. № 1 ВНИИП, 1957.
15. Заири М. Д. Месторождения исландского шпата в Нагорном Карабахе (АзербССР). Разведка недр, № 9, 1939.
16. Земятченский П. А. Месторождения исландского шпата горы Челеби-Яуры-Бели в окрестностях Байдарских ворот. Тр. ЦСПБ общ. естествоисп., т. 33, вып. 1, 1902.
17. Киевленко Е. Я., Андрусенко Н. И. Поиски и разведка месторождений исландского шпата. Госгеолтехиздат, 1957.
18. Кроль А. М. Исландский шпат в Донбассе. Разведка недр, № 12, 1936.
19. Левен Я. А. Исландский шпат в горах Зеравшанского хребта. Тр. Узб. гос. ун-та, т. XIII, вып. 4, 1939.
20. Леммлейн Г. Г. Процесс залечивания трещин в кристалле и преобразование формы полостей вторичных жидких включений. Докл. АН СССР, т. 78, № 4, 1951.
21. Пилипенко П. П. Новое месторождение исландского шпата в Южном Азербайджане. Тр. МГРИ, т. 20, 1940.
22. Попов С. П. Некоторые месторождения известкового шпата в Крыму. Тр. Крымского НИИ, т. III, вып. 1, 1930.

23. Соболевский В. И. Исландский шпат в Таджикистане. Разведка недр, № 15—16, 1936.
24. Соловкин А. Н. К генезису месторождений исландского шпата в НКАО. Изв. Азерб. филиала АН СССР, № 7, 1944.
25. Соловьев Д. В. Месторождение исландского шпата на Еленовских карьерах треста Нерудсталь. Минеральное сырье, № 6, 1936.
26. Сухорский Р. Ф. Сообщение о температурах образования прозрачного кальцита из Закарпатской области. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 7, 1953.
27. Хитаров Н. И., Ренгартен Е. В., Лебедева Н. С. Химический состав жидких включений исландского шпата и вопросы генезиса. Геохимия, № 3, 1953.
28. Шубников А. В. Как растут кристаллы. Изд. АН СССР, 1935.

А. В. Скропышев

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ КРИСТАЛЛОВ КАЛЬЦИТА ИЗ БАССЕЙНА р. УГАМ

В бассейне р. Угам (Узбекская ССР) обнаружены весьма интересные кристаллы кальцита и его прозрачной разновидности — исландского шпата, позволяющие сделать некоторые выводы об особенностях их генезиса.

Описываемый район сложен осадочными породами нижнекаменноугольного и пермского возраста:

- | | |
|--|-------------|
| 1. Известняковая свита S_{IV} , представленная светло-серыми, иногда розоватыми плотными органогенными известняками | 1500 м |
| 2. Джегергенская свита S_{Indj} , состоящая из тонкослоистых известняков и известковистых сланцев | около 300 м |
| 3. Свита уя S_{Ipi} , сложенная туфопесчаниками и конгломератами с прослоями черных сланцев и темно-серых известняков | 760 м |
| 4. Богучалпекская свита P_2 , состоящая из базальных конгломератов и темных известняков с прослоями известковистых сланцев | |

Структура района характеризуется наличием складок северо-западного простирания, осложненных серией тектонических разломов, которые ориентированы параллельно простиранию складчатых структур.

Скопления исландского шпата приурочены к известнякам визейского яруса и располагаются вблизи тектонических разломов. В бассейне р. Угам известны многочисленные секущие кальцитовые тела, содержащие исландский шпат. Они сложены в основном кальцитом и глиной и имеют гнездообразную или жилообразную форму.

Жилообразное тело, в котором были обнаружены кристаллы кальцита, представляющие особый интерес, находится на одном из уступов, возвышающемся на 350 м над уровнем воды в р. Угам. Серые толсто-слоистые известняки, слагающие уступ, залегают здесь моноклиально (азимут падения СВ $10-15^\circ$, угол падения $10-18^\circ$).

При исследовании под микроскопом устанавливается, что известняки являются органогенными (детритусово-мшанковыми), обладают брек-

чиевой, крипстокристаллической и местами крустификационной структурой. Многочисленные трещины в них выполнены кальцитом. В отдельных участках наблюдается обычная перекристаллизация известняка, вследствие которой произошло постепенное укрупнение зерен кальцита.

Кальцитовое тело, расположенное в этих известняках, имеет длину около 60 м, мощность до 2 м. Простирается почти меридионально, падение восточное под углом 65—70°.

Строение кальцитового тела асимметричное: в лежачем боку его залегает красновато-бурый мелкокристаллический известняк, мощность которого достигает 40 см, к висячему боку приурочены кристаллы кальцита, а центральная часть заполнена буровато-красной глиной (рис. 1).

Красновато-бурый известняк резко отличается от серых органогенных известняков не только окраской. Он характеризуется микрозернистой структурой и полным отсутствием фауны; глинистые частицы, придающие известняку красновато-бурю окраску, располагаются среди мелких зерен кальцита равномерно. В некоторых участках известняка удается заметить слегка волнистую слоистость.

Химический состав красноватобурого и органогенного известняков, как видно из табл. 1, довольно близок. Красновато-буря окраска известняка, слагающего лежачий бок жилы, объясняется повышенным по сравнению с органогенным известняком содержанием окислов железа.

Учитывая пространственное положение красноватобурого известняка, его текстурно-структурные особенности,

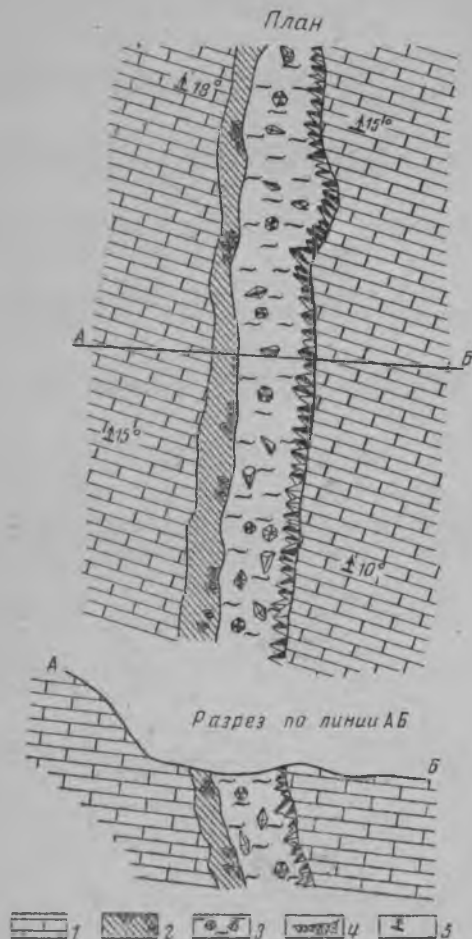


Рис. 1. Схема строения кальцитового тела

1 — органогенный известняк; 2 — вторичный известняк с бластокристаллами кальцита; 3 — глина с обломками кристаллов кальцита; 4 — друзы кристаллов кальцита; 5 — направление и угол падения известняка

а также близость химического состава к составу органогенных известняков, можно сделать вывод, что он образовался за счет вмещающих органогенных известняков, поэтому в дальнейшем мы его будем называть вторичным известняком.

Глина, слагающая центральную часть жилообразного тела и заполняющая пространство между кристаллами кальцита в висячем боку, тонкодисперсна. Микроскопическими исследованиями, выполненными Е. П. Левандо и В. Ф. Чемадуновой, установлено, что основной составной частью глины является анизотропный двусосный отрицательный минерал с очень малым углом оптических осей. Показатель преломления минерала 1,567. Реакция окрашивания метиленовым голубым характер-

Таблица 1

Химический состав известняков, составляющих кальцитовое тело
(в вес. %)¹⁾

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	Cu	Zn	Pb	Сумма
Серые органические известняки	4,62	Не обн.	0,78	0,02	Не обн.	0,02	0,31	52,78	0,25	0,19	Не обн.	41,52	Не обн.	Не обн.	Следы	100,47
Красновато-бурый известняк	3,04	0,01	0,56	0,51	•	0,03	0,19	53,48	—	—	0,20	41,80	•	Следы	•	99,82

Кроме того, спектральным анализом²⁾ установлено наличие в органических известняках Ag < 0,001 %.

1) Химические анализы выполнены Т. Н. Лебедевой и К. К. Физяловой.

2) Спектральные анализы выполнены В. В. Хохловым.

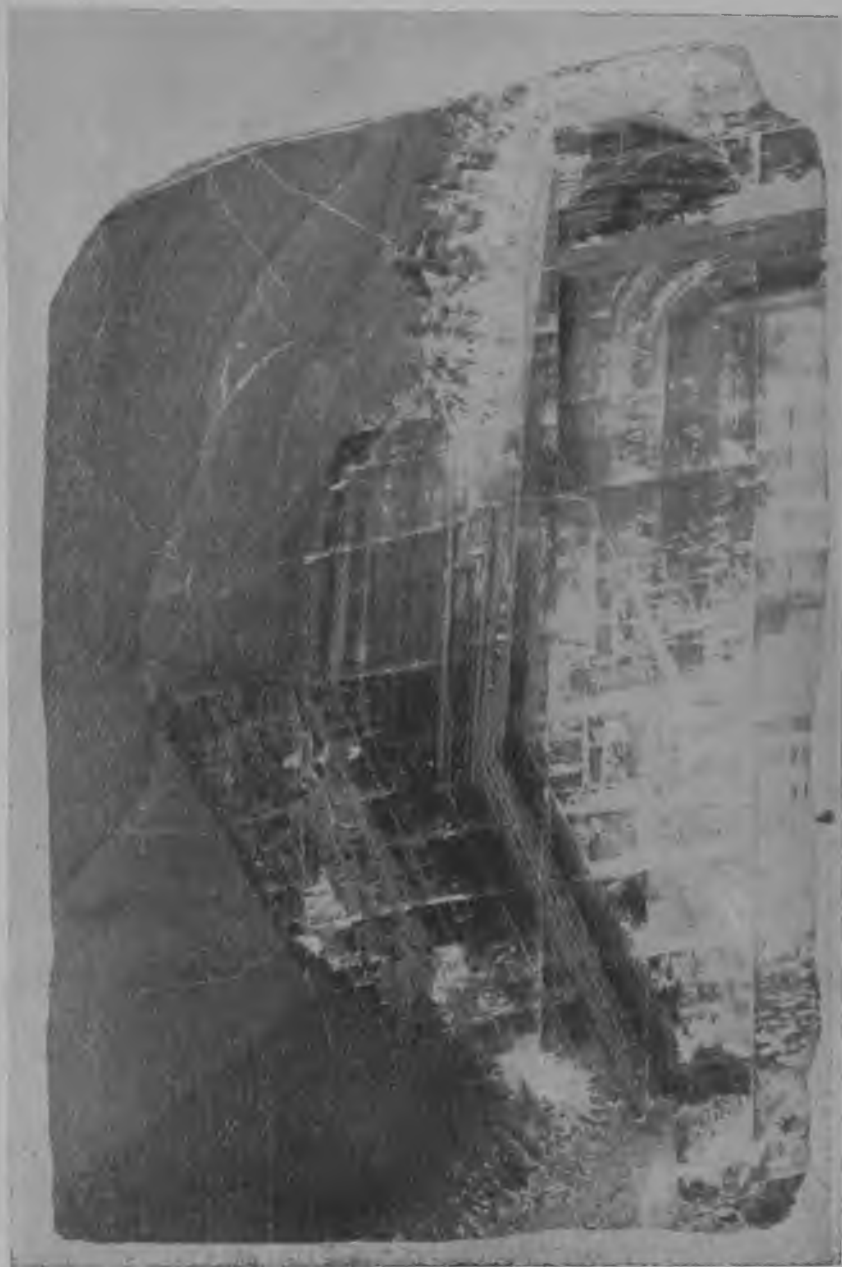


Рис. 2. Блестокристалл кальцита во вторичном известняке

на для гидрослюд. Кривая нагревания образца характеризуется тремя хорошо выраженными эндоэффектами при температуре 110, 545 и 883° и экзоэффектами при температуре 162 и 395°, что также подтверждает принадлежность глины к гидрослюдистому ряду. Кроме глинистого минерала, в породе присутствует значительное количество кварца в виде мелких зерен размером 2—3 м, часто имеющих правильную гексагональную форму. Химический состав глины приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав глины

Компоненты	Содержание в вес. %	Компоненты	Содержание в вес. %
SiO ₂	48,38	Na ₂ O	0,11
TiO ₂	0,28	K ₂ O	4,72
Al ₂ O ₃	26,52	H ₂ O	4,72
Fe ₂ O ₃	6,35	П. п. п.	6,01
FeO	0,17	ZeO ₂	0,014
MnO	0,03	Ga	0,003
MgO	1,60	Cu	Не обн.
CaO	1,28	Zn	0,14
BaO	0,06	Pb	0,03
		С у м м а	100,42

Кристаллы кальцита представлены двумя генетическими разновидностями. Одни из них образовались в результате перекристаллизации известняка, слагающего лежащий бок жилообразного тела, другие возникли в свободных полостях путем кристаллизации из растворов.

Первые находятся в известняке лежащего бока и представлены крупными (до 10 см в поперечнике) отдельными бластокристаллами (рис. 2) или друзами мелких (не более 3 мм) кристаллов кальцита. Одиночные бластокристаллы далеко проникают во вторичный известняк, и лишь головки отдельных кристаллов выходят за пределы известняка в свободные полости.

Как видно на рис. 2, бластокристаллы не со всех сторон имеют завершенные грани, поэтому кристаллы не всегда образуют двугранные углы. Скорость роста отдельных граней кристаллов была не одинакова.

Интересно также отметить, что не наблюдается или почти не наблюдается постепенного укрупнения зерен, происходящего обычно при перекристаллизации известняков [2, 6, 8]. В данном случае крупные бластокристаллы растут непосредственно в микрокристаллическом известняке. При изучении под микроскопом удается заметить, что около растущего крупного бластокристалла располагаются лишь несколько укрупненные зерна кальцита, составляющего известняк.

Бластокристаллы состоят из зон бесцветного прозрачного кальцита, чередующихся с зонами, содержащими глинистые включения. В большинстве случаев эти зоны параллельны друг другу, а также граням кристаллов и являются зонами роста. Толщина отдельных зон колеблется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. В центральных частях кристаллов мощность зон, лишенных глинистых частиц, значительно больше мощности зон, насыщенных ими. Ближе к периферии кристаллов преобладают зоны с глинистыми включениями.

Границы зон с глинистыми включениями, обращенные к центру кристалла, чаще ровные и четкие, тогда как направленные к периферии

кристалла — всегда неровные, менее четкие и напоминают «полочки», на которых располагаются агрегаты глинистых частиц (рис. 3). Следует также отметить, что зоны, фиксирующие отдельные периоды роста кристаллов, не всегда прямолинейные: они бывают или плавно изогнуты или образуют в срезе, перпендикулярном зональности, ломаные линии. Это означает, что в определенные периоды развития кристаллов на поверхности их граней были своеобразные углубления. В таких углублениях



Рис. 3. Глинистые включения, фиксирующие зоны
×20. Ник. +

располагаются зерна неперекристаллизованного известняка (рис. 4). Неперекристаллизованные зерна известняка захватываются при дальнейшем росте бластокристалла. В этих местах кристалл иногда приобретает другую оптическую ориентировку и мозаичное строение (см. рис. 4).

Выделенное из исландского шпата глинистое вещество состоит в основном из тонкодисперсного глинистого минерала, количество которого не превышает 0,6% веса кристалла. По определению Е. П. Левандо, минерал имеет двусную оптическую фигуру, положительный знак и показатель преломления $1,564 \pm 0,003$. Кроме глинистого минерала, в глинистом веществе установлено значительное количество мелких зерен кварца, имеющих гексагональную форму, единичные зерна слюды, турмалина, циркона (?).

По данным термического анализа, глинистое вещество аналогично глинам, слагающим центральную часть жилы.

На границах слоев известняка и на гранях отдельных крупных блококристаллов в том же известняке (см. рис. 2) располагаются друзы перекристаллизации, состоящие из мелких кристаллов кальцита.

Вблизи друз во вторичном известняке наблюдается некоторое укрупнение зерен кальцита. Кристаллы, образующие друзы, ориентированы перпендикулярно к поверхности, от которой они растут, и вытянуты параллельно друг другу; на их поверхностях заметны индукционные грани. В некоторых участках видны ряды более крупных кристаллов, чередующихся с мелкими кристаллами, а иногда и с бесформенными



Рис. 4. «Воронкообразные» углубления в зонах роста кристалла кальцита.
×40. Ник. +

укрупненными зернами кальцита. Глинистые частицы, содержащиеся в известняке, располагаются между кристаллами друз, а также по зонам роста самих кристаллов.

Кристаллы, образовавшиеся из растворов в свободных полостях, как уже указывалось, приурочены к висячему боку жилообразного тела и составляют друзы нарастания на известняке. Некоторые кристаллы достигают 40 см по оси третьего порядка; габитус их скаленоэдрический. Гониометрическими измерениями, выполненными В. А. Мокиевским, на кристаллах установлены грани скаленоэдра {5272} и ромбоэдра {9094}. Пространство между кристаллами выполнено буровато-красной глиной или остается свободным. Центральная часть кристаллов представляет собой бесцветный или слегка желтоватый исландский шпат (часто трещиноватый), тогда как в периферических частях кристаллов содержится глинистый материал. Он размещается по зонам роста, параллельным лишь верхним горизонтальным или полого наклоненным граням кристаллов, фиксирующим двугранные углы (рис. 5).

Зоны с глинистыми включениями, так же как и в кристаллах, возникших путем перекристаллизации известняка, не всегда параллельны

друг другу и нередко искривлены; в некоторых участках зон удается заметить «воронкообразные» углубления, в которых находятся крупные частицы механических примесей.

Таким образом, изложенное выше позволяет сделать вывод, что в процессе роста кристаллов мелкие механические примеси в них располагаются закономерно — по зонам роста. При этом в кристаллах, возникших при перекристаллизации известняка, эти примеси размещаются по зонам роста, которые параллельны любым их граням, а в кристаллах, образовавшихся в свободных полостях, — только по зонам, параллельным верхним и полого наклоненным граням.



Рис. 5. Зоны роста в кристалле кальцита. Уменьшено в 2 раза

Исследованиями установлено, что в кристаллах обоих генетических типов происходит перераспределение механических примесей. Так, на рис. 6 и 7 видно, что глинистые частицы располагаются в кристалле по плоскостям вторичной зональности, которые совпадают с направлением спайности в кристалле.

При микроскопическом изучении было установлено, что перераспределение механических частиц в кристаллах происходит закономерно — по ослабленным плоскостям, т. е. по трем направлениям совершенной спайности $\{1011\}$ и трем направлениям $\{1012\}$ возможного образования механических двойников (А. В. Скропышев, В. А. Мокиевский, 1955).

Кроме указанного перераспределения механических примесей, в кристаллах наблюдаются механические деформации, нарушающие первичную зональность в распределении этих примесей. Так, часто устанавливается прерывистость в первичной зональности и даже перемещение отдельных участков кристалла (рис. 8).

На рис. 8 видно, что нарушенная часть кристалла с первичной зональностью была смещена, и пространство, образовавшееся между частями нарушенного кристалла, выполнено прозрачным, не содержа-

щим глинистых частиц, кальцитом (с такой же оптической ориентировкой, как и недеформированная часть кристалла).

Следует отметить, что в отдельных участках кристаллов происходит перемещение глинистых частиц без видимых деформаций. Вероятно, в этом случае имеет место закономерное перераспределение механических частиц, но следы их перемещения не всегда удается установить.

Относительно генезиса кристаллов кальцита можно высказать следующие предварительные соображения.



Рис. 6. Первичная и вторичная зональность в кристалле исландского шпата. *Нат. вел.*

Гидротермальные растворы, насыщенные CO_2 , поднимались по тектоническим зонам дробления в известняках, растворяли их и обогащались бикарбонатом кальция. Вероятно, движение растворов было достаточно быстрым, что обусловило возможность нахождения в них во взвешенном состоянии глинистых частиц, накопившихся при выщелачивании известняков.

При достижении полости в известняках скорость движения растворов уменьшалась, часть CO_2 улетучивалась, давление понижалось, и в этих условиях происходило быстрое зарождение и выпадение из раствора мелких зерен кальцита. Глинистые частицы, находившиеся в растворе во взвешенном состоянии, оседали вместе с зернами кальцита и образовывали буровато-красный известняк. После этого давление в полости оставалось более или менее постоянным. В этих условиях процес-



Рис. 7. Первичная и вторичная зональность в кристалле кальцита. $\times 5$

ходило зарождение и медленный рост кристаллов кальцита, слагающих всякий бок жилы. Глинистые частицы, находящиеся в растворе во взвешенном состоянии, оседали на дно полости, а часть из них попадала на верхние горизонтальные и полого наклоненные грани кристаллов кальцита. Очевидно, под действием этих же растворов вторичным известняк,



Рис. 8. Нарушение в кристалле кальцита. $\times 5$

слагающий лежачий бок жиллообразного тела, подвергался перекристаллизации. При этом в одних местах за счет известняка образовывались друзы перекристаллизации кальцита, в других местах возникали сравнительно крупные его бластокристаллы.

Сущность процесса перекристаллизации, как известно, заключается в приспособлении кристаллов или кристаллических агрегатов, возникших в одних условиях, к другим, изменившимся условиям. В рассматриваемом случае рост крупных бластокристаллов и друз перекристаллизации происходил за счет мелкокристаллических агрегатов вторичного известняка в присутствии раствора, который был недосыщенным по отношению к мелким зернам кальцита и пересыщенным по отношению к крупным кристаллам.

Как показывают наблюдения, крупные одиночные бластокристаллы начинают расти внутри слоя вторичного известняка. В отличие от случаев, описанных в литературе [1], устанавливается резкая граница между бластокристаллом и неперекристаллизованным известняком. Это свидетельствует о том, что образование бластокристаллов происходило не при постепенном увеличении зерен кальцита, а в результате растворения мелкозернистой массы, слагающей известняк. В зависимости от поступления растворов бластокристаллы развивались неодинаково, о чем свидетельствует часто наблюдающийся рост лишь отдельных граней (см. рис. 2).

В связи с тем, что скорость роста отдельных граней кристаллов была различной, плоскость перемещения двугранного угла представляет собой в разрезе ломаную линию. Различие в скорости роста отдельных граней кристалла, вероятно, объясняется различной крупностью зерен кальцита, слагающих известняк и располагающихся у растущих бластокристаллов, а следовательно, различной скоростью их растворения. Рост таких кристаллов, как показывают наблюдения, продолжался и за пределами вторичного известняка в свободных полостях. Очевидно, кристаллы продолжали свой рост уже за счет растворов, находившихся в этих полостях. Этим же растворам обязаны своим образованием кристаллы, слагающие друзы нарастания в висячем боку жильного тела.

Мелкие кристаллы, слагающие друзы перекристаллизации, располагаются вдоль отдельных прослоев во вторичном известняке или на отдельных гранях крупных бластокристаллов. В друзах кристаллы ориентированы удлинением нормально к слоистости или грани крупного бластокристалла. Иногда друзы размещаются рядами, параллельными друг другу. В этом случае наблюдается непрерывный переход от неперекристаллизованного известняка к постепенно укрупняющимся кристаллам кальцита, возникшим в результате перекристаллизации.

Особый интерес представляет поведение глинистых частиц при росте кристаллов кальцита. Как уже указывалось выше, глинистое вещество имеется во вмещающих органогенных известняках, во вторичных известняках, в центральной части тела, а также в кристаллах кальцита. В органогенных известняках оно распределяется более или менее равномерно, во вторичных известняках образует слабо выраженную слоистость, а во вновь образовавшихся кристаллах кальцита наблюдается распределение его по определенным зонам.

По условиям образования такие зоны делятся на первичные и вторичные. Первые сформировались при росте кристаллов кальцита, а вторые — после их образования, в результате вторичных процессов, происходивших в самих кристаллах. В кристаллах, образовавшихся в свободных полостях, глинистые частицы приурочены к зонам роста, параллельным лишь верхним их граням. Образование таких включений в кри-

сталлах обусловлено осаждением частиц из растворов на растущие кристаллы; это явление в литературе известно под названием «присыпок». В кристаллах, возникших путем перекристаллизации, глинистый материал распределялся по зонам роста, параллельным любым граням, ограничивающим кристалл.

Очевидно, накопление глинистых частиц в кристаллах, возникших путем перекристаллизации, обусловлено не действием силы тяжести, а другими причинами. Дело в том, что в процессе перекристаллизации мелкие зерна кальцита растворялись, а глинистые частицы оставались нерастворенными, накапливались у растущих граней и захватывались растущими бластокристаллами.

Распределение глинистого материала по зонам роста как в кристаллах, растущих из свободных растворов, так и в кристаллах, возникших путем перекристаллизации, обусловлено, по-видимому, одной

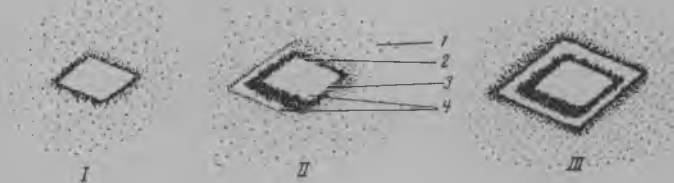


Рис. 9. Схема образования зон роста в бластокристаллах
 I — отталкивание глинистых частиц растущими гранями;
 II — захват глинистых частиц растущим кристаллом; III — отталкивание и последующий захват глинистых частиц растущим кристаллом. 1 — известняк; 2 — глинистые частицы, скопившиеся у растущих граней кристалла; 3 — зона роста кристалла с глинистыми частицами; 4 — зоны роста кристалла, лишенные глинистых частиц

причиной — кристаллизационной силой минерала. Известно, что отталкивание препятствия растущей гранью происходит в том случае, когда кристаллизационная сила минерала больше сопротивления препятствия. Экспериментами установлено [7], что механические примеси выталкиваются растущими кристаллами только при медленной кристаллизации, а при быстрой кристаллизации они захватываются. С другой стороны, при медленной кристаллизации выталкивание частиц растущим кристаллом может осуществляться только тогда, когда для этого будет достаточно его кристаллизационной силы.

В изучаемых кристаллах, образованных в процессе перекристаллизации, зоны, насыщенные глинистыми частицами, чередуются с зонами, не содержащими их. Следовательно, в процессе роста кристаллов глинистые частицы отталкивались растущими гранями только до тех пор, пока кристаллизационной силы было для этого достаточно. Глинистый материал постепенно накапливается у растущих граней и захватывался кристаллом. Судя по тому, что граница между прозрачной зоной и зоной с глинистым материалом бывает достаточно четкой, действие кристаллизационной силы ослабевало по всем граням кристалла одновременно. После захвата накопившихся глинистых частиц кристаллизационной силы опять оказалось достаточно для отталкивания имеющихся в известняке глинистых частиц. Но начало отталкивания происходило не одновременно (рис. 9), о чем свидетельствует неровная поверхность зоны с глинистыми частицами, обращенная к периферии кристалла (см. рис. 3).

Теми же причинами обусловлено распределение глинистых включений в кристаллах, растущих из растворов в свободных полостях. Разница заключается лишь в том, что механические частицы под действием силы тяжести оседают только на верхних гранях кристалла и периодически отталкиваются ими (рис. 10).

Нарушения первичной зональности в кристаллах, о которых говорилось выше, и закономерное расположение в нем чуждых механических частиц, возникшее в результате вторичных процессов, происходящих в кристаллах, в литературе почти не освещались. Однако эти явления представляют большой интерес, так как они свидетельствуют об определенных процессах, происходящих в кристаллах после их образования и приводящих (в некоторых случаях) к очищению кристаллов от посторонних механических примесей.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют высказать лишь предварительные общие соображения по этим вопросам.

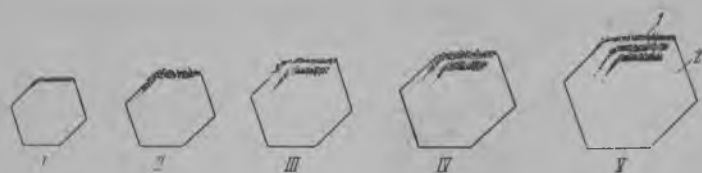


Рис. 10. Схема образования зон роста в кристаллах, растущих из свободных растворов

I — отталкивание глинистых частиц растущей гранью; *II* — захват глинистых частиц растущим кристаллом; *III—V* — отталкивание и последующий захват глинистых частиц растущим кристаллом. 1 — глинистые частицы; 2 — кальцит

Нарушение первичной зональности в кристаллах происходило, во-первых, в результате образования в них различных трещин и последующего их залечивания и, во-вторых, в результате передвижения механических частиц внутри кристалла. Кристаллы, очевидно, неоднократно подвергались различным механическим воздействиям. Образовавшиеся трещины «залечивались» также кальцитом, но лишенным механических частиц. В этих случаях в первичной зональности образовалась прерывистость. Кроме широко распространенных «залеченных» трещин, располагающихся по спайности, в кристаллах наблюдаются еще «залеченные» разрывы сплошности, захватывающие лишь части кристалла. Иногда эти нарушения несут следы перемещения отдельных зон, напоминающие своеобразные сбросы. Явление «залечивания» трещин хорошо изучено [5] и не требует разъяснений.

Как уже указывалось выше, вторичная зональность в расположении глинистых частиц в кристаллах бывает приурочена к наиболее ослабленным плоскостям кристаллической решетки кальцита — к направлениям спайности $\{1011\}$ и механического двойникования $\{1012\}$. Вторичные зоны с глинистыми частицами не проходят через весь кристалл, а располагаются между первичными зонами и строго ограничены ими. Следовательно, перераспределение глинистого материала происходило лишь в отдельных зонах кристалла.

Представить себе передвижение сравнительно крупных глинистых частиц внутри кристаллической решетки кальцита можно только в том случае, если принять, что при этом происходит частичное разрушение решетки и последующее ее восстановление.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. Зап. Всес. минер. об-ва. ч. 85, вып. 2, 1956.
 2. Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львов. гос. ун-та, 1955.
 3. Коржинский Д. С. Факты равновесия при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.
 4. Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Гостехиздат, 1954.
 5. Леммлейн Г. Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. Докл. АН СССР, т. 89, № 2, 1953.
 6. Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных керамических пегматитах. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 27, вып. 11, 1952.
 7. Фридлиндер И. Н. и Высоцкая Н. А. Исследование сдвига взвешенных примесей в процессе кристаллизации расплава. Докл. АН СССР, т. 62, № 1, 1948.
 8. Цимбаленко М. Н. Опыты по перекристаллизации альбита и мусковита. Докл. АН СССР, т. 84, № 1, 1952.
 9. Ramdohr P. Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Ramdohrgebirges. Neues Jahrbuch Miner. Beil., Bd. 57 A, 1928.
 10. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin, 1950.
-

А. Н. Лукашев

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ

В пределах Алтая и примыкающей к нему территории Восточного Казахстана весьма широким распространением пользуются варисские кислые интрузивные породы калбинского комплекса, с которыми связи почти все известные пегматиты, в том числе хрусталеносные.

В последнее время в калбинском комплексе пород выделяются три основных типа гранитов (от древних к молодым):

1) среднезернистые биотитовые, наиболее основные по составу, близкие к адамеллитам (собственно калбинский тип);

2) субщелочные микроклиновые биотитовые крупнозернистые (монастырский тип);

3) мелкозернистые аплитовидные (по сравнению с первыми двумя типами распространены незначительно).

Как показали работы Б. Я. Хоревой [2] и других исследователей, по мере последовательного внедрения тех или иных порций магмы тектоническая деятельность на Алтае в общем ослабевала и резко сократилась, по нашему мнению, после образования гранитов собственно калбинского типа.

Спокойная тектоническая обстановка в период формирования гранитов монастырского типа оказала большое влияние на строение и форму залегающих в них пегматитовых тел. В этих гранитах развиты либо изометрические тела, либо мелкие пегматитовые жилы, приуроченные к трещинам отдельности гранитов, а крупные жилы, связанные с тектоническими нарушениями, встречаются исключительно редко. В адамеллитах, наоборот, преобладают жилы, приуроченные к тектоническим нарушениям, а изометрических тел очень мало. Если для изометрических тел характерен постепенный переход к вмещающим породам, то в крупных пегматитовых жилах контакт с ними очень резкий и обычно присутствует аплитовая оторочка.

Возможно, что и крупность зерна гранитов монастырского типа, контактирующих с вмещающими породами без мелкозернистых или порфириовидных оторочек, связана с повышенным содержанием в магме в начале ее кристаллизации летучих компонентов, которые из-за слабой трещиноватости вмещающих пород почти не имели возможности покинуть пределы того или иного остывающего магматического очага.

Размещение, состав и строение пегматитов, имеющих занорыши с кристаллами кварца и флюорита, удобнее рассмотреть на примере наиболее изученных нами пегматитовых полей в пределах Дубыгалинского и Ковалевского гранитных массивов (монастырский тип).

Ковалевский массив сложен довольно однородными крупнозернистыми, иногда порфировидными гранитами с низким содержанием биотита. Граниты окрашены в светло-серый, иногда розовато-серый, у поверхности в буроватый цвет. Пегматиты концентрируются в эндоконтакте северной и северо-западной частей массива. Распределение пегматитовых тел строго подчинено положению контакта (удалены на расстоянии не более 1 км) и не контролируется тектоническими нарушениями (рис. 1).

По строению все пегматиты можно подразделить на полнодифференцированные (их большая часть), слабодифференцированные и недифференцированные.



Рис. 1. Схема распределения пегматитов в Ковалевском гранитном массиве
1 — граниты; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — рыхлые отложения; 4 — пегматиты

Кроме того, в отдельных участках гранитного массива часто наблюдается резкое увеличение количества крупных (до 2—3 см в поперечнике) порфировидных выделений полевых шпатов, благодаря чему граниты приобретают крупно- и гигантозернистую структуру; иногда такие обособления в центральных частях постепенно переходят в мелкие пегматитовые шпалы.

Форма пегматитовых тел изометрическая и линзообразная. Изометрическую форму имеет большая часть полнодифференцированных тел.

Вторичные гидротермальные процессы замещения и перекристаллизации ряда минералов с наибольшей силой проявились в полевошпатовых зонах полнодифференцированных пегматитовых тел, где образовались довольно крупные полости с кристаллами кварца и флюорита. В слабодифференцированных и недифференцированных пегматитах полевошпатовая зона отсутствует; первые представлены пегматоидной зоной мощностью до 1,5 м и хорошо развитым кварцевым ядром, изредка наблюдается также графическая зона, вторые — только графической или пегматоидной зоной и редко, кроме того, силикситовыми образованиями.

Полнодифференцированные пегматиты по строению очень сходны между собой и различаются только по степени проявления вторичных

гидротермальных изменений, поэтому их описание дается на примере одного из сравнительно крупных изометрических тел (рис. 2). Приведенное на рис. 2 тело имеет размеры 23×17 м и прослеживается на глубину более 12 м. Переход от крупнозернистых гранитов к пегматиту в нем постепенный. Граниты вблизи контакта обогащены мусковитом. Периферические части пегматитового тела составляет графическая зона мощностью 0,2—0,3 м. Полевой шпат графического пегматита представлен микроклин-пертитом, в котором, кроме ихтиоглиптов кварца, наблюдаются вростки биотита, причем последний большей частью замещен мусковитом.

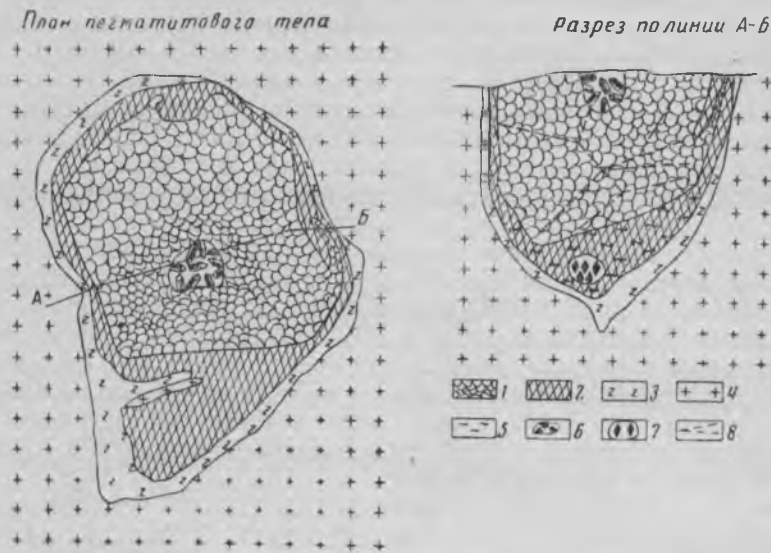


Рис. 2. Полнодифференцированный пегматит
 1 — кварц; 2 — полевого шпата; 3 — письменный гранит; 4 — биотитовый гранит; 5 — каолин по полевым шпатам; 6 — гнезда с кристаллами кварца; 7 — гнезда с флюоритом; 8 — тектонические трещины

Графическая зона постепенно сменяется пегматоидной, мощностью 0,2—0,6 м, которая сложена кристаллами калиевого полевого шпата, частично замещенного альбитом, ксеноморфными обособлениями кварца до 10 см в поперечнике, радиально-лучистыми скоплениями крупночешуйчатого мусковита, иногда образующего «жилы», мощностью до 15 см, вдоль контакта с графической зоной. По направлению к центру тела размеры отдельных минеральных индивидов увеличиваются, количество кварца сокращается, в результате чего пегматоидная зона сменяется существенно полевошпатовой.

В полевошпатовой зоне, мощностью 1,5—4,0 м, сохраняется до 20% кварца, а размеры его обособлений и кристаллов полевого шпата достигают 40 см в поперечнике. В значительном количестве здесь присутствуют мусковит, лепидолит и другие минералы, связанные с гидротермами.

Центральную, большую, часть тела занимает ядро, сложенное мелкозернистым, местами крупнозернистым кварцем, окрашенным в белый, серый и иногда розовый цвет; часто встречаются полупрозрачные, реже совершенно прозрачные разновидности. Крупнозернистый кварц в некоторых участках имеет шестоватую структуру и сменяется короткостолбчатыми кристаллами мориона, реже темно-дымчатого кварца, растущими внутри небольших гнезд, выполненных кварцевой сыпучкой и бурой глиной.

Большая часть этих кристаллов отделена от стенок полостей, раздроблена и частично регенерирована.

Вторичная гидротермальная переработка охватила весь пегматит, но наиболее интенсивные изменения наблюдаются в пределах полевошпатовой зоны и особенно ярко выражены в участках, находящихся под кварцевым ядром. Если в периферических частях тела только отдельные зерна калиевого полевого шпата замещаются альбитом, то в полевошпатовой зоне альбит резко преобладает. Если в графической зоне мусковит развивается только по биотиту, то в полевошпатовой зоне он встречается в виде радиально-лучистых агрегатов до 20 см в поперечнике. В подъядерной части пегматитового тела как первичный полевой шпат, так и мусковит, берилл и другие вторичные минералы часто замещаются лепидолитом, который, обрамляя кристаллы берилла и полевого шпата, образует на них своеобразные агрегаты, напоминающие по форме кедровые шишки. В некоторых других менее измененных пегматитах в пределах полевошпатовой зоны (вблизи тектонических трещин) отмечаются скопления малахита, ковеллина, халькопирита и лимонита.

В подъядерной части описываемого пегматитового тела обнаружена полость, размером $1 \times 1 \times 1,2$ м, выполненная зеленым флюоритом. Вблизи этой полости все минералы превращены в рыхлый агрегат, состоящий из каолина, серицита и лепидолита, а нижняя, примыкающая к полости, часть кварцевого ядра сильно раздроблена. В раздробленном кварце наблюдались кристаллы мориона и дымчатого кварца, турмалина и берилла, а также отдельные обособления арсенопирита до 5 см в поперечнике. Из зоны дробления в верхние части ядра по трещинам проникали гидротермальные растворы, в результате воздействия которых кварц был перекристаллизован, его кристаллы регенерированы и в образовавшихся пустотах отложился флюорит.

Интересно отметить, что регенерация кристаллов не наблюдается в гнездах, не связанных с участками дробления. В большей части других пегматитовых тел Ковалевского массива дробление кварцевого ядра выражено слабее, а подъядерные гнезда выполнены глиной, в составе которой значительная роль принадлежит серициту, в меньшей степени флюориту и кристаллам кварца. Иногда к гнездам подходят мелкие трещины, выполненные шестоватым кварцем.

Кристаллы кварца из гнезд в зонах замещения достигают 50 см по оптической оси и 20 см по электрической. Они росли в несколько стадий: временами рост кристаллов прекращался, и поверхность их покрывалась окислами железа. Центральные части кристаллов обычно состоят из мориона, тогда как по периферии и в головке развивается бледно-дымчатый и даже бесцветный кварц. Короткостолбчатые кристаллы почти целиком состоят из мориона или темно-дымчатого кварца, тогда как более мелкие длинностолбчатые представлены горным хрусталем или бледно-дымчатым кварцем. Встречаются кристаллы как прикрепленные к стенкам полостей, так и свободно залегающие в гнездовой глине. У последних склоны обычно регенерированы, хотя в отдельных случаях встречаются и двуглавые кристаллы без видимых следов регенерации.

Граниты у контактов с пегматитами изменены слабо: обычно наблюдается мусковитизация биотита и реже альбитизация полевых шпатов. Участки гранита, расположенные под пегматитовыми телами, нами почти не изучены, однако у одного из тел, нижняя часть которого вскрыта эрозией, граниты изменены гораздо сильнее и превращены в белую глину.

Дубыгалинский массив в отличие от Ковалевского имеет более сложное строение. Здесь можно выделить четыре разновидности гранитов, из которых две — крупнозернистые и порфиоровидные граниты со среднезерни-

той основной массой — относятся к монастырскому типу, а среднезернистые и мелкозернистые, часто аплитовидные — к самым молодым разновидностям калбинского комплекса. Контакты между разными типами гранитов четкие, резкие, внутри них — постепенные. Северный и северо-восточный контакты массива с вмещающими породами очень пологие, благодаря чему пегматитовые тела здесь сосредоточены в нескольких участках, иногда удаленных от линии контакта. По строению и форме пегматитовые тела аналогичны пегматитовым телам Ковалевского массива, только мощность графических и пегматоидных зон обычно несколько больше, а у линзовидных тел часто отмечается аплитовидная оторочка.

Вторичные изменения дубыгалинских пегматитов довольно сильно отличаются от изменений ковалевских пегматитов. Так, мусковит здесь практически отсутствует, и вместо него в пегматоидной и полевошпатовой зонах, а изредка и в кварцевом ядре в большом количестве встречаются пластинчатые и удлиненно-призматические кристаллы биотита, образующие иногда радиально-лучистые агрегаты. Биотит хлоритизирован, а не мусковитизирован, турмалина нет, но встречается ортит и изредка эпидот. Флюорит в дубыгалинских пегматитах играет гораздо большую роль, чем в ковалевских, гидротермальные изменения пегматоидной, графической зон и вмещающих гранитов более интенсивны.

Для пегматитов Дубыгалинского массива можно выделить три стадии поступления гидротермальных растворов, разделенные, по-видимому, сравнительно небольшими промежутками времени.

С первой стадией связаны альбитизация полевых шпатов, образование зеленой слюдки (фуксита) и, возможно, кристаллов мориона.

Во вторую стадию большую роль в составе растворов играли фтористые соединения. Наблюдается ясно выраженная связь этих растворов с полого падающими на юг и реже на северо-запад трещинами, по которым часто отлагался флюорит. Полевой шпат вблизи них интенсивно каолинизирован и серицитизирован. В некоторых телах брекчированный полевой шпат цементируется фиолетовым флюоритом. К этим трещинам приурочена и подавляющая часть гнезд с кристаллами кварца, иногда прозрачного светло-зеленого флюорита кубического облика и изредка берилла.

Со вторым этапом минерализации связано также, вероятно, выделение ортита и изредка арсенопирита, причем последний образует наиболее крупные скопления (до 10 см в поперечнике) на пересечении полого падающих трещин с более древними крутопадающими. В отдельных телах наблюдались псевдоморфозы флюорита, замещающие кварц в письменном граните. В тех случаях, когда гидротермальные растворы, в составе которых большую роль играли фтористые соединения, проникали внутрь кварцевого ядра, происходило выщелачивание, перекристаллизация и последующее переотложение кварца. Нам кажется, что в результате воздействия этих растворов внутри ядер образовались линзообразные и пластообразные участки, мощностью до 0,8 м, сложенные полупрозрачными и даже прозрачными разностями жильного кварца. Действительно, в тех пегматитах, в которых флюорита больше, количество таких участков и их размеры также увеличиваются.

В последнюю стадию минерализации из растворов кристаллизовался кальцит, прожилки которого пересекают флюоритовые образования.

Степень изменения пегматитов, по-видимому, зависит от их близости к тому или иному относительно крупному тектоническому нарушению. Вторичные изменения гранитов в пределах тектонических зон такие же, как в пегматитах, только здесь изредка наблюдается незначительная мусковитизация биотита, а количество флюорита гораздо меньше. Внут-

ри этих зон также наблюдается выщелачивание и переотложение кварца, содержание которого колеблется от 10 до 80% (для неизмененных гранитов — 35%), но гнезда с кристаллами кварца и других минералов не образовались ввиду отсутствия полевошпатовых обособлений.

Тектонические нарушения плохо или совсем не прослеживаются в сланцах; что, по-видимому, связано с пластичностью последних, и не обнаружены в аплитовидных гранитах, с внедрением которых, возможно, связана повторная гидротермальная минерализация. Тектонические зоны имеют мощность несколько метров, длину от нескольких сот метров до 2—3 км и хорошо распознаются на местности благодаря рыжевато-бурому цвету или гривообразным формам в рельефе (в случае вторичного окварцевания). Кроме того, в Дубыгалинском массиве встречаются значительные по площади участки гранита (до 0,3 км²), в пределах которых полевой шпат альбитизирован, перекристаллизован и иногда выщелочен, причем в образовавшихся мелких пустотах выросли мелкие кристаллы прозрачного дымчатого кварца.

Благодаря спокойной тектонической обстановке в период формирования гранитов монастырского типа и слабой трещиноватости вмещающих пород, летучие компоненты концентрировались в верхних частях магматического очага, где и образовались изометрические полнодифференцированные пегматиты, имеющие постепенные переходы к вмещающим породам. В последний период их формирования внутри кварцевых ядер возникли остаточные пустоты, выполненные кристаллами мориона и дымчатого кварца [1].

Образование основной массы кристаллов более высокого качества связано с более поздними гидротермальными растворами, которые, как видно на примере Дубыгалинского массива, поступали по разломам северо-восточного простирания и, очевидно, были связаны с аплитовидными гранитами последней фазы калбинского комплекса. Растворы распространялись по оперяющим трещинам и поровым пустотам на значительные расстояния от основных разломов. Этому способствовали значительные размеры поровых пустот в крупнозернистых разностях гранитов и хорошая пропускная способность пустот, которые были соединены между собой.

Из-за слабой подверженности битуминозных сланцев дизъюнктивным нарушениям и их плохой проницаемости значительная часть гидротермальных растворов концентрировалась в верхних частях интрузии, т. е. там, где до этого образовались пегматиты. Эти растворы активно воздействовали на минералы вмещающих пород и пегматитов, производя их выщелачивание, перекристаллизацию и переотложение. Действие гидротермальных растворов особенно усилилось, когда в их составе большую роль стали играть фтористые соединения. В этот период выщелачивались все минералы, в том числе кварц, но сильнее всего изменялся калиевый полевой шпат. Поскольку наибольшие скопления калиевого полевого шпата в виде крупных блоков приурочены к полевошпатовой зоне пегматитов, то выщелачивание, естественно, развито в ней сильнее. Кварцевое ядро сравнительно слабо поддавалось воздействию растворов и играло роль экрана на пути их следования. В результате в участках полевошпатовой зоны, находящихся под кварцевым ядром, образовались наиболее значительные пустоты выщелачивания.

При движении гидротермальные растворы выщелачивали кремнезем из вмещающих пород и переотлагали его в других местах. Естественно, что наиболее благоприятные условия для формирования крупных кристаллов создавались там, где имелись наиболее крупные пустоты и больше сохранялся однородный состав растворов, т. е. под кварцевым ядром.

Формирование гнезд и выполняющих их крупных кристаллов было связано с неоднократным поступлением растворов, содержащих значительное количество соединений фтора, температура которых падала постепенно. Сначала образовались темно-дымчатые, затем светло-дымчатые кристаллы кварца и, наконец, горный хрусталь. Во время образования кристаллов происходили неоднократные тектонические подвижки, в результате чего часть кристаллов была отделена от стенок, иногда подроблена и регенерирована.

Таким образом, при поисках и оценке хрусталеносных пегматитов в районе Калбы имеют значение следующие признаки:

1) наличие крупнозернистых гранитов монастырского типа, имеющих хорошо выраженную пропускную способность для летучих компонентов и гидротерм, наряду с развитием мелкозернистых гранитов и распространением разломов северо-восточного простирания;

2) наличие изометрических пегматитовых тел с хорошо развитой полевошпатовой зоной;

3) наличие в пегматитах ярко выраженных гидротермальных изменений, альбитизация полевых шпатов и их выщелачивание, а также проявление флюоритовой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Воьльни. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та пьезоопт. минер. сырья, т. I, вып. 1, 1957.
2. Хорева Б. Я. Геолого-петрологический анализ юго-восточной части Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, 1954.

Б. К. Брешинов

ОБ α - и β -КВАРЦЕ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

В геологической литературе недостаточно четко проведена грань между природными условиями кристаллизации α -кварца как магматогенного минерала и β -кварца, выделяющегося из постмагматических растворов, а также образующего параморфозы по α -кварцу. Между тем, выделение кварца в виде α - или β -модификации может указать не только на температурные границы образования кварцсодержащей горной породы, но и на некоторые другие условия ее кристаллизации.

В качестве указаний на температурные границы кристаллизации кварца при минералого-петрографических исследованиях могут быть использованы признаки перехода высокотемпературной его модификации в низкотемпературную, а в случаях метаморфизма — перехода β -кварца в α -кварц и затем снова в β -кварц [21]. Но вследствие небольших различий в физических свойствах α - и β -кварца в тех случаях, когда они не образуют кристаллов с характерными формами, результаты этого перехода бывает трудно заметить. В связи с этим петрографы редко пользуются признаками инверсии кварца для выяснения температурных границ его образования. Но и при пользовании другими методами, например, гомогенизацией, выводы не всегда бывают убедительными. Иногда кристаллизация кварца из растворов в виде α -модификации предполагалась [5, 6, 23] там, где не могла иметь места, что приводило исследователей к неверным или сомнительным заключениям.

В настоящей статье дан краткий обзор сведений о свойствах α - и β -кварца и об изменении температуры точки его инверсии в зависимости от давления и наличия примесей, предложен метод изучения поведения кварца в процессе кристаллизации магмы, аналогичный методу, применявшемуся биологами для доказательства изменяемости видов, приведены результаты наблюдений, подтверждающие кристаллизацию аллотриоморфного кварца гранитоидов в виде β -модификации; в заключение сделаны некоторые выводы об источнике кремнезема кварцевых жил и о генетической связи последних с полнокристаллическими изверженными горными породами.

Краткий обзор сведений о некоторых физических свойствах α - и β -кварца

Высокотемпературный гексагональный α -кварц, согласно Г. Розенбушу, О. Мюгге [39] и другим исследователям, характерен для порфириковых выделений в кислых эффузивных и жильных породах, где он кристаллизуется в форме гексагональных дипирамид {1011}. Иногда присутствуют, по данным этих авторов, небольшие грани призмы

{1010}. Не наблюдается комбинаций {1011} и {0111} с неравными гранями.

Этот кварц при температуре 580°C имеет, по Риннэ и Кольбу [36], следующие показатели преломления:

	n_o	n_e	Δ
B	1,5295	1,5368	0,0073
C	1,5303	1,5379	0,0076
D ₂	1,5328	1,5404	0,0076
F	1,5384	1,5463	0,0079

В кислых эффузивах выделения α -кварца нередко сохраняют дипирамидальную форму, но фактически они замещены β -кварцем. Такие параморфозы β -кварца почти всегда сдвойникованы по дофинейскому {1010} закону. Хорошо сохранившиеся дипирамидальные кристаллы α -кварца (замещенные β -кварцем) можно наблюдать в неатипичных кислых эффузивах — липаритах, дацитах.

Зависимости формы кристаллов магматического кварца в порфировых выделениях кислых эффузивов от встречающихся вместе с ним минералов не было замечено. Но Г. Розенбуш указывал, что дипирамидальные формы кристаллов α -кварца во многих случаях почти исчезают в результате химической и механической коррозии и отскакивания осколков при превращении в β -кварц.

В наиболее полных сводных работах по минералогии кварца, в особенности в работах В. Маухера [33] и Г. М. Вировлянского [4], α -кварц отнесен к кварцу I — эруптивному, который представлен неправильными зернами или гексагональными дипирамидами без призмы, кристаллизовавшимися из магматического расплава при температуре выше 800°C. По данным Г. Розенбуша и О. Мюгге [39], искусственный кварц из расплавов впервые удалось получить Хотефейлу. Доступные измерения кристаллы были получены Хотефейлом в результате растворения в течение многих недель аморфной кремневой кислоты в расплавленном вольфрамовокислом натрии при 900°C¹ с последующей кристаллизацией. Опыт был удачным и тогда, когда вместо соли натрия применялся вольфрамовокислый литий. Точно так же кварц кристаллизовался при 700°C из расплавов щелочных фосфатов и щелочных фторидов.

И. Морозевич [39] получил кварц из жидкого расплава 300 г смеси, соответствующей исландскому липариту, с 3 г вольфрамовой кислоты. Опыт длился 31 день. Сначала образовалось гомогенное коричневое стекло, которое после двухнедельного пребывания при 800—1000°C¹ сделалось пористым с беловатыми и желтовато-коричневыми шлирами. В беловатых шлирах содержались многочисленные образования в форме гексагональных дипирамид α -кварца.

Следовательно, еще в начале нашего столетия опытным путем была доказана возможность получения дипирамидального α -кварца из расплавов.

Низкотемпературный тригональный β -кварц, имеющий в кристаллах обычно ясно выраженную призму {1010}, по мнению Г. Розенбуша, О. Мюгге [34, 35, 38] и последующих исследователей, кристаллизуется в гидротермальных кварцевых жилах.

Наиболее точные измерения показателей преломления для него дали следующие результаты (по Джиффорду) при 15°C:

¹ Сведения о давлении при этих опытах Г. Розенбушем и О. Мюгге не были приведены; по-видимому, опыты проводились в закрытых сосудах при повышенном давлении.

$\lambda_{\text{мк}}$	n_o	n_e	Δ
706,559	1,54050	1,54949	0,00899
656,304	1,54193	1,55095	0,00902
589,317	1,54426	1,55337	0,00911
486,149	1,54970	1,55899	0,00929
434,066	1,55398	1,56341	0,00943
396,168	1,55824	1,56784	0,00960

Как известно, кварц очень хрупок; даже при давлении до 30 000 атм и одновременном повышении температуры до 300°C он, по данным О. Мюгге и Г. Розе [37], не показал пластических деформаций, но распался в сильно сжимаемых местах на тонкие (около 0,1 мм) пластинки по {0001} со слегка раковистыми поверхностями.

В последние годы пластические деформации в природном кварце, в том числе деформации сдвига при изгибе, установлены и детально изучены С. В. Бейли, Р. А. Беллом и К. Дж. Пэнгом [28].

О. Мюгге [24, 35] впервые наблюдал, что однородный β -кварц после нагревания до температуры выше 575°C и последующего охлаждения оказывался уже не однородным, а обнаруживал сдвойникованность по {10 $\bar{1}$ 0}, что устанавливалось путем травления пластинок этого кварца плавиковой кислотой. Это позволяет определить температуру образования кварца выше или ниже 575°C. Если двойник β -кварца по {10 $\bar{1}$ 0} вырос как таковой при температуре меньше 575°C, то трапецоэдрические и другие грани сходятся по величине и расположению с границами двойника, т. е. не пересекаются границами двойника. Если же кристалл образовался как α -кварц и только вследствие превращения в β -кварц распался на двойники, то ориентировка плоскости срастания не зависит от расположения трапецоэдрических и других граней; последние пересекаются границами двойника [24, 25, 26].

В сводных работах по кварцу В. Маухера [33] и Г. М. Вировлянского [4] β -кварц, преимущественно тригонально-призматического габитуса, относится к кварцу II, образуемому из растворов, содержащих газовую фазу; при этом указывается [4], что для него характерен переход из α - в β -модификацию и связанное с этим двойникование по {10 $\bar{1}$ 0}. Нижний температурный предел образования кварца II, по данным упомянутых исследователей, равен 374°C.

Переход кварца из α - в β -модификацию и обратно впервые был установлен Г. Лешателье [30], который отметил скачкообразные изменения коэффициентов линейного расширения, силы двойного светопреломления и вращения плоскости поляризации при температуре около 570°C. Как позже показали Ф. Райт и Е. Ларсен [40], это превращение может быть обратным и происходит при нормальном давлении при температуре 575°C \pm 2. При увеличении давления на 100 атм температура $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения повышается, по данным тех же исследователей, приблизительно на 1°C.

Позже Р. Гибсоном зависимость температуры $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения кварца от давления была уточнена и выражена в следующих цифрах:

Давление, атм	Глубина, км	Температура $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения, °С
1	0	573
250	1	580,3
1250	5	601,6
2500	10	626,2
3000	12	644,0
5000	20	681,3

Из данных Р. Гибсона видно, что при кристаллизации на малых и средних глубинах, не превышающих 5 км, температура $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения кварца будет отличаться от 573°C не более, чем на 30°C.

Как показали детальные исследования, температура $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения кварца зависит также от примесей, входящих в кварц, вероятно в виде ионов, в качестве компонентов твердого раствора [11]. Так, синтетический кварц, выращенный в присутствии ионов германия (Ge^{4+}), испытывает $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращение при температуре на 40° выше нормальной для обычного кварца, а кварц, кристаллизовавшийся в присутствии алюминия и лития или другого щелочного металла, например натрия, имеет температуру превращения на 120° ниже 573°C.

В присутствии как Ge^{4+} , так и $\text{Al}^{3+} + \text{Li}^+$ температура превращения, по данным М. Л. Кейта и О. Ф. Таттла, зависит от температуры первоначальной кристаллизации кварца. Температура $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения кварца, содержащего германий, увеличивается при уменьшении температуры кристаллизации. Кварц, содержащий алюминий и литий, имеет тем более низкую температуру превращения, чем выше температура кристаллизации, т. е. изменение температуры $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения обратно пропорционально изменениям температуры кристаллизации кварца.

Аналогичные опыты были недавно проведены во Всесоюзном научно-исследовательском институте пьезооптического минерального сырья В. Г. Ноздриной [16]. Ею подтверждено, что примесь германия в искусственном кварце вызывает смещение точки его инверсии в сторону более высоких температур, а примесь алюминия — в сторону более низких, чем у обычного кварца.

Г. Лешателье установлена интересная и важная особенность кварца изменять объем с понижением температуры не равномерно, как, например, полевой шпат, а в начале (на отрезке от 1000 до 600—575°C) незаметно, даже с незначительным расширением, затем, по достижении точки перехода в β -кварц, очень резко в сторону уменьшения, что приводит к образованию усадки кристаллов, относившихся первоначально к α -модификации, нередко с возникновением трещин, преимущественно параллельно граням ромбоэдра. Общее сокращение объема кварца при этом составляет 4,5—5% [2, стр. 437]. Соответственно удельный вес β -кварца, равный для чистых разновидностей 2,65, больше, чем α -кварца.

Существующие представления о кварце гранитов и пегматитов

Ф. Райт и Е. Ларсен [40] еще в начале этого столетия пришли к выводу, что кварц гранитов и письменных пегматитов являлся первоначально α -модификацией, кристаллизовавшейся при температуре выше 575°C. В последующих многочисленных петрографических и минералогических исследованиях этот вывод, по-видимому, не вызывал сомнения. Что касается кварца из друз миаролитовых пустот в гранитах, иногда в габбро, и кварца многих гранитных пегматитов, то, по мнению Г. Розенбуша и О. Мюгге, оставалось неясным, как он первоначально кристаллизовался: как α - или β -модификация. В случаях, исследованных Г. Розенбушем, минерал был β -кварцем. Осторожность в определении первичной природы кварца гранитов и пегматитов, характерная для Г. Розенбуша и его предшественников, позднее сказалась и на позициях других исследователей.

Не возражая против принадлежности аллотриоморфного кварца гранитов и ихтиоглиптов кварца, прорастающих кристаллы полевых шпатов в письменных пегматитах, к высокотемпературной разновид-

ности, многие исследователи, в том числе А. Лякруа и А. Е. Ферсман, установили, что выступающие из письменного пегматита хорошо ограненные вершины кристаллов кварца, так же как и друзы горного хрусталя в занорышах пегматитов, возникли уже как β -модификация.

В течение последних 20—25 лет в Советском Союзе некоторые исследователи, в том числе автор настоящей статьи [3], доказывали, что аллотриоморфный кварц гранитов относится к β -модификации, но эти выводы не нашли широкого признания. В последних работах по минералогии и петрографии исследователи или оставляют этот вопрос нерешенным, или признают прежние позиции Ф. Райта и Е. Ларсена. Так, в «Минералогии» А. Г. Бетехтина не указывается, к какой модификации первоначально принадлежал аллотриоморфный кварц гранитов, но обращается внимание на описанные А. Е. Ферсманом в некоторых индивидах кварца письменных пегматитов трещинки и разломы, наблюдающиеся вдоль плоскостей, отвечающих направлениям граней ромбоэдра, иногда призмы, и свидетельствующие о превращении α -кварца в β -кварц. По этим данным [2, стр. 438—439], образующиеся в результате сжатия тонкие полости на границах между индивидами кварца и других минералов нередко выполняются минералами, кристаллизующимися позднее (микроклин, альбитом и др.). Этим поддерживается представление о кварце письменных пегматитов как о первоначально высокотемпературной модификации.

Исследователи, занимавшиеся в последние годы изучением температур кристаллизации кварца с помощью гомогенизации включенных в них пузырьков жидкостей, газов и твердых тел, относят все письменные граниты (пегматиты) и входящие в них ихтиоглипты кварца, а также мономинеральные выделения SiO_2 в средней части занорышевых полостей пегматитовых тел, так называемые «силекситы», к магматическим образованиям, возникшим при температуре выше 600°C [5, 6, рис. 38, стр. 404—405, 408; 28]. Следует отметить, что необходимых доказательств в пользу этого заключения опубликовано не было.

В работах, напечатанных за последние пять лет, встречаются указания на то, что результаты изучения включений методом гомогенизации указывают на β -модификацию кварца блоков срединных частей пегматитовых тел. Этот кварц содержит преимущественно первичные газовые включения, переходящие в жидкие. Детальные наблюдения в краевых частях одного из таких обособлений, сложенных дымчатым кварцем, показали, по данным А. И. Захарченко (1955 г.), что полости с газовыми включениями имеют от 10 до 30% жидкости. Основная масса молочно-белого кварца этого обособления содержит преимущественно газовые включения. Срединная часть того же обособления сложена почти бесцветным кварцем с существенно жидкими включениями, гомогенизирующимися в жидкую фазу при температуре $180\text{—}200^\circ\text{C}$ [7, стр. 60]. Приведенные данные опровергают прежние представления и указывают на то, что кварц срединных частей занорышей в пегматитах кристаллизовался как низкотемпературная модификация.

Что касается аллотриоморфного кварца гранитоидов, то имеются, как будет показано ниже, основания для того, чтобы поставить под сомнение справедливость заключений Ф. Райта и Е. Ларсена о первичной его α -модификации.

Метод, примененный для изучения поведения кварца в процессе кристаллизации магмы

Изверженная горная порода, прошедшая путь развития от расплава до твердого тела, представляет собой конечный продукт ряда превращений, часть которых совершалась в магматическую стадию кристалли-

зации при высоких температурах (реакционный принцип Боуэна). С падением температуры возникают изменения, связанные с пневматолитическими и гидротермальными процессами. Определенные изменения вызывают также процессы выветривания.

Лабораторные опыты позволили петрографам составить представление о последовательности кристаллизации минералов из двух, трех и более компонентных систем расплавов при высоких температурах и давлениях, соответствующих температурам и давлениям кристаллизации магмы. Но в лабораторных условиях трудно воспроизвести процессы, происходящие в природе, поэтому природа продолжает оставаться главной «лабораторией», контролирующей выводы, сделанные на основании лабораторных исследований.

Чтобы прочесть результаты и восстановить течение природных процессов, происходящих при кристаллизации магмы, можно было бы воспользоваться методами изучения, рекомендованными нашими выдающимися учеными-естествоиспытателями.

К. А. Тимирязев [19] оставил нам следующие сведения о методе, который позволил биологам наблюдать и доказать изменимость видов: «Для этого, — писал К. А. Тимирязев, — представляется два пути. Во-первых, в самих свойствах представителей видовых форм нужно найти указания на подвижность, на текучесть этих форм, уловить признаки как бы застывшего движения, как это, например, мы видим в моментальных фотографиях. Во-вторых, необходимо было подыскать несомненные, очевидные примеры наблюденного движения форм, т. е. их изменения за память истории.

Таким образом, мы или сопоставляем различные формы, захваченные в различные моменты движения: это — довод, так сказать, статический; или стремимся уловить самый процесс движения, т. е. изменения форм: этот довод назовем динамическим».

«...Продолжая сделанное выше сравнение с моментальной фотографией, — писал далее К. А. Тимирязев, — мы можем сказать, что охватывая одним общим взором всевозможные видовые формы от только что зачинающего до вполне обособившегося вида, мы выносим общее впечатление текучести, подвижности этих форм, точно так же, как в стробоскопе, соединяя в одно изображение формы, застывшие в различных фазах движения, мы получаем непосредственное впечатление этого движения».

Этот материалистический метод познания применим и к изучению последовательности кристаллизации магмы в тех случаях, когда удается получить серию последовательных «моментальных фотографий» в виде комплекса излившихся одна за другой эффузивных горных пород.

Большинство советских петрографов во главе с М. А. Усовым [20] относит порфиновые выделения в эффузивных и экструзивных породах к образованиям твердой фазы, которая существовала в виде отдельных кристаллов в магматическом расплаве ко времени извержения или внедрения. Минералы порфириновых выделений сохраняются в основной массе эффузивов, которая, быстро затвердевая, теряет способность своего реакционного влияния. Ассоциации минералов порфириновых выделений эффузивных пород, последовательно излившихся в один период вулканической деятельности на дневную поверхность из одного магматического очага, могут дать представление о последовательности кристаллизации минералов в медленно остывающей магме на глубине и об их изменениях с понижением температуры

Результаты наблюдений над изменениями кристаллов магматогенного α -кварца в процессе кристаллизации магмы

Один из показательных в этом отношении разрезов толщи кислых эффузивов верхнепалеозойского возраста изучался автором восточнее кишлака Кара-Мазар, в 70 км к северо-востоку от г. Ленинабада Таджикской ССР [3].

В этом районе на участке древнего рудника Кан-и-Мансур эффузивная толща образована следующими породами (снизу вверх):

1. Флюидалные фельзофиры красные	более 100 м
2. Туфы и туффиты	25 м
3. Фельзиты грубослоистые розовые	4—6 м
4. Туфобрекчии кварцевого порфира, светло-серые с розовыми и светло-зелеными пятнами	45—60 м
5. Кварцевые порфиры и фельзиты со сферолитами, светло-серые, светло-желтые или розовые	более 100 м
6. Кварцевые порфиры розовые, с большим количеством порфировых выделений полевых шпатов, кварца и хлоритизированного биотита	более 10 м

Розовые кварцевые порфиры подстилают красноцветные песчаники и глины мезозоя на плато Ак-Кур, расположенном севернее рудника Кан-и-Мансур.

Все породы толщи имеют сходный химический состав и образованы из одного магматического очага в несколько этапов эффузивной деятельности, близких по времени. Об этом свидетельствуют: 1) одинаковая (северо-восточная) ориентировка даек — корней каждого из эффузивных покровов; 2) однообразное и согласное залегание всех пород, падающих на северо-восток под углом от 40 до 15°, за исключением самой верхней части кварцевых порфиров, которая отделена от остальной части толщи небольшим (до 15°) угловым несогласием.

Флюидалные фельзофиры, которыми начинается эффузивная толща, отличаются значительным содержанием окислов железа, придающих породе красный цвет, и имеют среди порфировых выделений редкие и мелкие (до 1 мм в диаметре) изометричные кристаллики SiO_2 , представляющие собой параморфозы β -кварца, по-видимому, по кристобалиту. В кварцевых порфирах, содержащих порфировые выделения кварца и полевых шпатов, первый представлен дипирамидальными, слегка корродированными кристаллами до 5—6 мм в диаметре.

Коррозия порфировых выделений кварца некоторыми петрографами, например С. Д. Четвериковым, отвергается (устное сообщение) со ссылкой на исследования Г. Г. Леммлейна [12, 13, 14].

Необходимо заметить, что Г. Г. Леммлейн, не отрицая явлений коррозии выделений кварца, только предостерегал от возможности смешения с явлением коррозии другого явления — скелетообразного роста кристаллов кварца, так как «скелетные» кристаллы «легко могут быть приняты за глубоко разъеденные, корродированные кристаллы» [12]. Г. Г. Леммлейн указывает, что против слишком широкого пользования термином «коррозия» для всех случаев нарушения внешних очертаний кристаллов порфировых выделений, которые могут быть вызваны также их неправильным ростом, возражал еще Ф. Циркель.

Все эти замечания автором учитывались, но в изучавшихся эффузивах действительно имела место коррозия основной массой ранее выделившихся кристаллов кварца, что особенно ясно выражено в последние стадии их существования, когда от этих кристаллов магматогенного кварца остаются местами лишь серповидные реликты.

В кварцевых порфирах, завершающих толщу лав, кварц в порфириновых выделениях значительно сильнее корродирован — так же как в экструзивных и гипабиссальных кварцевых порфирах этого района. Характерна его ассоциация в порфириновых выделениях с многочисленными фенокристами не только полевых шпатов (анортотклаза и олигоклаза), но и хлоритизированного биотита.

Особенно сильно корродированным оказывается кварц в самых молодых изверженных породах района — кварцевых порфиритах и кварцевых порфирах даек, непосредственно предшествовавших образованию рудных месторождений. В них кварц встречается в виде небольших серповидной и другой формы остатков порфириновых выделений.

Аналогичные изменения кварца в порфириновых выделениях кислых эффузивов характерны для многих районов Средней Азии, Кавказа, Алтая, Забайкалья, а также зарубежных стран, поэтому они могут считаться достаточно показательными.

Последовательность в изменении форм порфириновых выделений кварца показана на рис. 1.

Таким образом, наблюдения показывают, что SiO_2 , возможно в виде кристобалита или α -кварца [17], начинает кристаллизоваться из кислой магмы, образуя кристаллы октаэдрического или дипирамидального габитуса, еще до начала кристаллизации кислого плагиоклаза, что подтверждает известные лабораторные опыты Г. Боуэна [29], И. А. Островского [17] и других исследователей. Возможно, что температура начала кристаллизации SiO_2 соответствует той, которая была определена лабораторным путем для силикатных расплавов, и превышает 1100°C .

При понижении температуры кристаллы SiO_2 вначале увеличиваются в размерах, превращаясь в дипирамидальные формы α -кварца. Одновременно растут кристаллы кислого плагиоклаза и появляются выделения щелочного полевого шпата. Однако с дальнейшим ростом кристаллов щелочных полевых шпатов и особенно с появлением в порфириновых выделениях минералов, в состав которых входит гидроксильная группа (слюды), т. е. с концентрацией в магматическом очаге летучих компонентов, содержащих соединения щелочных металлов, происходит все возрастающее растворение ранее выделившихся кристаллов α -кварца. Особенно сильное разведание, до почти полного уничтожения кристаллов α -кварца, наступает в стадию мусковитизации и хлоритизации биотита.

Следовательно, магматогенный α -кварц в эманационную или пневматолитовую стадию кристаллизации магмы, содержащей летучие компоненты, становится неустойчивым соединением. Растворяясь, SiO_2 переходит в «жидкую» фазу магмы, обогащая ее кремнеземом. В конце концов, в абиссальных условиях кристаллизации от α -кварца может не сохраниться реликтов, так как он в пневматолитическую стадию неустойчив и будет резорбирован в остаточной «жидкой» фазе магмы.

Некоторые выводы о поведении SiO_2 в высокотемпературные фазы кристаллизации

Кроме кислых лав, кварц содержится иногда в порфириновых выделениях некоторых средних и даже основных эффузивов [18]. Это свидетельствует об одинаковом поведении свободной SiO_2 в магмах как кислого, так и среднего и близкого к нему основного состава, но в последних двух, вследствие меньшей вязкости лав, условия для сохранения интрателлурических порфириновых выделений менее благоприятны, чем в кислых лавах.
















Минералы порфиробных выделений	Стадии магматической кристаллизации				
	> 1100° I	II	III	IV	V < 600°
Кристаллит, α - кварц					
Сопутствующие	 Нейтральный минерал	 Кислый плагиоклаз	 Кислый плагиоклаз  Анортклаз	 Бцистит  Кислый плагиоклаз  Анортклаз	 Хлоритизированный бцистит, иногда с вростками β-кварца  Кислый плагиоклаз  Анортклаз

Рис. 1. Последовательность в изменении формы кристаллов кварца в эффузивах Кан-н-Мансурского района

В некоторых эффузивах и экструзивах, например в кварцевых базальтах Кавказа, Малой Азии, Германии, Японии, США и др., кварц встречается одновременно с оливином, ромбическими пироксенами и основными плагиоклазами. Эти особенности кварцевых базальтов некоторые исследователи, в том числе Г. Розенбуш [18, 38], объясняли смешением базальтовой и дацитовой магм при их одновременном излиянии.

В базальтовой магме, по данным Г. Розенбуша и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, кварц является инородным включением [15, 18], несмотря на то, что он иногда представлен хорошо образованными кристаллами в виде гексагональных дипирамид. Этому объяснению противоречит, во-первых, нормальный средний химический состав кварцевых базальтов, содержащих SiO_2 от 59,7 до 56,1%, во-вторых, однородность их текстуры и структуры. Естественно предположить, что химическая активность кремния и его окисла изменяется с изменением температуры. При высокой температуре, порядка 1200°C , свободная SiO_2 может начать кристаллизоваться даже в средних и основных магмах, но с понижением температуры эти выделения становятся неустойчивыми и в результате реакции с остаточным расплавом переходят в жидкую фазу.

Антагонизм между свободной SiO_2 и ортосиликатами, а также другими не насыщенными кремнеземом магматическими минералами, характерен только для заканчивающих кристаллизацию абиссальных пород, т. е. для последних стадий их кристаллизации. В высокотемпературных фазах кристаллы SiO_2 , судя по порфировым выделениям кварцевых базальтов, могут «уживаться» с железистым оливином.

Пример кварцевых базальтов указывает на возможность образования при высоких температурах магматогенного SiO_2 в виде кристобалита или α -кварца в породах средней основности. Эти выводы не противоречат результатам исследований кристаллизации минералов из расплавов, проведенных в институте Карнеги в США, в институтах Академии наук СССР [17] и Министерства геологии и охраны недр СССР.

Доказательства кристаллизации аллотриоморфного кварца гранитоидов в виде β -модификации

Вследствие специфичности условий образования из расплавов и неустойчивости при развитии пневматолитических процессов, дипирамидальный α -кварц порфировых выделений эффузивов был назван автором магматическим кварцем [3].

Из остаточной жидкой фазы магматического расплава, содержащего летучие компоненты, кварц кристаллизуется в абиссальных условиях в одну из последних стадий из пневматолитических и гидротермальных растворов в виде аллотриоморфных зерен, заполняющих промежутки между другими минералами.

О принадлежности аллотриоморфного кварца гранитоидов во время его кристаллизации к той или иной разновидности можно судить по следующим наблюдениям. Во-первых, в случаях, когда среди гранитоидов содержатся отдельные зерна карбоната, в этих зернах удается наблюдать вростки идиоморфных кристалликов кварца, имеющих развитую призму. На рис. 2 показан участок гранодиорит-порфира с кристалликами β -кварца (Q), окруженными кальцитом (Ca). В других участках шлифа тот же кварц основной массы породы аллотриоморфен по отношению к полевым шпатам и слюде. Иногда удавалось наблюдать переход аллотриоморфного кварца плагиогранита в мелкие кристаллики с призмой внутри окружающего его со всех сторон зерна калиевого полевого шпата или вростки идиоморфных кристаллов β -кварца

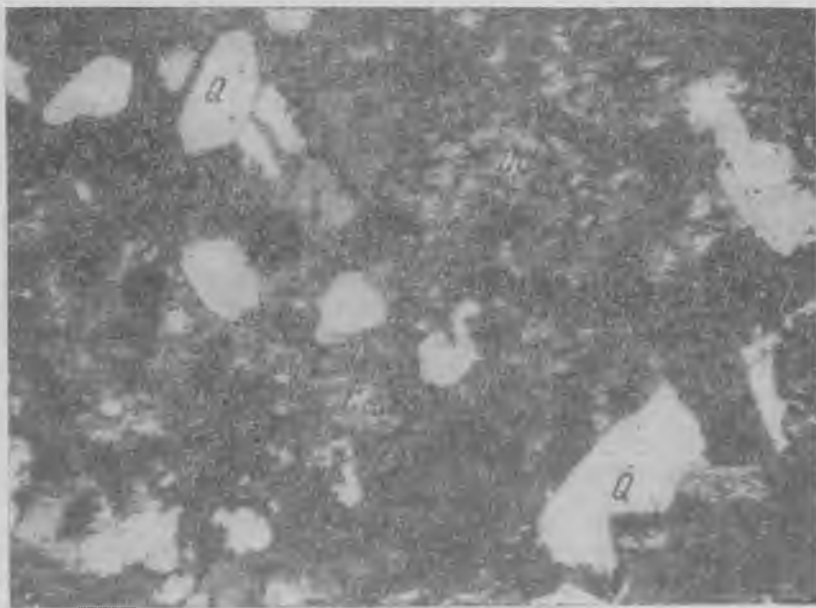


Рис. 2. Гранодиорит-порфир. Выделение кальцита (Ca) и вросшие в него кристаллики β -кварца (Q) с отчетливо выраженной призмой. $\times 150$. Ник. +

с призмой внутри шестиугольного кристалла порфиروهого выделения нацело хлоритизированного биотита в жильном кварцевом порфирите [3]. Автором были предприняты попытки определить методом гомогени-

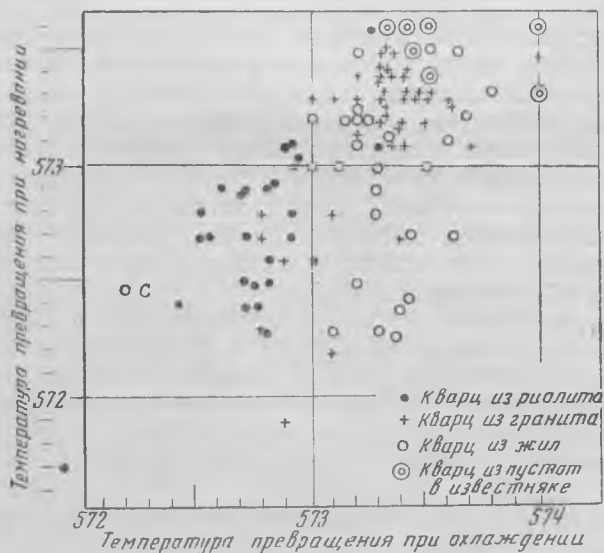


Рис. 3. Температура $\alpha \rightarrow \beta$ превращения (в $^{\circ}\text{C}$) кварца из риолитов, гранитов, кварцевых жил и пустот в известняке (по М. Л. Кейту и О. Ф. Таттлу, 1952)

c — образец жильного кварца, который является, по-видимому, псевдоморфозой по кальциту

зации включений возможные температуры кристаллизации аллотриоморфного кварца гранитоидов, содержащего газовой-жидкие включения. В результате проведенных опытов было установлено, что этот кварц принадлежит к β -разновидности, так как температура гомогенизации всегда оказывалась ниже 400°C.

В связи с этим становится понятным вывод М. Л. Кейта и О. Ф. Таттла [32], что $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращение кварца из изучавшихся ими гранитов отличается от превращения кварца из риолитов, родственных им спекшихся туфов и интрузивных порфиров и что условия во время последних стадий кристаллизации кварца в гранитах и риолитах существенно отличны (рис. 3). Но упомянутые исследователи считали, что это различие вызвано, главным образом, влиянием рекристаллизации в гранитах, а не нормальной кристаллизацией гранитных пород.

Основные условия перехода SiO_2 в раствор и последующей кристаллизации аллотриоморфного β -кварца гранитоидов

В природных условиях кристаллизации кислых и средних магм на значительной глубине стадия образования кристаллов α -кварца отчетливо отделена во времени от кристаллизации пневмато-гидротермального β -кварца при условии, что кристаллизующаяся магма содержит в значительном количестве и удерживает летучие соединения. Эти соединения способствуют коррозии кристаллов α -кварца и удерживают в растворе SiO_2 до последних стадий кристаллизации. В глубинных условиях для всех разновидностей пегматоидных образований также характерен β -кварц.

Примеры реликтов α -кварца в гранитоидах

Если кристаллизация гранитных интрузивов происходит в условиях небольших глубин, когда часть минерализаторов имеет возможность удаляться из кристаллизующейся магмы, α -кварц оказывается корродированным не полностью, в особенности во внешних, наиболее быстро охлаждающихся частях интрузива. Содержащиеся в магме к моменту интрузии идиоморфные кристаллы α -кварца и полевого шпата в результате кристаллизационной дифференциации и довольно быстрого охлаждения в периферических частях интрузивного массива могут обособиться в виде скоплений кристаллов и дать начало аплитовым или аплитовидным образованиям.

При одностороннем давлении жилы аплитов и аплитовидных пород бывают ориентированы перпендикулярно давлению, так как в этом направлении из них легче отжимаются жидкие фракции, благодаря чему они лучше консервируются. Кроме того, аплитовидные породы образуют пологопадающие жилообразные тела, параллельные поверхности интрузивного массива.

Иногда скопления идиоморфных кристаллов α -кварца и полевого шпата, вследствие усадки первых при переходе в β -кварц, служат благоприятными участками для притока минерализаторов и перекристаллизации при пегматитовом процессе. Поэтому нередко аплитовидные участки переходят в центральных частях в пегматитовые образования и сохраняются в периферических частях пегматитовых тел. Но иногда внутри крупных кристаллов полевого шпата из пегматитовой зоны бывают заметны отдельные включения — реликты идиоморфных или корродированных кристаллов α -кварца.



Рис. 5. Гранит. Мирмекитовые червеобразные вроски кварца в кристаллах кислого плагиоклаза вблизи границы его с микроклином. Заметны включения — реликты корродированных зерен α -кварца, иногда с волнистым угасанием (Q). $\times 120$. Ник. +



Рис. 4. Микропегматит. Крупное выделение ортоклаза с реликтами корродированных кристаллов α -кварца (1) и икhtiоглинтами кварца, переполненными включениями (2). $\times 120$. Ник. +

На рис. 4 показан крупный кристалл ортоклаза с двумя зернами — реликтами отчасти корродированных кристаллов α -кварца и многочисленными вростками ихтиоглиптов кварца, переполненными включениями.

Иногда можно наблюдать реликты α -кварца (Q) в виде включений в кристаллах плагиоклаза, содержащего вблизи границы с калиевым полевым шпатом многочисленные червеобразные мирмекитовые вростки кварца (рис. 5).

Некоторые выводы о модификациях кварца в пегматитах

При кристаллизации кислой магмы на относительно небольшой глубине в условиях ускоренного охлаждения в периферических частях интрузивов сохраняются реликты дипирамидального α -кварца. Бедная минерализаторами кислая магма, по составу приближающаяся к гранитному пегматиту, начинает кристаллизоваться при температурах кварц-полевошпатовой эвтектики, т. е. около 900—750°C [9, 31]. Этим обусловлено проявление гранофировых и микропегматитовых [1, 18] структур основной массы гипабиссальных и экструзивных пород, а также структур письменных гранитных пегматитов, где ихтиоглипты кварца принадлежат его α -модификации, что указывалось еще А. Е. Ферсманом [22].

Е. Д. Калита, исследовавшая ряд образцов гранитных пегматитов письменной структуры из различных районов Советского Союза, установила, что температура растрескивания ихтиоглиптов кварца и заключающего их калиевого полевого шпата (900—1100°C) одинакова, что подтверждает одновременность кристаллизации обоих компонентов таких пегматитов и принадлежность кварца ихтиоглиптов к высокотемпературной модификации. Следовательно, письменные структуры гранитных пегматитов свидетельствуют, очевидно, о бедности исходного расплава минерализаторами, т. е. о кристаллизации кварца и полевого шпата из эвтектического остаточного расплава при температурах, превышающих температуру $\alpha \rightleftharpoons \beta$ перехода кварца.

В случае, если такие участки письменного пегматита подвергаются влиянию минерализаторов, кварц ихтиоглиптов оказывается неустойчивым и может быть растворен и вынесен из пегматитовых участков [10, 22].

В статье В. В. Якубовой сообщалось о случаях выщелачивания кварца ихтиоглиптов из гранитных пегматитов Мурзинки на Урале и о нахождении в оставшихся пустотах кристалликов новообразований прозрачного альбита, топаза и слюды [27]. В других случаях пустоты оказались заполненными новообразованиями β -кварца, содержащего включения газов и жидкости. Температура гомогенизации этих включений колебалась от 300 до 100°C. В одном случае В. В. Якубовой удалось наблюдать внутри ихтиоглипта среди новообразованного кварца кристаллик β -кварца с отчетливо выраженной призмой. Высокотемпературный кварц ихтиоглиптов гранитных пегматитов так же неустойчив и растворим в пневматолитическую стадию (при наличии минерализаторов), как и α -кварц порфирированных выделений кислых и средних эффузивов.

Выводы

Минералого-петрографическое изучение поведения кварца в процессе кристаллизации изверженных пород позволяет сделать следующие выводы:

1. Источником кремнезема для образования кварцевых жил является прежде всего магматогенный кварц гранитоидов, переходящий в раствор и обогащающий его кремнеземом в пневматолитическую и гидротермальную стадии кристаллизации гранитных массивов.

2. Гипабиссальные интрузивы, экструзивы, эффузивы и дайки, сложенные породами с основной массой фельзитовой и близкой к ней структуры, не могут выделить растворы, содержащие SiO_2 , поэтому с ними не могут быть генетически связаны кварцевые жилы.

3. Гранофировые структуры основной массы изверженных пород, а также графические пегматитовые структуры гранитоидов свидетельствуют о кристаллизации кварца и полевого шпата из расплава, близкого к эвтектике, при температуре $900-750^\circ\text{C}$ и при относительной бедности этого расплава летучими компонентами. При повышенном содержании летучих SiO_2 не образует эвтектических сростков с полевым шпатом, а продолжает находиться в расплаве-растворе до более низкотемпературных (ниже 575°C) стадий кристаллизации.

4. Аплитовые жилы и аплитовидные породы отличаются по условиям образования от пегматитовых жил. Аплитовые жилы или участки аплитовидных панидиоморфнозернистых пород указывают на гипабиссальные условия кристаллизации заключающих их массивов гранитоидов.

5. Реликты α -кварца в гранитных породах, как и гранофировые структуры гранитоидов, служат признаком бедности этих пород минерализаторами. Среди этих пород минерализованные участки приурочены к зонам тектонических нарушений и образованы за счет растворов, поступающих из более глубоких частей плутона. В таких породах кварцевые жилы могут иметь значительную протяженность по падению.

6. Отсутствие реликтов α -кварца и типичная гипидиоморфнозернистая структура гранитоидов указывают на кристаллизацию их с сохранением минерализаторов внутри интрузивного тела при развитых пневматолитовой и гидротермальной стадиях. Внутри таких массивов кварцевые жилы, как правило, редки и не протяженны по падению. В верхних горизонтах интрузивов бывают спорадически расположены пегматитовые тела камерного типа с прекрасно образованными крупными кристаллами раухтопаза, ортоклаза, альбита, исландского шпата и других минералов.

7. В пегматитовых телах зона письменного пегматита (письменного гранита) по условиям образования существенно отличается от зоны пегматоидной. Письменный пегматит кристаллизуется из эвтектического расплава-раствора при температурах выше точки инверсии кварца. Пегматит пегматоидной структуры начинает кристаллизоваться из растворов с участием газовой фазы при температурах ниже точки $\alpha \rightarrow \beta$ превращения кварца, причем α -кварц ихтиоглиптов письменного пегматита может быть растворен и замещен β -кварцем, если растворы были насыщены минерализаторами и поэтому имели повышенную активность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. Об оливиново-кварцевом диабазе с р. Тюнг в Восточной Сибири. Мат. Ком. по изуч. ЯАССР, в. XXIII, 1927.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
3. Брешенков Б. К. К вопросу о металлогении Юго-Восточного Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV, 1934.
4. Вировлянский Г. М. Кварц как геологический термометр. Зап. Всеросс. минер. об-ва, ч. 67, вып. 3, 1938.
5. Долгов Ю. А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1955.

6. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьк. гос. ун-та, 1950.
7. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 6, 1955.
8. Игумнов А. Н. О первичной структуре жильного кварца. Докл. АН СССР, т. 79, № 3, 1951.
9. Ингерсон И. Геологическая термометрия. Сб. «Земная кора». Изд. иностр. лит., 1957.
10. Карякин А. Е. Зарождение, рост и разрушение кристаллов кварца. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 83, № 1, 1954.
11. Кейт М. Л. и Таттл О. Ф. Значение вариаций точки превращения кварца. Сб. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Переводы под ред. Я. И. Ольшанского и И. А. Островского. Изд. иностр. лит., 1954.
12. Леммлейн Г. Г. Коррозия и регенерация кварцевых вкрапленников в кварц-порфирах. Докл. АН СССР, № 13, 1930.
13. Леммлейн Г. Г. Скелетные кристаллы кварца в липаритах. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 3, 1933.
14. Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристаллов. Изд. АН СССР, 1948.
15. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Гос. научно-техн. изд-во. Л., 1931.
16. Ноздрина В. Г. О влиянии примеси Al и Ge в синтетическом кварце на температуру $\alpha \rightarrow \beta$ превращения. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.
17. Островский И. А., Мишина Г. П. и Повилайтис В. М. РТ — проекция системы «кремнезем — вода». Докл. АН СССР, т. 126, № 3, 1959.
18. Розенбуш Г. Описательная петрография. Перевод с немецкого. Горгеоинформатиздат, 1934.
19. Тимирязев К. А. Исторический метод в биологии. М., 1922.
20. Усов М. А. Фазы эффузивов. Фазы и фации интрузивов. Изд. Томского технологического ин-та, 1924.
21. Фаворская М. А. и Цинзерлинг Е. В. О метаморфизме кварца из рудной жилы на контакте с дайкой порфирита. Зап. Всес. минер. об-ва, вторая серия, ч. 96, вып. 4, 1957.
22. Ферман А. Е. Пегматиты. Т. I — Гранитные пегматиты. Изд. АН СССР, 1940.
23. Царовский Н. Д. Условия образования пегматитов занорышевого типа. Пьезокварцевые пегматиты Вольни. Изд. АН УССР, 1957.
24. Цинзерлинг Е. В. О термических условиях образования кварца. Природа. № 3—4. Изд. АН СССР, 1933. (Реферат статьи О. Мюрге из Ztschr. f. Krist., Bd. 82. № 5/6, 1932).
25. Цинзерлинг Е. В. Морфология двойников, получаемых при превращениях кварца. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 7, 1952.
26. Цинзерлинг Е. В. О двойниковании методом $\alpha \rightarrow \beta$ превращения кварца с зонарным и секториальным строением. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 12, 1956.
27. Якубова В. В. Опыт изучения включений в минералах пегматитов Мурзинки (Урал). Тр. Минералогического музея АН СССР, вып. 7, 1955.
28. Bailey S. W., Bell R. A. and Peng C. J. Plastic deformation of quartz in nature. Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 69, № 11, p.p. 1443—1466, 1958.
29. Bowen H. The evolution of the igneous rocks. Washington, 1928.
30. Le Châtelier. Sur la dilatation du quartz. Bull. Soc. Franç. Mineral., 13, p. 112—118, 1890. CR Paris, CVIII, p. 1046; CIX, p. 264, 1889.
31. Ingerson E. Geologic termometry. Geol. Soc. Am., Spec. pap., 62, 465—488, 1955.
32. Keith M. L., Tuttle O. F. Significance of variation in the high-low inversion of quartz. Am. Journ. of Sci., Bowen vol., p.p. 203—280, 1952.
33. Maucher W. Die Bildungsreihe der Mineralien als Unterlage für die Einteilung der Erzlagerstätten. Freiberg, Craz Gerlach (Joh. Stettner), 55 p. mit 1 Taf. u. 2 Textbilder, 1914. Referat: R. Brauns CH. 1920, s. 127.
34. Mügge J. O. C. Zustandsänderung des Quarzes bei 570°. Neues Jahrbuch für Min., Festband, 1907.
35. Mügge J. O. C. Isotropgewordene Kristalle. Zentralblatt für Mineralogie, 1922.
36. Rinne F., Kolb R. Rinneit. Zentralblatt für Mineralogie, 1911.
37. Rose H., Mügge J. O. C. Verhalten des Schwefels bei hohen Drucken und Temp. Neues Jahrbuch für Min., Beilband, 1923, 48, 150.
38. Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie d. massigen Gesteine, 4-oe изд., Stuttgart, 1907.
39. Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie der petrographisch Nichtigten Mineralien. Band 1. Hälfte 2 — Spezieller Teil, 5. erweiterte Auflage von Dr. O. Mügge. Stuttgart, 1925.
40. Wright F., Larsen E. Quartz as a geologic thermometer. Am Journ. Sci. 1909, v. 27, № 4.

ИСКУССТВЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

В. П. Бутузов

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПТИЧЕСКОЙ ОДНОРОДНОСТИ МОНОКРИСТАЛЛОВ ИСКУССТВЕННОГО КВАРЦА

Вопросу получения и исследования физических свойств монокристаллов искусственного кварца посвящено в последние годы большое количество работ.

Общепринятым методом получения больших монокристаллов кварца является метод «температурного градиента», основанный на температурной зависимости растворимости кварца.

Работы по получению искусственных кристаллов кварца были начаты более ста лет назад. Впервые микроскопические кристаллики кварца получены в 1845 г. Шауфхейтлем [10]. Небольшие кристаллики получил в 1870 г. К. Д. Хрушев [4]. Однако большую известность получили работы итальянского минералога Специа [11], проведенные в период 1895—1909 гг. В результате весьма длительного опыта (пять месяцев) им впервые были выращены макроскопические кристаллы кварца размером порядка 1 см. Многочисленные попытки исследователей получить более крупные кристаллы кварца не увенчались успехом. Лишь в 1956 г. немецкому ученому Наккену [7,8] удалось в течение 2—4 суток вырастить кристаллы кварца объемом в несколько кубических сантиметров.

Значительно развились работы по образованию крупных монокристаллов кварца, начиная с 1946 г., в Англии и США.

В 1950 г. в США Уокер и Бюлер [13] получили методом температурного градиента кристаллы кварца весом до 100 г. Эта работа могла послужить основой для разработки промышленного метода получения крупных монокристаллов кварца.

В настоящее время [9] в США развиты работы по получению крупных монокристаллов при повышенных давлениях (до 2000 атм) в автоклавах с внутренним диаметром порядка 150 мм. Менее чем за месяц в таких условиях образуются кристаллы весом от 450 до 800 г, при скорости роста до 1,5 мм/сутки.

В Советском Союзе работы по выращиванию монокристаллов кварца были начаты в 1939 г. Н. Н. Шефталем [3] в Институте кристаллографии АН СССР.

Первые крупные кристаллы кварца весом до 70 г были получены автором в середине 1951 г. при высоком давлении. Температурные харак-

теристики пластинок кварца среза ВТ, изготовленные из вышеуказанных кристаллов искусственного кварца, а также из естественных кристаллов кварца, приведены на рис. 1, из которого видно, что пьезоэлектрические свойства искусственного кварца практически не отличаются от свойств природного кварца.

С 1954 г. работы по синтезу крупных кристаллов кварца были продолжены во Всесоюзном научно-исследовательском институте пьезооптического минерального сырья под руководством А. А. Штернберга, причем крупные кристаллы пьезокварца были выращены в условиях более низких давлений.

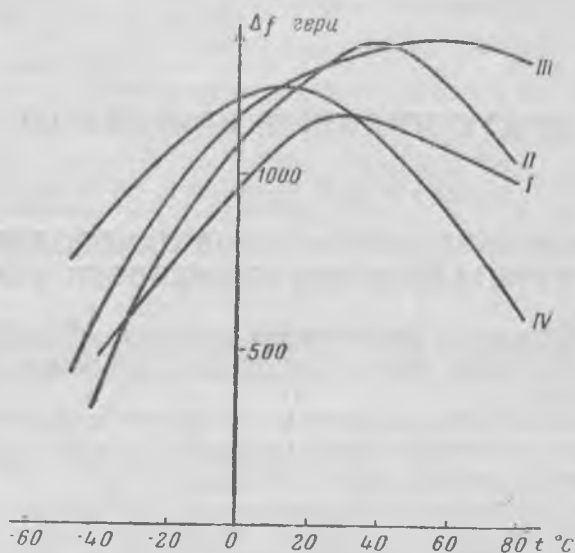


Рис. 1. Температурные характеристики пластин из искусственного и естественного кварца (срез ВТ)
 I — пластина из искусственного кристалла: $f = 5028$ кГц, $R_q = 80$ ом; II — пластина из искусственного кристалла: $f = 5041$ кГц, $R_q = 98$ ом;
 III — пластина, изготовленная из искусственного кварца вместе с затравкой: $f = 4779$ кГц, $R_q = 74$ ом; IV — пластина из естественного кристалла: $f = 5041$ кГц, $R_q = 82$ ом

До настоящего времени в литературе не приведены данные об изучении оптической однородности монокристаллов искусственного кварца. Кристаллы должны обладать небольшим поглощением в коротковолновой части ультрафиолетового спектра и быть однородными по строению.

Растворимость кварца

В настоящее время имеется ряд работ, посвященных изучению системы $\text{Na}_2\text{O}—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$ в широком интервале температур и давлений. Однако растворимость кварца достаточно хорошо изучена только в воде, а растворимости кварца в водных растворах щелочей, которые чаще всего применяются для выращивания кварца, посвящено всего несколько работ. Впервые материалы по растворимости кварца были приведены в работе Фридмана [5]. Им изучалась растворимость кварца в интервале температур $300—450^\circ$ по потере в весе кристалла кварца, помещенного в

автоклава, объемом 18 см^3 , который всегда заполнялся 10 см^3 воды с определенным количеством Na_2CO_3 или NaOH .

Однако данные Фридмана не характеризуют истинную растворимость кварца, так как в его опытах происходило расслоение гомогенной жидкой фазы на две сосуществующие фазы (что было замечено самим Фридманом, но не принято им во внимание), которые имеют различный химический состав.

Мори и Хесельгессер [6] подтвердили наличие двух фаз, находящихся в равновесии с твердым кварцем в водных растворах Na_2O , насыщенных SiO_2 при высоких температуре и давлении.

В некоторых экспериментах по выращиванию кварца из водных растворов карбоната натрия, проведенных автором в 1951 г., в нижней части автоклава был замечен твердый, стеклообразного вида слой, которым покрывался питающий кварц, что часто могло служить причиной нарушения режима выращивания кристаллов. В 1953 г. Уокер [12] при выращивании кварца из водных растворов NaOH также наблюдал твердый слой на питающем материале на дне автоклава. Им было установлено, что чем больше концентрация Na_2O , тем больше образуется этой новой «тяжелой» фазы и тем больше содержит она в своем составе SiO_2 . Уокер отмечает, что образование новой фазы мешает процессу роста кристаллов кварца.

Таким образом, изучение растворимости кварца весьма важно для создания непрерывного процесса выращивания монокристаллов кварца.

Автором совместно с Л. В. Брятовым [2] подробно изучалась растворимость кварца в 5%-ных растворах Na_2CO_3 в широком интервале давлений и температур.

Методика определения растворимости кварца сводилась к следующему. В автоклав вводилось определенное количество водного раствора Na_2CO_3 и взвешенный кварцевый кристаллический блок. Автоклав герметически закрывался, помещался в печь, где он нагревался до заданной температуры и выдерживался в течение времени, достаточного для установления равновесия (пять суток). Затем автоклав вынимался из печи и быстро погружался в бак с проточной водой, где он быстро охлаждался до комнатной температуры. После охлаждения автоклав открывался, и путем взвешивания определялась потеря в весе кварцевого блока.

На рис. 2,а приведена диаграмма потери в весе кварцевого блока на единицу объема растворителя в зависимости от заполнения¹ автоклава 5%-ным раствором Na_2CO_3 . На изотермах, соответствующих 350 и 400° , видно, что при уменьшении заполнения происходит уменьшение потери в весе кварцевого блока на единицу объема растворителя, находившегося в исходных условиях при комнатной температуре и нормальном давлении. Однако дальнейшее уменьшение заполнения приводит к сильному росту потери в весе кварцевого блока.

Детальное исследование причины этого явления показало, что оно обусловлено образованием в автоклаве новой жидкой фазы (тяжелой фазы) с большим содержанием нелетучих компонентов (примерный состав этой фазы: SiO_2 55—60%, Na_2O 10—20%, H_2O 35—20%).

Таким образом, величина, определенная по потере в весе кварцевого блока, не всегда показывает содержание SiO_2 в растворе; иногда она выражает лишь суммарное количество, которое находится в двух сосуществующих фазах—растворе и тяжелой фазе. Для определения растворимости кварца в водных растворах карбоната натрия в условиях образования тяжелой фазы необходимо было проводить химический анализ

¹ Заполнение автоклава—отношение объема залитой в автоклав жидкости к свободному объему автоклава при комнатной температуре и атмосферном давлении.

сосуществующих фаз и определять содержание SiO_2 , Na_2O и CO_2 отдельно как в растворе, так и в тяжелой фазе.

Зависимость растворимости кварца в 5%-ом растворе Na_2CO_3 от температуры и давления (в растворе заданной исходной концентрации карбоната натрия) носит сложный характер (рис. 2,б). Если тяжелая фаза в автоклаве не образуется, давление слабо увеличивает растворимость кварца. При температуре выше 300° в некотором интервале давлений наблюдаются резко выраженные области обратной растворимости. Существование таких областей объясняется в основном распре-

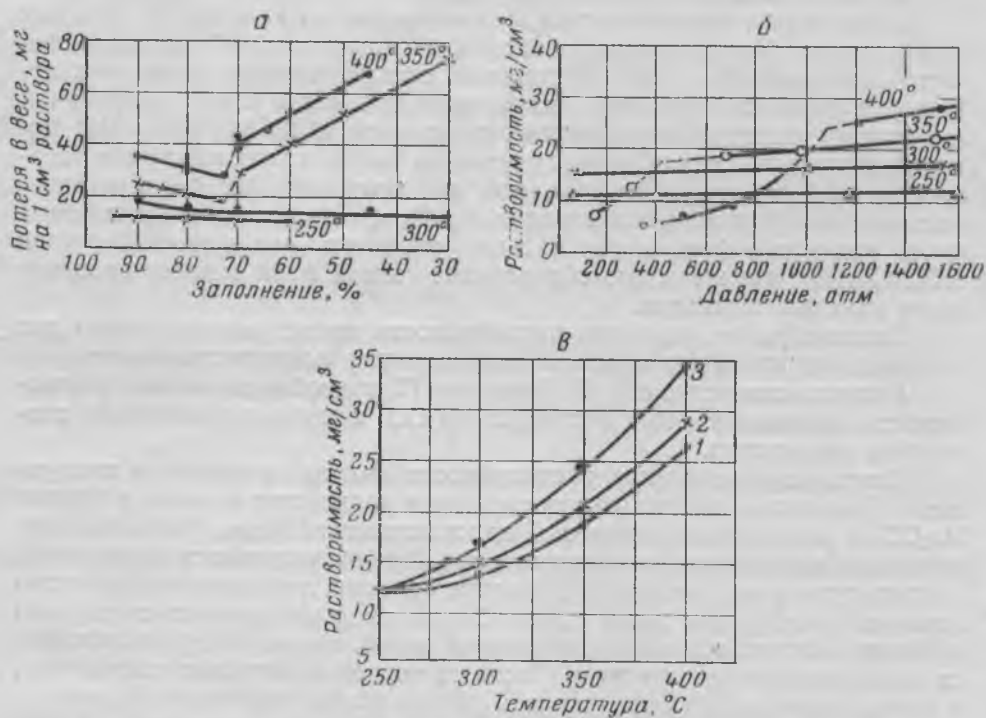


Рис. 2. Кривые растворимости кварца
 а — потеря в весе кристалла кварца в 5%-ом растворе Na_2CO_3 ; б — изотермы растворимости кварца в 5%-ом растворе Na_2CO_3 ; в — растворимость кварца в 5%-ом растворе Na_2CO_3 . 1 — 75% заполнения; 2 — 80% заполнения; 3 — 90% заполнения

делением Na_2O и CO_2 между раствором и тяжелой фазой. Дело в том, что растворимость кварца зависит от концентрации карбоната натрия в растворе. Образование тяжелой фазы приводит к уменьшению содержания Na_2O в растворе и к обогащению его CO_2 (часть Na_2O уходит в тяжелую фазу, а CO_2 в состав тяжелой фазы практически не входит). Поэтому, строго говоря, две части изотерм, соответствующих 350 и 400° (при наличии тяжелой фазы и в ее отсутствие), нельзя рассматривать как единую кривую (см. рис. 2,б), так как концентрация карбоната натрия в растворе является переменной.

Объяснение обратной растворимости, данное Кеннеди для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ на основе рассмотрения соотношений $P-V-T$ воды, в описываемом случае неприменимо.

На рис. 2,в приведены кривые растворимости кварца в зависимости от температуры для нескольких значений заполнения автоклавов (75, 80 и 90%) 5%-ым раствором Na_2CO_3 . При указанных заполнениях об-

разования тяжелой фазы не наблюдалось, поэтому данные по растворимости кварца получены непосредственно из определения потери в весе кварцевого блока.

Изучение растворимости кварца в водных растворах Na_2CO_3 позволило установить условия, необходимые для получения монокристаллов кварца, так как была известна температурная зависимость растворимости в широком интервале температур и давлений, а также определены условия эксперимента, при которых не образуется тяжелая фаза.

Исследование оптической однородности

Монокристаллы искусственного кварца были выращены в различных термодинамических условиях [1] (рис. 3).

В широком интервале температур и давлений на затравках любой формы вырастают кристаллы, у которых комбинация простых кристаллографических форм всегда одна и та же. Образующиеся кристаллы всегда ограничены призмой и большим ромбоэдром. Эта комбинация двух простых кристаллографических форм была названа стабильной формой роста кристаллов искусственного кварца.

Установленная закономерность оказалась очень важной, так как позволяет заранее определять примерный вес и форму получаемых кристаллов кварца.

Экспериментально было установлено, что при повышенных давлениях кристаллы кварца целесообразно выращивать на затравочных пластинках, вырезанных параллельно большому ромбоэдру, а при пониженных давлениях — на затравочных пластинках, вырезанных перпендикулярно оптической оси (по пинакоиду). Оказалось, что в пирамидах роста большого ромбоэдра присутствует больше примесей, чем в пирамидах роста пинакоида. В связи с этим становится понятно, почему образцы кварца, полученные из пирамид роста большого ромбоэдра, при облучении рентгеновскими лучами темнеют значительно сильнее, чем образцы, полученные из пирамид нарастания пинакоида.

Однако нас интересовал вопрос об оптической однородности монокристаллов искусственного кварца. Такие кристаллы должны быть однородными по строению и отличаться высокой степенью пропускания в ультрафиолетовой части спектра. Было установлено, что величина пропускания в ультрафиолетовой части спектра у синтетических кристаллов кварца зависит, в первую очередь, от кристаллографической ориентировки затравочных пластин, а также от условий выращивания. Если кристаллы искусственного кварца, выращенные на пинакоиде, при сравнительно небольших скоростях роста, как правило, имеют при 2100 Å пропускание порядка 75—80%, то кристаллы кварца, полученные на затравках большого ромбоэдра, имели пропускание 55—60%.

Однако для оптических материалов важно не только пропускание, но и так называемая оптическая однородность. Выяснилось, что оптическая однородность у кристаллов кварца, выращенных на пинакоиде, значительно хуже, чем у кристаллов, полученных на затравках большого ромбоэдра. На рис. 4 приведены фотографии, полученные на интерференционной установке (слева) и на установке с «малой» точкой (справа), кристаллов, выращенных на затравках (0001) (рис. 4, а, б) и на затравках (10 $\bar{1}$ 1) (рис. 4, в). Вырастить кристаллы на пинакоиде с полной оптической однородностью, видимо, невозможно ввиду бугристого нарастания поверхности пинакоида. Полную оптическую однородность с

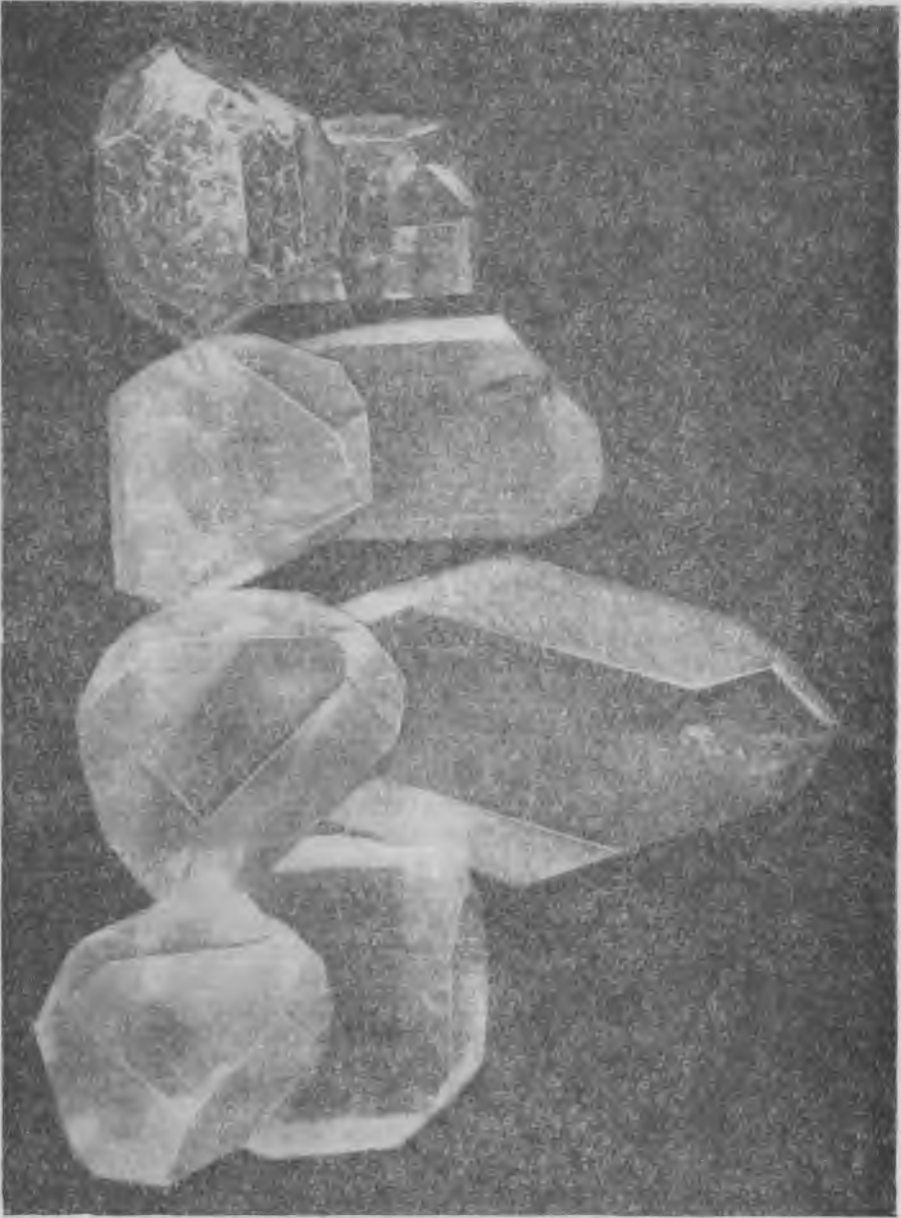


Рис. 3. Кристаллы искусственного кварца, полученные в различных условиях

пропусканием при 2100 Å порядка 85% удалось получить у кристаллов кварца, выращенных на затравках, вырезанных параллельно большому ромбоэдру (см. рис. 4, в), при небольших скоростях роста и в автоклавах, в которых раствор изолирован от стенок автоклава платиной.



Рис. 4. Фотографии оптической однородности пластинок, полученных из кристаллов кварца, выращенных в различных условиях
 а — кристалл, выращенный по пинакоиду (большая скорость роста); б — кристалл, выращенный по пинакоиду (малая скорость роста); в — кристалл, выращенный по большому ромбоэдру (в автоклаве, футерованном платиной)

Кристаллы кварца, выращенные из растворов, в которых присутствовали в качестве примесей ионы алюминия или германия, отличались увеличением поглощения в ультрафиолетовой области спектра.

Выводы

1. Кристаллы искусственного кварца, выращенные на затравках, вырезанных параллельно грани пинакоида, обладают более высоким

пропусканием в ультрафиолетовой части спектра по сравнению с кристаллами, выращенными на затравках, вырезанных параллельно грани большого ромбоэдра.

2. Увеличение поглощения в ультрафиолетовой области спектра в кристаллах, выращиваемых на гранях R , обусловлено большей способностью указанной грани к захвату примесей.

3. Оптически однородными являются кристаллы кварца, выращенные на гранях R . Для уменьшения поглощения выращивание кварца необходимо производить в условиях, исключающих нахождение в растворе примесей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутузов В. П., Шаховской Г. П., Смирнов В. П. О новом типе автоклава для гидротермального синтеза. Рост кристаллов. Изд-во АН СССР, 1957.
2. Бутузов В. П., Брятов Л. В. Исследование фазовых равновесий части системы $H_2O-SiO_2-Na_2CO_3$ при высоких температурах и давлениях. Кристаллография, т. 2, № 5, 1957.
3. Шефталъ Н. Н. Первые советские опыты выращивания кварца. Изд-во АН СССР, 1955.
4. Хрущев К. Д. On silicic acid and silification of woods. Am. Chem., III, fase S. 281, 1872.
5. Friedman J. J. Solubility of quartz in sodium carbonate solutions at high temperature. Journ. of American Chemical Society, v. 70, № 8, 1948.
6. Morey G. W. Hesselgesser J. M. System $H_2O-Na_2O-SiO_2$ at 400°. American Journ. of Science. Bowen vol., 1952.
7. Nacken R. Office of Technical Service Dept. Commerce Washington. Repts PB-6498, PB-14748, 1946.
8. Nacken R. Hydrothermal Mineralsynthese als Grundlage zur Züchtung von Quarzkristallen. Chemiker-Zeitung, Bd. 74, № 50, 1950.
9. Quartz: out of the lab. Chemical and Engineering News, v. 36, № 51, 1958.
10. Schaufhäutl C. E. Münchener gelerte Anzeiger, 1845. (Цит. по кн. П. К. Чирвинского «Искусственное получение минералов в XIX столетии». Киев, 1903—1906.)
11. Spezia G. Sull'accrescimento del quarzo Atti R. Acc. di Torino, v. 44, 1909 (Ref.: Neues Jahrb. f. Miner., 1910).
12. Walker A. Hydrothermal growth of quartz crystals. Industrial and Engineering Chemistry, v. 46, № 8, 1954.
13. Walker A. Buehler E. Growing large quartz crystals. Industrial and Engineering Chemistry, v. 42, № 7, 1950.

П. И. Никитичев, В. Г. Ноздрина, Л. И. Цинобер

О СИНТЕТИЧЕСКОМ КОРУНДЕ, ПОЛУЧЕННОМ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМ МЕТОДОМ

Синтетический корунд, получаемый методом Вернейля при высоких температурах (порядка 2050°C) в виде «булек» и стержней, обладает большими внутренними напряжениями [2, 3].

В связи с этим понятно стремление исследователей получить корунд методом гидротермального синтеза, при котором рост кристаллов происходит за счет пересыщения раствора, создаваемого разностью температур между зонами растворения и кристаллизации. Отсутствие резких температурных перепадов в процессе роста и охлаждения, а также рост кристаллов естественными гранями и при более низкой температуре позволяют надеяться на получение гидротермальным методом ненапряженных или значительно менее напряженных кристаллов корунда.

Первые данные о выращивании кристаллов корунда на затравочных пластинах гидротермальным методом были опубликованы в 1958 г. Р. А. Лодайзом и А. А. Бальманом [5]. Опыты, о которых сообщается в указанной работе, проводились в области стабильного существования корунда (по данным Г. Эрвина и Е. Осборна [4] — в системе $Al_2O_3-H_2O$), т. е. при температуре 420°C и давлении 1400—3300 $кг/см^2$. Р. А. Лодайз и А. А. Бальман отмечают, что давление выше 2100 $кг/см^2$ было необходимо для приемлемых скоростей роста кристаллов. Скорость роста, определяемая путем измерения толщины затравочных пластин до и после опыта, колебалась от 0,051 до 0,254 $мм/сутки$. Температурный перепад между зонами растворения и роста составлял, главным образом, 30°C. Более высокие перепады температуры вызывали значительное спонтанное зарождение кристаллов, а более низкие перепады снижали скорости роста. В качестве затравок применялись пластины, вырезанные из корундовых стержней, полученных методом Вернейля. Затравочные пластины были ориентированы перпендикулярно или под углом 60° к оптической оси кристалла.

К сожалению, в работе Р. А. Лодайза и А. А. Бальмана отсутствует описание выращенных кристаллов корунда.

В 1958 г. П. И. Никитичевым, а в 1959 г. В. Г. Ноздриной гидротермальным методом в автоклавах, сконструированных Е. М. Сабуренковым, были выращены кристаллы корунда в содовых растворах на затравочных пластинах, ориентированных параллельно и перпендикулярно к оптической оси L^3_6 .

Синтез кристаллов корунда проводился при температуре, превышавшей температуру превращения диаспора — корунд [5], и перепаде температур между зонами растворения и роста 20—50°C.

Применявшиеся автоклавы были изготовлены из промышленной стали и имели емкость до 500 см^3 . Нагрев автоклава осуществлялся в печи сопротивления, имеющей два самостоятельных нагревателя для верхней и нижней частей автоклава.

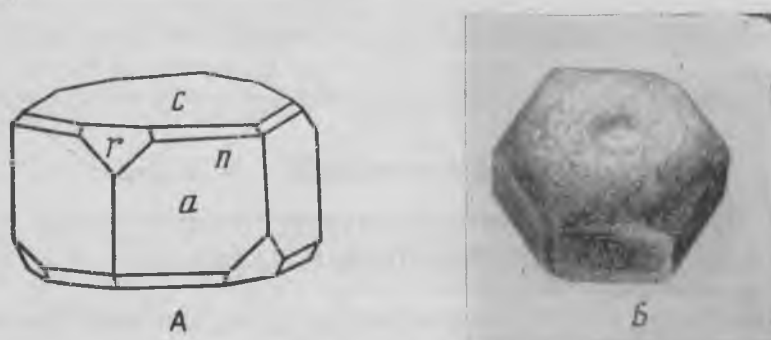


Рис. 1. Габитусная форма кристаллов синтетического корунда (А) и кристалл корунда, выращенный на шаровидной затравке, $\times 1,5$ (Б)

Температура замерялась хромель-копелевыми термопарами, расположенными в теле автоклава на уровнях, соответствующих камерам растворения и роста. Регулировка необходимого температурного пере-

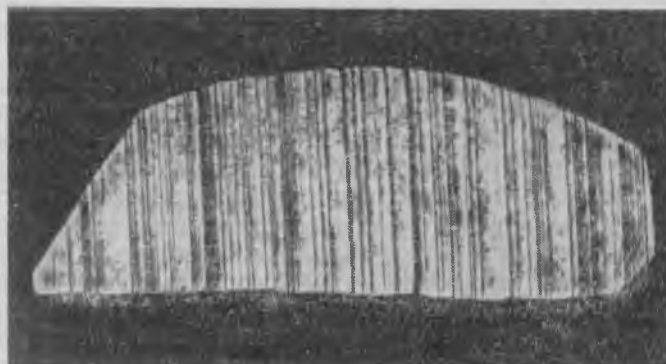


Рис. 2. Комбинационная штриховка на грани гексагональной призмы, представляющая собой чередование узких линейных участков граней дипирамиды n с участками граней призмы a

пада между указанными камерами производилась с помощью трансформатора РНО-250-10. Давление в автоклавах измерялось манометром типа «СВ» с точностью 20 кг/см^2 .

В качестве питательного материала применялся синтетический корунд, получаемый методом Вернейля. Бульки корунда дробились на куски размером от 5 до $0,25 \text{ мм}$. Растворителем служил 10—15%-ный водный раствор соды. Часть опытов проводилась в автоклавах, футерованных серебром.

В настоящей работе дано краткое описание внешней морфологии, окраски и скоростей роста полученных кристаллов корунда.

Скорости роста и морфология кристаллов корунда. Кристаллы корунда, выращенные на затравочных пластинках указанной выше ориентировки, огранялись плоскостями следующих простых форм (рис. 1): a — гексагональной призмы $\{1\bar{1}20\}$, n — гексагональной дипирамиды $\{2243\}$, s — пинакоида $\{0001\}$ и r — ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$.

Символы граней определялись путем измерения межгранных углов на крупных кристаллах прикладным гониометром, а на мелких кристаллах (огранившихся кусочках шихты) — на двукружном гониометре. Полученные результаты совпали: для граней дипирамиды $p \approx 61^\circ$, для граней ромбоэдра $p \approx 57^\circ$.



Рис. 3. Рельеф грани ромбоэдра r в виде желобообразных выступов и впадин, вытянутых по направлению линии пересечения плоскости симметрии с плоскостью грани ромбоэдра. $\times 13$

Использование в качестве затравок пластинок корунда, вырезанных параллельно граням пинакоида и гексагональной призмы, позволило установить среднюю скорость роста кристаллов перпендикулярно к этим граням. Оказалось, что нормальная скорость нарастания грани гексагональной призмы $0,05$ — $0,09$ мм/сутки, т. е. значительно выше нормальной скорости роста кристалла по грани пинакоида, которая в условиях опыта составляла тысячные доли миллиметра в сутки.

Во многих опытах в качестве затравок, кроме пластин среза a и среза s , применялись пластины, ориентированные вдоль оси L_6^3 , но не параллельно грани гексагональной призмы, а под некоторым случайным углом к ней. В этих случаях рост или, вернее, регенерация основных плоскостей затравки происходила со значительно большей скоростью, достигавшей $0,29$ мм/сутки.

Для рельефа грани гексагональной призмы a характерна горизонтальная комбинационная штриховка, образованная чередованием узких линейных участков граней дипирамиды n с участками граней призмы a (рис. 2).

Поверхность граней ромбоэдра r представляет собой чередование желобообразных выступов и впадин, вытянутых по направлению линии пересечения плоскости симметрии с плоскостью грани ромбоэдра (рис. 3).

Поверхность пинакоида, как правило, имеет отчетливо выраженное слоистое строение с отдельностями толщиной от сотых долей миллиметра до $0,5$ мм. Часто грань пинакоида имеет своеобразный шелковис-

тый перламутровый блеск. На гранях с большей части выращенных кристаллов наблюдались образования, аналогичные «железной розе», свойственной кристаллам гематита и представленной изогнутыми чешуйчатыми слоями, исходящими наподобие лепестков цветка из центрального участка грани (рис. 4).

Чешуйчатый рельеф грани пинакоида имеют в основном кристаллы, выращенные в стальных автоклавах, и реже кристаллы, выращенные в автоклавах, футерованных серебром. Учитывая близость параметров решеток корунда и гематита, можно высказать предположение, что изгибание слоев на грани базиса вызывается напряжениями, возникающими при эпитаксиальном срастании гематита и корунда по плоскости (0001).



Рис. 4. Образование «розы» на грани с. Изогнутые чешуйчатые слои наподобие лепестков цветка выходят из центра, расположенного в левом участке грани. $\times 4$

На грани пинакоида у некоторых наиболее чистых и хорошо ограниченных кристаллов корунда, выращенных, как правило, в футерованных серебром автоклавах, почти полностью отсутствует чешуйчатый рельеф. На поверхности пинакоида таких кристаллов наблюдаются акцессории роста в виде пологих конусов, часто гексагонального облика (рис. 5).

Особый интерес представляет кристалл, выращенный на затравочной пластине, ориентированной примерно параллельно плоскости (0001), на грани пинакоида которого наблюдаются одновременно два указанных выше типа рельефа. Участки, нараставшие непосредственно на затравочной пластине, имеют слоистое строение с зачатками чешуйчатых образований. Краевые участки пинакоида, опирающиеся на пирамиды роста граней гексагональной призмы и ромбоэдра, имеют визуально гладкий рельеф с конусовидными акцессориями роста. Очевидно, нарушения, имевшие место в затравочной пластине, до некоторой степени наследуются растущим кристаллом и служат одной из причин образования чешуйчатого рельефа. Аналогичное явление было описано Н. Ю. Икорниковой и В. П. Бутузовым для кристаллов синтетического кварца [1].



Рис. 5. Конусовидные аксессуары роста гексагональной формы на поверхности грани пинакоида. $\times 100$

Виды роста на гранях гексагональной дипирамиды имеют асимметричное строение, что находится в полном соответствии с видом симметрии кристаллов корунда (рис. 6).

Окраска кристаллов корунда. Кристаллы корунда, выращенные в стальных автоклавах (без футеровки серебром), имеют зеленовато-бурую окраску. Окраска вызвана, вероятно, ионами трехвалентного железа, но не исключена возможность влияния на окраску и других катионов, которые могут присутствовать в растворе вследствие коррозии стенок автоклава.

Кристаллы корунда, выращенные в автоклавах, футерованных серебром и имеющих серебряную внутреннюю арматуру, окрашивались, но менее интенсивно, в синевато-зеленый цвет. В этом случае окраска, очевидно, также связана с ионами железа, попадающими в раствор в результате неполной изоляции рабочего объема от железных частей автоклава (сообщение с трубкой манометра).

На некоторых кристаллах корунда наблюдается ярко выраженная секториальная полихромия: различные пирамиды роста окрашены в различные цвета. Пирамиды роста дипирамиды и ромбоэдра имеют синюю окраску (особенно ромбоэдр), а пирамида роста призмы и пирамида регенерации призматического пояса — желтовато-зеленую. В зависимости от преобладания на кристалле тех или иных граней в окраске его преобладают зеленые или синие тона.



Рис. 6. Рельеф грани гексагональной дипирамиды *n*. $\times 12$

Следует также отметить, что присущая пирамиде гексагональной призмы желтовато-зеленая окраска обладает ярко выраженным дихроизмом: синевато-зеленый цвет — при ориентировке электрического вектора перпендикулярно оптической оси кристалла, желтовато-зеленый цвет — при повороте поляризатора на 90° .

ЛИТЕРАТУРА

1. Икорникова Н. Ю., Бутузов В. П. Рельеф граней кристаллов искусственного кварца в начальный период роста. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 11, 1955.
2. Икорникова Н. Ю., Томиловский Г. Е. Неоднородности корунда, вызывающие в нем оптические аномалии. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 8, 1953.
3. Классен-Неклюдова М. В. Результаты исследования механических свойств синтетического корунда при применении оптического контроля. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 8, 1953.
4. Эрвин Г., Осборн Е. Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. Сборник статей. Изд. иностр. лит., 1954.
5. Laudise R. A., Ballman A. A. Hydrothermal synthesis of sapphire. *Journal of the American Chemical Society*, v. 80, № 11, 1958.

В. Г. Крюкова, В. Г. Ноздрина

РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ И РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ, ОБНАРУЖЕННЫХ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ СИНТЕЗЕ КОРУНДА

При проведении опытов по гидротермальному синтезу корунда наряду с монокристаллами корунда¹ образовывались другие кристаллические формы глинозема. Так, на поверхности кристаллов корунда, на стенках автоклава и в остатках корунда, применявшегося в качестве питательного материала, почти всегда в большем или меньшем количестве наблюдались сферолитоподобные кристаллики белого цвета, представляющие собой чаще всего бёмит, реже корунд и диаспор, иногда гидраргиллит.

Следует отметить, что исследуемый материал изучался как попутный продукт при синтезе корунда, и задача установления пределов образования той или иной формы глинозема не ставилась.

Методика проведения опытов по гидротермальному синтезу корунда аналогична методике, применяемой при выращивании монокристаллов кварца, и отличается только более высокими параметрами процесса кристаллизации. Полученный в результате 25 опытов материал подвергался минералого-петрографическому, рентгенографическому и частично термическому анализам. Исследовались «налеты» с рамки и со стенок автоклава и кристаллов корунда, осадки на шихте и тонкие осадки, осевшие из рабочего раствора после опытов. Описывался внешний облик материала, цвет, блеск, твердость и растворимость в кислотах. Показатели преломления определялись иммерсионным методом. С целью изучения кристаллических фаз, а также для установления их оптических свойств, изучались прозрачные шлифы.

Рентгенографический анализ исследуемого материала производился по методу порошков², съемка велась на железном нефилтрованном излучении при напряжении 35 кв, силе тока 10 ма в продолжении 5 часов в камерах диаметром 57,3 мм. Фракции исследуемого материала с размером частиц 1 м, в частности тонкие осадки из рабочих растворов, изучались на электронном микроскопе. Применение электронного микроскопа дало возможность установить однородность минерального состава исследуемых осадков и наличие в них примесей, не обнаруживаемых другими методами. Это позволило контролировать чистоту исследуемых

¹ См. статью П. И. Никитичева, В. Г. Ноздриной и Л. И. Цинобера «О синтетическом корунде, полученном гидротермальным методом» в настоящем сборнике. — *Прим. ред.*

² Рентгеновские снимки были выполнены Г. А. Сидоренко, за что авторы приносят ей благодарность.

осадков, подвергаемых другим анализам (рентгеновскому, фазовому), корректировать данные этих анализов, а также выяснить форму минералов.

Как было указано выше, на извлеченной из автоклава рамке, а также на кристаллах корунда всегда наблюдался в большем или меньшем количестве белый «налет» в виде скоплений кристаллов, напоминающих сферолитовые образования.



Рис. 1. Скопление сферолитов бёмита на верхней части кристалла корунда. $\times 2,5$

Наиболее интенсивно «налетом» покрывались поверхности кристаллов, обращенные вверх (рис. 1). Этот факт свидетельствует о том, что кристаллы, образующие налет, выпадают из раствора при охлаждении автоклава. Оптические и рентгенографические исследования сферолитоподобных образований показали, что в большей части опытов они представляют собой бёмит (65%), корунд (20%), реже диаспор (10%) и гидраргиллит (5%).

В остатках шихты наряду с корундом также присутствует значительное количество бёмита. Необходимо отметить, что при остывании автоклава система значительный промежуток времени (до 10 часов) находится при температурах и давлениях, соответствующих (согласно диаграмме фазовых равновесий в системе $Al_2O_3-H_2O$ по Г. Эрвину и Е. Осборну) [3] стабильности диаспора. Однако диаспор был обнаружен только в че-

тырех опытах. Преобладание в исследуемом материале бёмита не противоречит высказываниям исследователей, изучавших систему $Al_2O_3-H_2O$. А. В. Лаубенгауэр и Р. С. Вейс [4] наблюдали диаспор только в случае наличия затравки из диаспора, при отсутствии такой затравки неизменно возникал бёмит. Г. Эрвин и Е. Осборн также отмечали, что кристаллы диаспора растут в присутствии затравки; лишь в одном эксперименте при исключительно высоком давлении диаспор кристаллизовался при отсутствии затравки. Бёмит, по данным этих исследователей, очень легко кристаллизуется даже в области устойчивого существования диаспора.

Макроскопические и оптические свойства различных кристаллических фаз, обнаруженных при исследовании, приведены в табл. 1, результаты рентгенографического анализа — в табл. 2.

Бёмит. Микроскопическое исследование сферолитоподобных образований бёмита, образующихся на кристаллах корунда, а также на

Макроскопические и оптические свойства минералов, образующихся при гидротермальном синтезе корунда

Наименование минерала	Место взятия пробы	Макроскопические свойства			Оптические свойства						
		внешний облик материала	Твердость по Моосу	растворимость в кислотах (HCl, HNO ₃ , H ₂ SO ₄)	облик минерала в шлифе	показатели преломления	двуупреломление	размер минерала в шлифе в м.м.	угол оптических осей	угасание	удлинение
Бёмит Al ₂ O ₃ ·H ₂ O	С кристаллов корунда	Сферолито-подобные образования	3,5	Не растворяется	Игольчатые и пластинчатые кристаллы, сферолиты	Ng=1,654 Np=1,640	Ng-Np=0,014	от 0,048 до 2,5	2V=+85°	Прямое	Отрицательное
	С рамок и со стенок автоклава	Порошок			Игольчатые и пластинчатые кристаллы						
Корунд Al ₂ O ₃	Из остатков шихты и осадков из рабочего раствора										
	С рамок и со стенок автоклава	Корочки	9	То же	Зерна неправильной формы и длинно-призматические кристаллы	Np=1,759 Nm=1,767	Nm-Np=0,008	от 0,016 до 0,7	2E= -10°		
Диаспор Al ₂ O ₃ ·H ₂ O	С кристаллов корунда	Сферолито-подобные образования	6-7		Сферолиты, тонкие пластинчатые зерна неправильной формы	Ng=1,750 Np=1,702	Ng-Np=0,048	от 0,032 до 1	2V=+84°		Отрицательное
	С рамок и со стенок автоклава	Корочки	2,5-3,5	растворяется в H ₂ SO ₄	Столбчатые кристаллы	Ng=1,587 Np=1,566 Nm=1,566	Nm-Np=0,021	от 0,054 до 0,3	2V=+12°	Косое	
Гидраргиллит (гибсит) Al(OH) ₃	Осадки из рабочего раствора	Порошок									
φ — Al ₂ O ₃	То же				Установлен только рентгеноструктурным анализом						
χ — Al ₂ O ₃					То же						

Таблица 2

Рентгеновская дифракционная характеристика кристаллических фаз

Бёмит		Корунд		Диаспор		Гидраргиллит		δ -Al ₂ O ₃		χ -Al ₂ O ₃	
$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>
6,2	6	3,823	1	4,690	2	4,82	10	5,57	2	6,23	8-9
3,51	3	3,435	3	4,399	2	4,34	6	3,51	2	5,57	10
3,16	8	2,805	2	3,988	6	3,512	2	3,02	7	3,13	5
2,58	3	2,613	2	3,249	1	3,317	2	2,77	9	3,05	4
2,344	10	2,543	6	2,823	1	3,184	2	2,59	3	2,80	10
2,048	4	2,374	4	2,554	6	3,080	1	2,47	3	2,58	7
1,975	3	2,294	4	2,350	2	2,707	2	2,34	8	2,47	5
1,849	10	2,081	9	2,313	6	2,644	2	2,21	1	2,30	6
1,766	3	1,915	2	2,130	8	2,451	8	2,13	3	2,13	8-7
1,646	7	1,765	3	2,072	8	2,378	10	2,04	2	2,05	1
1,598	2	1,738	5	1,887	1	2,288	1	1,995	2	1,94	1
1,577	2	1,599	10	1,792	2	2,248	4	1,79	3	1,90	1
1,521	6	1,545	2	1,771	1	2,153	6	1,686	1	1,68	3
1,452	8	1,513	5	1,707	4	2,123	1	1,673	3	1,65	6
1,430	4	1,401	6	1,673	2	2,044	8	1,474	1	1,62	1
1,379	5	1,374	7	1,630	10	1,992	8	1,344	3-4	1,445	3
1,306	10	1,238	4	1,505	3	1,919	6	1,305	6	1,382	1-2
1,248	2	1,190	2	1,567	2	1,860	1	1,281	1	1,335	1-2
1,221	2	1,146	3	1,517	2	1,798	8	1,076	4	1,289	1
1,206	2	1,125	2	1,477	8	1,747	8	1,036	2	1,259	1
1,175	4	1,098	2	1,426	3	1,686	8	1,017	3	1,229	1
1,156	4	1,079	2	1,400	3	1,657	2	1,012	3		
1,131	6	1,043	3	1,372	6	1,639	1				
1,113	3	0,995	5	1,337	2	1,604	1				
1,026	2	0,933	2	1,325	2	1,589	2				
		0,904	4	1,300	3	1,552	2				
		0,854	3	1,283	3	1,507	1				
		0,843	2	1,262	2	1,458	9				
		0,828	3	1,240	2	1,441	4				
		0,806	2	1,211	2	1,408	4				
		0,796	3	1,201	4	1,401	2				
		0,761	2	1,176	2	1,380	2				
		0,719	2	1,171	4	1,360	4				
		0,686	2	1,144	2	1,337	2				
		0,662	2	1,091	3	1,316	2				
		0,637	2	1,069	2	1,298	1				
		0,630	2	1,063	2	1,248	2				
		0,616	2	1,054	2	1,215	4				
		0,600	1	1,037	2	1,195	3				
		0,578	1			1,124	3				
		0,564	1			1,084	3				
						1,024	3				

$\frac{d}{n}$ — величины межплоскостных расстояний (даны в килоиксах); *I* — визуально определенная интенсивность, выраженная в условной 10-бальной шкале.

рамке и стенках автоклава, показало, что они состоят из тонких иголок, реже пластинок и сферолитов, обладающих стекляннным блеском. При нажатии стальной иглы сферолитоподобные образования легко растрескиваются. Иногда иголки бёмита группируются, образуя небольшие друзы с плотным основанием; кверху иголки расходятся с образованием волокнистых агрегатов. В тех же опытах бёмит был обнаружен в остатках шихты в виде тонкозернистого порошка белого цвета. В

шлифах бѐмит бесцветный, наблюдается в виде игольчатых, реже пластинчатых кристаллов (рис. 2) размером от 0,048 до 2 мм.

В веществе, осевшем из рабочего раствора, также был обнаружен бѐмит. Изучение на электронном микроскопе показало, что он является однородным и представляет собой игольчатые кристаллы.

Интересный результат был получен в поставленном П. И. Никитчевым опыте с 20%-ным раствором соды и при большом перепаде температур между камерами растворения и роста. При вскрытии автоклава было обнаружено, что верхняя часть камеры роста на высоту 25 мм заполнена плотным шестоватым агрегатом волокнистых кристаллов бѐми-



Рис. 2. Игольчатые и пластинчатые кристаллы бѐмита. $\times 30$. Ник. +

та с хорошо выраженной ориентировкой волокон перпендикулярно стенкам автоклава. В центральной части агрегата наблюдалось скопление большого числа мелких хорошо огранных кристаллов корунда (рис. 3).

Корунд был обнаружен (иногда вместе с бѐмитом) в некоторых пробах материала, взятого с рамки и со стенок автоклава. В большинстве случаев он состоит из зерен неправильной формы (рис. 4) размером от 0,016 до 0,7 мм и реже в виде длиннопризматических кристаллов.

Диаспор наблюдался в пробах, взятых из четырех опытов. Макроскопически он представляет собой сферолитоподобные образования на кристаллах корунда. Сферолитоподобные образования состоят из тонких пластиночек, образующих отдельные розетки белого цвета, которые обладают стекляннм блеском. При нажатии стальной иглы сферолиты не растрескиваются. Под микроскопом диаспор наблюдается преимущественно в виде сферолитов (рис. 5), диаметр которых 0,032 — 1 мм, реже — в виде зерен неправильной формы. Термический анализ, произведенный на пирографе Ф. В. Сыромятникова [2], также подтвердил нали-

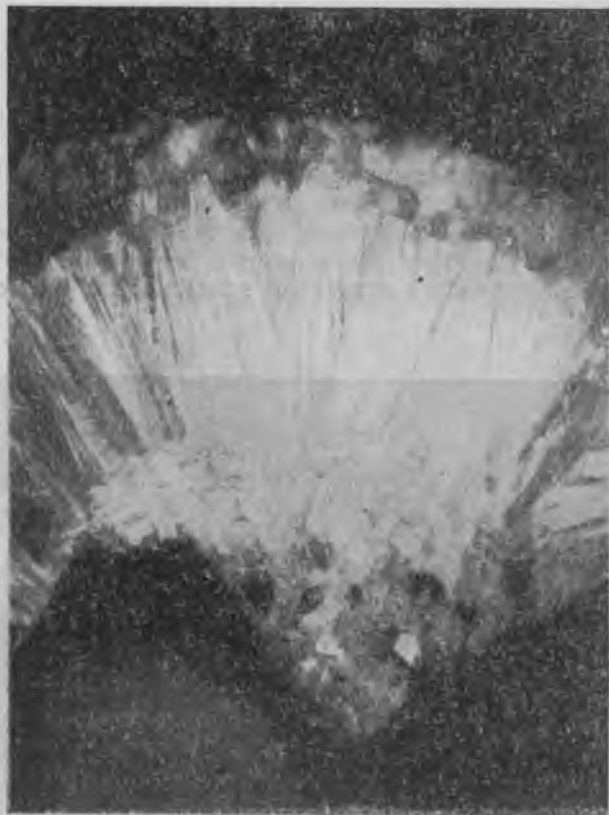


Рис. 3. Агрегаты волокнистых кристаллов кyanита. В нижней части видны мелкие кристаллики корунда. $\times 5$

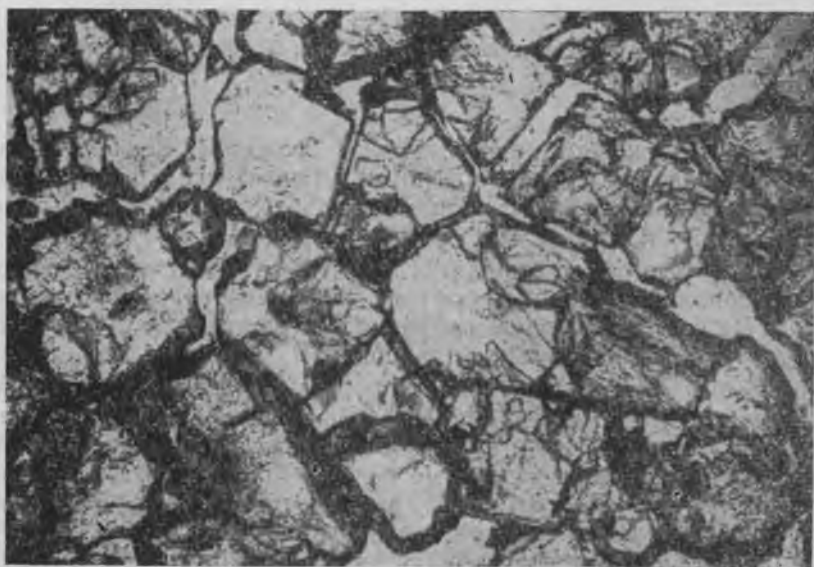


Рис. 4. Корунд в виде зерен неправильной формы. $\times 30$. Без анализатора



Рис. 5. Сферолиты диаспора. $\times 70$. Ник. +

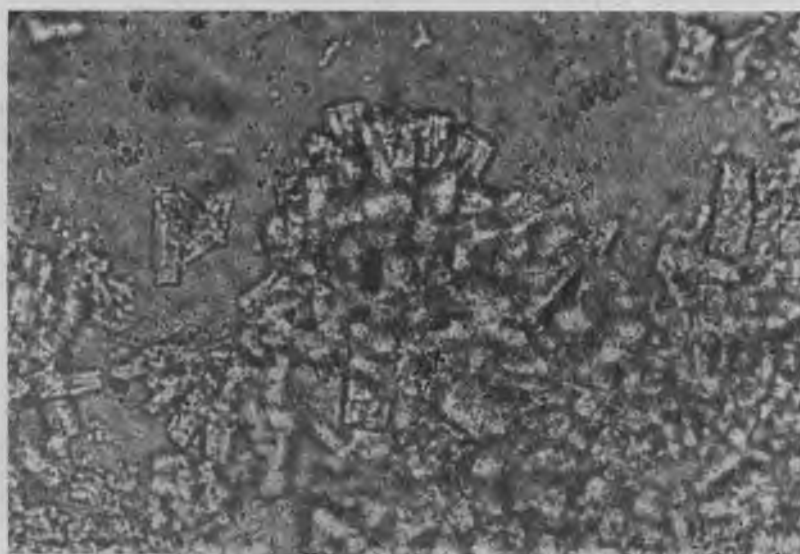


Рис. 6. Столбчатые кристаллы гидрагиллита. $\times 270$. Ник. +

чие диаспора в указанных выше пробах. Эндотермический эффект у диаспора отмечен при 600° , тогда как у бёмита он был отмечен при 654° .

Гидрагиллит совместно с бёмитом был обнаружен в двух опытах в виде налетов на рамке и стенках автоклава и в двух опытах в осадках из рабочего раствора. Гидрагиллит со стенок автоклава и рамки представляет собой корочки белого цвета, обладающие стекляннным блеском. В шлифах он имеет вид хорошо огранных столбчатых кристаллов (рис. 6), бесцветный. Как указывалось выше, осадки из рабочего

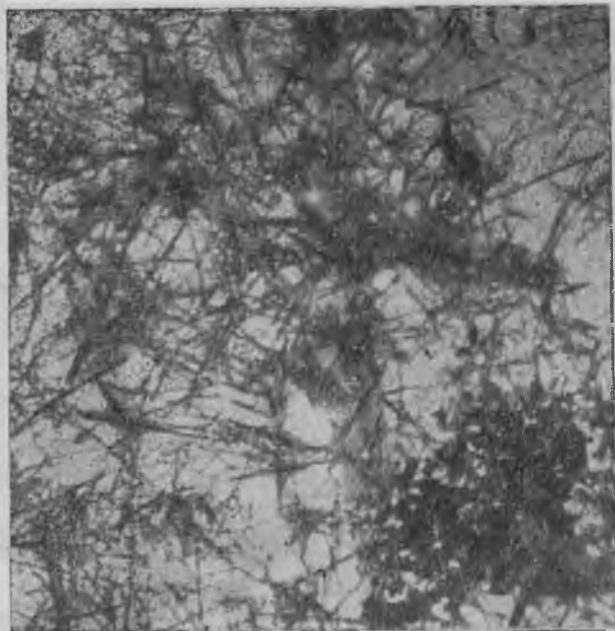


Рис. 7. Гидраргиллит (короткостолбчатые кристаллы в правом нижнем углу) и бёмит (игольчатые кристаллы). $\times 10\,000$

раствора представляют собой порошок белого цвета с размером частиц $1\ \mu$ и меньше. Электронномикроскопическое исследование тонких осадков из рабочего раствора показало, что гидраргиллит в них находится

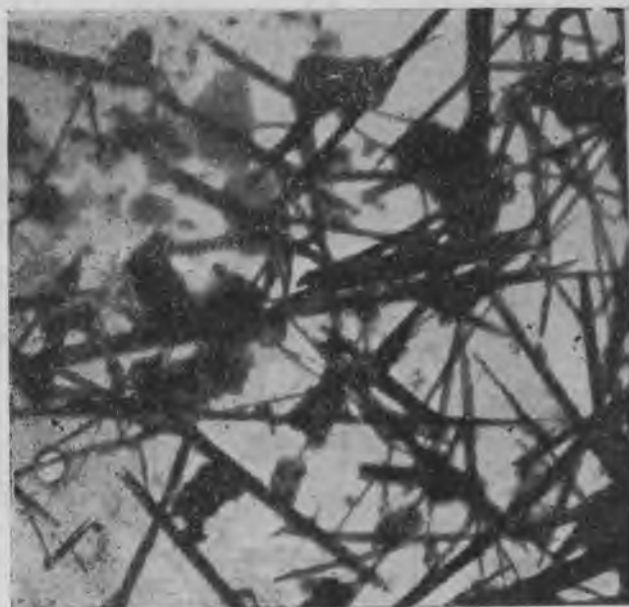


Рис. 8. Образования неправильной формы $\phi\text{-Al}_2\text{O}_3$ среди игольчатых кристаллов бёмита. $\times 10\,000$

вместе с бёмитом, но преобладает последний. На рис. 7 представлен электронномикроскопический снимок гидраргиллита с бёмитом. Гидраргиллит наблюдается в виде столбчатых кристаллов, а бёмит — в виде игольчатых кристаллов.

В двух случаях при рентгеновском фазовом анализе осадков из рабочих растворов в смеси с бёмитом были обнаружены такие формы глинозема, как ϑ — Al_2O_3 и κ — Al_2O_3 . По данным Х. П. Руксби [1], ϑ — Al_2O_3 представляет собой промежуточную форму при переходе γ -глинозема в α -глинозем, обусловленную разными размерами кристаллов. Кристаллическая структура ϑ — Al_2O_3 еще не расшифрована. Х. П. Руксби считает, что κ — Al_2O_3 представляет собой неоднородный кристаллический материал сложного состава. В чистом виде, т. е. без примесей γ , δ - или ϑ -глинозема, эта форма не была получена. Причина образования ее пока остается неясной. Следует отметить, что две формы глинозема (ϑ — Al_2O_3 и κ — Al_2O_3) были обнаружены нами лишь с помощью рентгеновского фазового анализа.

На электронномикроскопических снимках ϑ — Al_2O_3 (рис. 8) и κ — Al_2O_3 наблюдаются в виде образований неправильной формы среди игольчатых кристаллов бёмита.

Выводы

1. При гидротермальном синтезе наряду с монокристаллами корунда образуются другие кристаллические фазы в виде «налетов» на гранях кристаллов и стенках автоклава, осадков в оставшейся шихте и тонких осадков, оседающих из рабочих растворов после опыта.

2. «Налеты» состоят в большинстве случаев из бёмита ($\approx 65\%$), корунда ($\approx 20\%$) и диаспора ($\approx 10\%$), а иногда гидраргиллита ($\approx 5\%$). В остатках шихты и осадках из рабочих растворов также преобладает бёмит. Иногда совместно с бёмитом в осадках образуются ϑ — Al_2O_3 и κ — Al_2O_3 .

Дальнейшие исследования позволят связать наличие указанных выше форм глинозема с условиями проведения синтеза корунда.

Пользуясь случаем, авторы статьи приносят благодарность В. П. Бутузову за ценные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руксби Х. П. Окислы и гидроокислы алюминия и железа. Рентгеновские методы определения минералов глин. Сб статей. Изд-во иностр. лит., 1955.
2. Сыромятников Ф. В. Новый прибор для фотографической регистрации кривых нагревания (пирограф). Сб. «Исследование минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1955.
3. Эрвин Г. и Осборн Е. Система $Al_2O_3 - H_2O$. Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1954.
4. Laubengauer A. W., Weisz R. S. A hydrothermal study of equilibria in the system alumina — water. Am. Chem. Soc., v. 65, 1943.
5. Laudise R. A., Ballman A. A. Hydrothermal synthesis of sapphire. Am. Chem. Soc., v. 80, № 11, 1958.

И. Н. Аникин, К. Н. Рудин

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ИСКУССТВЕННОГО ФТОРФЛОГОПИТА И ДРУГИХ ПРОДУКТОВ СИНТЕЗА

С целью изучения кристаллизации слюды использовалась шихта, состав которой отвечает теоретическому составу фторфлогопита ($KMg_3 [AlSi_3O_{10}]F_2$) с добавлением различного количества фторидов (2—40 вес. %), понижающих температуру плавления и вязкость слюдяного расплава (табл. 1).

Кристаллизация проводилась в молибденовых печах сопротивления (рис. 1) с водородной защитной средой в герметичных железных тиглях [2, 13]. Для опытов использовались сварные тигли из малоуглеродистой стали (сталь 3 — сталь 10) или из железа «Армко», что давало возможность изготовлять тигли любой формы и объема.

Засыпка шихты в тигель по мере ее плавления производилась через выводную трубку, приваренную к тиглю и выходящую за пределы печного пространства. Через эту же трубку размещивался расплав и брались его пробы. Через выводную трубку можно также вводить термopару. После установки необходимого режима трубка закрывалась пробкой или ватным тампоном.

В результате проведенных опытов установлено, что железо почти не реагирует с силикатным расплавом, а лишь слегка травится им: после окончания опыта внутренняя поверхность железного тигля становится блестящей, серебристо-белой.

В связи с тем, что на стенках тигля всегда присутствуют хорошо растворимые в силикатном расплаве окислы железа (ржавчина), которые загрязняют расплав, а следовательно, и слюду, пустой тигель определенное время выдерживался в печи в водородной атмосфере при высокой температуре для восстановления окислов железа до чистого металла. Благодаря такой операции содержание железа в получаемой слюде значительно снижалось.

Вся шихта засыпалась в тигель, разогретый до температуры выше точки плавления слюды (1380—1400°C). В таких случаях шихта сразу плавится, а выделяющиеся газообразные продукты растворяются в силикатном расплаве, вследствие чего потери летучих компонентов резко сокращаются.

При описанном способе загрузки тигля опыты с шихтой стехиометрического состава, но с различными вариациями компонентов ($KF \cdot 0,5 MgF_2 \cdot 2,5 MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 0,5 Al_2O_3$; $KF \cdot \frac{1}{3} AlF_3 \cdot 3MgO \cdot \frac{1}{3} Al_2O_3$ и др.) (табл. 1) дают одинаковые результаты. Встречающиеся в литературе

Таблица 1

Состав шихты для получения искусственного фторфлогопита и его оптические свойства

№ опыта	Состав исходного материала (шихты)	Показатели преломления			Угол оптических осей (отрицательный) в градусах
		n_g	n_m	n_p	
1	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 40\% KF$	1,546	1,545	—	1-2
2	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 10\% KF$	1,546	1,545	—	1-2
3	$\frac{1}{2} K_2CO_3 \cdot 2 MgO \cdot MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot Al_2O_3 + 5\% KF$	1,546	1,545	—	2-3
4	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 10\% KF$	1,552	—	1,525	2-3
5	$\frac{1}{2} K_2SiF_6 \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$	1,549	—	1,519	2-3
6	$\frac{1}{2} K_2SiF_6 \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$	1,552	—	1,524	5-6
7	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 1\% MgF_2$	1,550-1,553	1,549-1,551	—	3-4
8	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,555	—	1,526	6-8
9	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 2,6 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—	2-3
10	$0,1139 K_2SiF_6 \cdot 0,8085 MgO \cdot 0,1137 Al_2O_3 \cdot 0,5109 SiO_2$	1,546	1,545	—	1-2
11	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$	1,549	1,548	—	2-4
12	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—	3-5
13	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—	10-12

Продолжение табл. 1

№ опыта	Состав исходного материала (шихты)	Показатели преломления			Угол оптических осей (отрицательный) в градусах
		Ng	Nm	Np	
14	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 \cdot 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—	1—2
15	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 2 \frac{1}{2} \frac{0}{10} K_2SiF_6$	1,552	1,551	—	1—2
16	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 2 \frac{1}{2} \frac{0}{10} MgF_2$	1,549	1,548	—	3—5
17	$\frac{1}{2} K_2CO_3 \cdot 2 MgO \cdot MgF_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 \cdot 3 SiO_2$	1,549	1,549	—	4—5
18	$\frac{1}{2} K_2SiF_6 \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 2\% MgF_2$	1,543	1,543	—	2—4
19	$\frac{1}{3} K_2SiF_6 \cdot 3 MgO \cdot 2 \frac{2}{3} SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + \frac{1}{6} 4\% K_2CO_3$	1,549	1,549	—	2—3
20	$\frac{1}{2} K_2CO_3 \cdot 2 MgO \cdot MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$	1,552	1,551	—	2—4
21	$K_2SiF_6 \cdot 3 MgO \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$	1,549	1,549	—	5—7
22	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2CO_3$	1,546	1,546	—	6—8
23	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—	8—10

Продолжение табл. 1

№ опыта	Состав исходного материала (шхалты)	Показатели преломления		Угол оптических осей (отрицательный) в градусах
		N_g	N_m	
24	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,552	1,551	—
25	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—
26	Переплавленная слюда опыта № 14	1,550—1,552	1,550—1,552	—
27	$KOH \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3$	1,548	1,548	—
28	Переплавленная слюда опыта № 8 и 14	1,549	1,548	—
29	Переплавленная слюда опыта № 14	1,549	1,548	—
30	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—
31	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 2\% MgF_2$	1,552	1,551	—
32	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% K_2SiF_6$	1,549	1,548	—
33	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 10\% K_2CO_3$	1,546	1,545	—
34	$KF \cdot 2 \frac{1}{2} MgO \cdot \frac{1}{2} MgF_2 \cdot 3 SiO_2 \cdot \frac{1}{2} Al_2O_3 + 5\% MgF_2$	1,546—1,552	1,545—1,551	—

рекомендации относительно преимуществ того или иного состава шихты [3, 7, 11, 14], а также отдельных фторидов — кремнефтористого калия (K_2SiF_6), фтористого калия (KF), фтористого магния (MgF_2) и др.

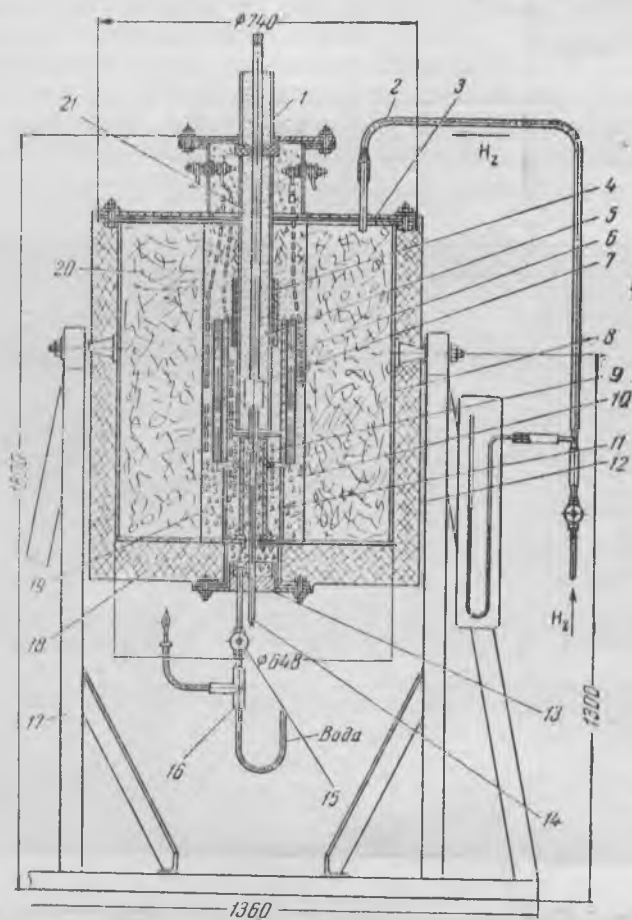


Рис. 1. Молибденовая печь сопротивления с водородной защитной средой для кристаллизации слюды
 1 — верхняя малая крышка; 2 — трубопровод подачи водорода; 3 — верхняя большая крышка; 4 — верхний нагреватель; 5 — труба экран; 6 — боковые нагреватели (верхний и нижний); 7 — тигель; 8 — корпус печи; 9 — донный нагреватель; 10 — обечайка боковых нагревателей; 11 — обечайка донного нагревателя; 12 — обшивка наружной изоляции; 13 — нижняя крышка; 14 — карман термомпары; 15 — вентиль, регулирующий подачу водорода; 16 — холодильник для отделения воды; 17 — станина печи; 18 — асбестовая вата; 19 — ультра-легковес; 20 — алундовая крошка; 21 — окись алюминия

объясняются тем, что в проводившихся ранее опытах по кристаллизации слюды система не была герметичной, и шихта загружалась в холодный тигель (при комнатной температуре), а затем уже разогревалась до температуры плавления. В этих условиях еще до плавления шихты происходило разложение и улетучивание не прореагировавших между собой компонентов (AlF_3 ; $K_2SiF_6 \rightarrow 2KF + \uparrow SiF_4$) [14].

Размеры частиц шихты не должны быть особенно большими. Чем мельче частицы, тем быстрее они реагируют между собой, быстрее достигается гомогенизация расплава, уменьшаются потери летучих. Однако шихта не должна быть и слишком мелкой, так как при засыпке пылевидной шихты заметное количество ее выдувается восходящими из тигля потоками горячего газа. Таким образом, утверждения некоторых исследователей о необходимости измельчать шихту до величины 200 меш или даже растирать ее со спиртом для более равномерного распределения компонентов, являются необоснованными. В жидком подвижном расплаве перемешивание происходит произвольно в течение нескольких часов.

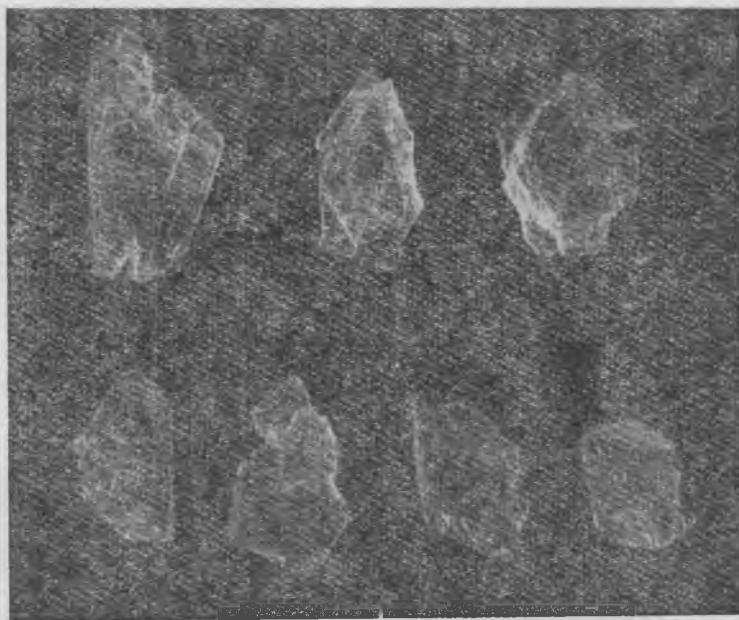


Рис. 2. Пластинки искусственного фторфлогопита. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Нами использовалась шихта с размерами частиц фтористого калия, двуокиси кремния и окиси магния 0,5—2,0 мм. Для более быстрого получения гомогенного расплава содержимое тигля перемешивалось молибденовой мешалкой. В ряде опытов расплав выдерживался при температуре 1380—1400°C от нескольких часов до нескольких суток. После этого определялась температура кристаллизации и температура плавления, причем наблюдалось заметное переохлаждение расплава, достигавшее 20—30°C. Температура замерялась с помощью железо-молибденовых термопар, специально проградуированных по эталонной платинородий-платиновой термопаре.

После получения гомогенного расплава температура автоматически снижалась по заданному режиму.

С целью выяснения возможности кристаллизации слюды из раствора в расплаве [1,2] при возможно более низких температурах и вязкостях использовалась шихта фторфлогопитового состава, в которую добавлялось от 2 до 40 вес. % фторидов. Однако опыты показали, что слишком большой избыток фторидов, в особенности фтористого калия (больше

10%), приводит к усилению кристаллизации форстерита, шпинели и других минералов, а сама слюда кристаллизуется в незначительном количестве, кристаллы ее мелкие и тонкие, часто деформированные, изогнутые. При содержании около 10% фторидов толщина кристаллов слюды значительно больше, но в этом случае они отличаются заметной хрупкостью. Во избежание этого в последующих опытах в шихту вводилось не более 5% фторидов.

Продукты синтеза определялись по морфологическим особенностям, показателям преломления, замеру угла оптических осей, осности кристаллов, оптическому знаку минерала, характеру удлинения, твердости, удельному весу, растворимости в кислотах, щелочах и др.



Рис. 3. Стадии кристаллизации слюды
1 — пластинки слюды; 2 — волокнистые агрегаты слюды; 3 — веерообразные агрегаты слюды, перемежающиеся со стеклом; 4 — стекло. $\times 100$. Ник. +

Фторфлогопит. Слюда, представленная фторфлогопитом, образует главным образом пластинчатые агрегаты, реже чешуйки и хорошо ограниченные кристаллы. Последние имеют гексагональную или субгексагональную и удлиненно-таблитчатую форму.

Отчетливо наблюдаются лучистые, радиально-лучистые, веерообразные агрегаты, иногда с необычайно тонкими лепестками слюды, розетки сферолитов, сноповидные пучки, особенно хорошо наблюдаемые в шлифах при большом увеличении. Пластинки фторфлогопита обычных форм и размеров показаны на рис. 2.

В некоторых опытах можно проследить (при исследовании прозрачных шлифов под микроскопом) стадии формирования слюды (опыт № 21 и др.): пластины слюды — сноповидные (местами волокнистые и лучистые) агрегаты слюды — веерообразные агрегаты слюды, перемежающиеся со стеклом, — стекло (рис. 3).

Следует различать несколько генераций слюды, отличающихся по времени образования. При критическом переохлаждении расплава кристаллизация в различных местах тигля начинается почти одновременно,



Рис. 4. Последовательность выделения слюды
1 — первая генерация; 2 — вторая генерация. $\times 100$. Ник. +

особенно при равномерном его охлаждении. В ходе кристаллизации одни из зародившихся пластин слюды опережают рост других пластин и пересекают расплав в различных направлениях (рис. 4, 5). В нерас-

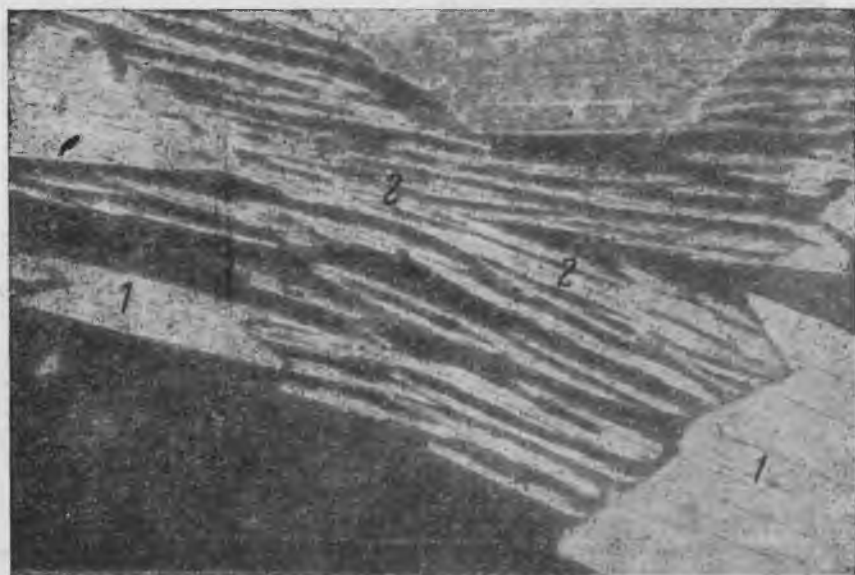


Рис. 5. Две генерации слюды, свидетельствующие о перерыве кристаллизации
Слюда первой генерации (1), послужившая затравкой для волокнистых выделений следующей генерации (2). $\times 100$. Ник. +

кристаллизованных участках расплава происходит развитие пластин последующих генераций. Эти пластины пересекаются друг с другом и с первично образовавшимися пластинами, вращая в них. Таким образом, весь объем тигля оказывается разбитым на отдельные многогранники обычно искаженного тетраэдрического облика, ограниченные плоскостями образовавшихся пластин слюды (рис. 6). Внутри многогранников часто зажаты металлические включения, стекло, форстерит и др. Вследствие почти хаотичного пересечения пластин площадь свободно выделяемых кристаллов резко сокращается, хотя в слитке она и кажется большой.

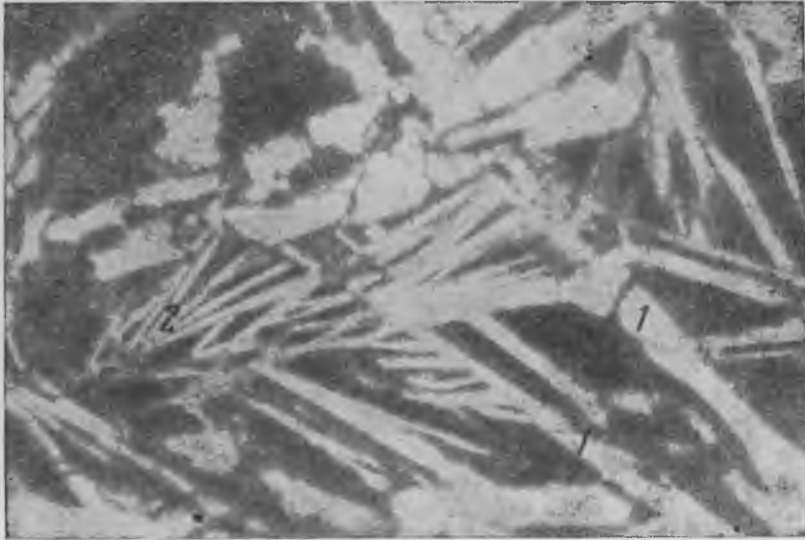


Рис. 6. Стадии кристаллизации слюды
1 — слюда первой генерации; 2 — выделения последующих генераций. $\times 100$. Ник. +

Обычно чем дальше от дна тигля, тем пластины слюды приобретают более вертикальное положение. В слитках, полученных при большом вертикальном температурном градиенте, наблюдается ясно выраженная вертикальная ориентировка пластин слюды, увеличение полезной площади и толщины. Но в основном пластины все же ориентированы беспорядочно и пересекаются в горизонтальной плоскости. Наибольшая толщина монокристалльных пластин 2—4 мм. Размеры пластин слюды колеблются в широких пределах, в лучших опытах они соразмерны диаметру тигля (20—40 мм). Наиболее крупные пластины, достигающие несколько сантиметров в длину, принадлежат первой генерации; пластины второй и последующих генераций не превышают 1 см и меньше в поперечном сечении и десятые доли миллиметра в толщину.

При свободном росте кристаллов, особенно в последние стадии, образуются хорошо ограненные шестигранные прозрачные кристаллы слюды заметной толщины. Часто на внутренних поверхностях усадочных раковин слитка они образуют друзы, рост которых происходит, видимо, из остаточных частей расплава. Такие друзы кристаллов, образующиеся при кристаллизации слюды, отмечались многими исследователями [5, 9].

При больших скоростях роста образуются зональные кристаллы слюды (рис. 7); часто такие кристаллы разбиты тончайшими извилистыми микротрещинами, создающими мозаичный узор. Нередко в пластинках слюды с ясно выраженным зональным ростом наблюдаются газовые включения. Пластинки слюды, полученные из газовой фазы [2], а также возникшие в усадочных раковинах, лишены подобных дефектов.

Оптические свойства¹. Колебания показателей преломления фторфлогопита в общем невелики и ограничиваются следующими пределами: $N_g=1,543-1,555$, $N_m=1,543-1,554$, $N_p=1,519-1,534$; но чаще всего $N_g=1,549$, $N_m=1,548$. Как известно, у естественной слюды $N_g=1,558-1,565$, $N_m=1,558-1,564$ [4, 6, 8].

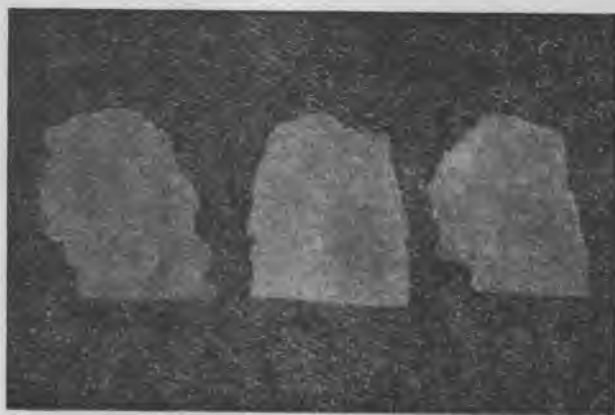


Рис. 7. Зональный кристалл слюды, расщепленный по спайности. *Нат. вел.*

Угол оптических осей фторфлогопита равен $2-5^\circ$, редко больше и только в единичных случаях достигает 12° . Оптический характер фторфлогопита отрицательный, удлинение положительное, погасание почти прямое.

Окраска. Полученная слюда макроскопически большей частью бесцветная, а также светло-серая, реже темно-серая с желтоватым, лиловым и зеленоватым оттенком. Оттенки обусловлены наличием примесей и включений. Так, добавка фтористого калия придает слюде обычно зеленоватую или серовато-зеленоватую окраску, содержание окислов железа — желтоватую.

Микротвердость. Интересные результаты получены при измерении твердости пластинок фторфлогопита из расплава и газовой фазы, произведенном на твердомере ПМТ-3. Замеры на слюде из расплава произведены в двух образцах (опыты № 26 и 31). В первом опыте сделано 17 замеров, среднее значение которых равно $108,1 \text{ кг/мм}^2$. По шкале Мооса эта твердость близка 3.

Во втором опыте сделано 18 замеров и получено среднее значение $122,3 \text{ кг/мм}^2$, что в переводе на шкалу Мооса несколько больше 3.

В одном из опытов (№ 13) произведен замер твердости кристаллов слюды из газовой фазы. Среднее значение твердости из 25 замеров равно 167 кг/мм^2 , что по шкале Мооса близко 4.

¹ Замеры показателей преломления фторфлогопита и других продуктов синтеза произведены при дневном свете с точностью $\pm 0,003$.

Таким образом, слюда из газовой фазы обладает несколько большей твердостью, чем слюда из расплава. Это доказывается также тем, что пластинки слюды из газовой фазы оставляют ясную черту на пластинках слюды из расплава.

При сравнении твердости искусственной слюды и слюды естественной выяснилось, что обе разновидности искусственной слюды (из расплава и газовой фазы) имеют большую твердость, чем слюда естественная.

Химический состав¹. Как видно из табл. 2, состав полученной слюды близок к теоретическому. Наиболее отклоняется от нормы содержание фтора и калия, что вполне понятно, так как в ряде опытов содержание этих элементов в шихте специально изменялось; кроме того, эти элементы являются наиболее летучими. Необходимо отметить, что в слюде, полученной путем перекристаллизации синтетической слюды, количество фтора сокращается с 9 до 6% (опыт № 28).

В опытах (№ 2, 5, 6), в которых еще не производилось прокаливание тигля, отмечается значительное количество окислов железа. В остальных опытах, т. е. при прокаливании тигля, содержание железа резко сократилось, и оно было представлено главным образом двухвалентным железом, восстановленным из трехвалентного и еще не успевшим восстановиться до металла.

Во всех опытах слюда содержала заниженное количество двуокиси кремния, причем нами использовался реактив двуокиси кремния марки «ч.д.а.» или «для люминофоров» чрезвычайно высокой дисперсности. Впоследствии выяснилось, что мелкодисперсную двуокись кремния невозможно довести до постоянного веса, так как этот порошок легко адсорбирует на своей поверхности влагу и различные газы, количество которых иногда достигает 25% (в зависимости от влажности и температуры воздуха). Удаляются адсорбированные вещества с большим трудом при прокаливании двуокиси кремния, но затем снова ею поглощаются. В связи с этим в каждом опыте очень трудно вводить в шихту постоянные количества двуокиси кремния. Чтобы избежать этого, мы в дальнейшем использовали толченый кварц или речной кварцевый песок с крупностью частиц 0,1—0,25 мм, предварительно промытый в соляной кислоте, отмытый водой и прокаленный при температуре 800—900°.

Вероятно, вследствие непостоянства состава шихты, а также неизбежных потерь (до 2—3%) при кристаллизации расплава возникали в небольшом количестве те или иные посторонние минералы и стекло.

Стекло. Между радиально-лучистыми агрегатами или пластинами слюды часто зажаты стекловидные, во многих случаях опаловидные включения в виде прослоев, корочек, остроугольных осколков. На стенках тигля отмечается стекло каплевидной формы. Нередко, особенно при неполной раскристаллизации расплава, в стекле наблюдаются дендритовидные образования различной формы (рис. 8,9). Наиболее обычные из них состоят из главного ствола дендрита и отходящих от него под прямым или косым углом первичных ветвей, часто неодинаковых размеров. Стекловидные включения в слюде неоднородны и различаются главным образом по окраске и показателям преломления. Часто цвет слитка обусловлен наличием в нем равномерно распределенных окрашенных включений стекла — сероватых, зеленоватых, бурых. Иногда образуется голубоватое стекло в виде корочек и наплывов, свойства которого

¹ Химические анализы синтетической слюды выполнены аналитиками Всесоюзного научно-исследовательского института пьезооптического минерального сырья Н. В. Огородновой, М. А. Наумовой и М. Г. Николаевой.

Таблица 2

Химические анализы искусственного фторфлогопита

№ опыта	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	F	F=O	Примечание
1	37,60	0,03	2,41	11,32	1,00	28,30	14,13		8,64	3,64	Без прокаливании тигла
2	42,60	0,40	4,44	13,10	0,82	24,30	10,53	Нет	7,52	3,17	
3	42,30	Нет	3,94	15,60	0,35	24,80	8,44		8,69	3,66	Без прокаливании тигла
3а	41,23		2,99	13,21	0,80	26,89		*	9,59	4,04	
3б	38,97	1,02	1,69	10,89	0,71	27,4	15,19	Нет	7,96	3,35	
4	38,64	Нет	1,34	12,34	1,02	27,64	15,99	*	10,33	4,34	Без прокаливании тигла
4а	41,36	*	1,57	16,97	0,30	24,73	10,42	9,95	8,84	3,72	
5	42,46	*	4,87	11,52	0,87	26,22		Нет	6,51	2,74	
5а	40,43	1,13	7,65	10,84	0,79	25,25	9,71		9,65	4,06	Без прокаливании тигла
6	40,60	2,37	2,57	10,77	0,82	25,45	12,59	0,36	6,33	2,66	
7	41,34	0,34	1,11	12,63	1,74	26,15	11,79		8,35	3,52	Без прокаливании тигла
8	41,71	0,46	1,85	11,07	0,77	28,30	10,52		9,19	3,87	
8а	41,23	0,46	1,58	12,31	1,31	28,79	7,75		10,48	4,41	Без прокаливании тигла
8б	41,06	0,48	1,43	12,36	0,79	28,20	7,98		10,18	4,29	
9	42,17	0,32	1,70	12,91	1,24	29,23	5,76		11,53	4,85	Без прокаливании тигла
10	37,28	0,39	1,28	11,71	1,72	27,60	11,76		14,26	6,00	
14	42,18	0,11	0,92	12,44	0,53	28,75	10,85	0,07	6,97	2,93	Без прокаливании тигла
14а	42,27	0,13	0,93	12,19	0,65	27,98	10,85	0,04	3,22	3,22	
28	41,30	0,12	0,61	13,82	2,20	26,10	12,31		6,1	2,56	Без прокаливании тигла
30	39,83	0,18	2,42	14,90	1,80	24,31	14,01		4,56	1,91	
32	40,88	0,22	2,24	12,16	1,80	24,34	14,72		6,27	2,63	Без прокаливании тигла
32а	36,80	0,27	2,70	12,33	1,80	25,53	16,87		6,55	2,75	
Теоретический состав слюды	42,79			12,10		28,71	11,18		9,02	3,8	

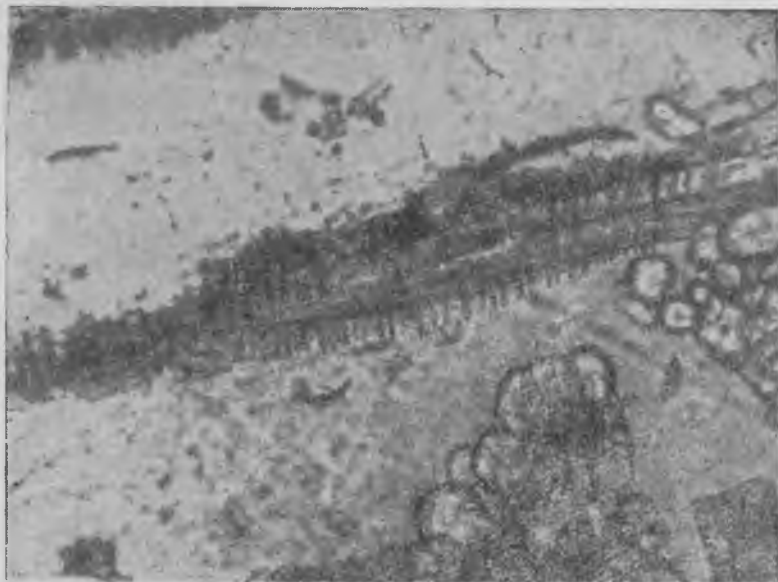


Рис. 8. Начальная стадия раскристаллизации стекла в дендритовидные образования. $\times 100$. Ник. ||

близки или аналогичны свойствам лешательерита. Наблюдаются также опаловидные бесцветные, голубоватые и молочно-белые образования в виде плотной опалесцирующей массы, разбитой трещинами. Все стеклоподобные включения нерастворимы в кислотах.

Несмотря на относительное сходство химических составов шихты, стекла значительно различаются по показателям преломления.



Рис. 9. Дендриты металлических примесей в стекле. $\times 100$. Ник. ||

Наиболее низкий показатель преломления стекла (1,462) отмечен в опыте № 18. Такое стекло встречается редко. Наиболее высокий показатель преломления (1,593) имеет стекло, обнаруженное в опыте № 11. Следует отметить, что в этом же опыте наряду с указанным стеклом обнаружены и другие разновидности его с показателями преломления 1,500, 1,522, 1,525 и др. Но в большинстве случаев диапазон колебания показателей преломления стекла сравнительно небольшой (1,500—1,525).

Металлические включения. Во многих опытах в том или ином количестве присутствуют металлические включения, поступающие в расплав от стенок железного тигля. Они хорошо видны под бинокулярным микроскопом.

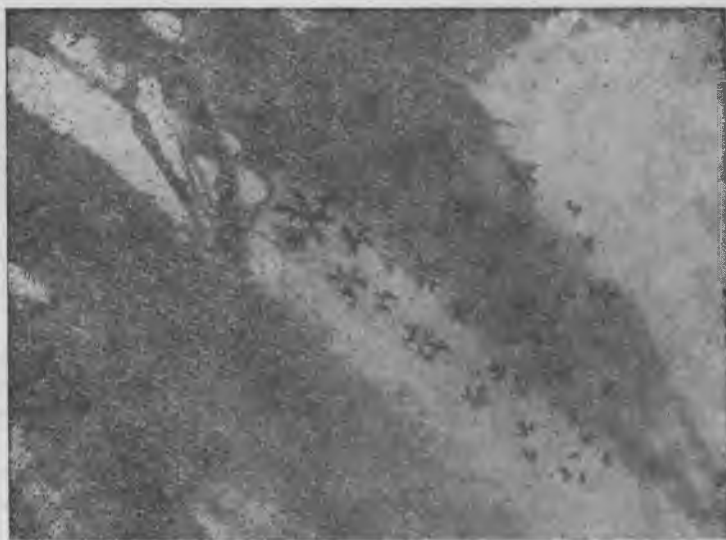


Рис. 10. Звездчатые дендриты магнетита в пластинках слюды.
×25. Ник. II

Металлические включения сосредоточены в основном в тех частях слитка, которые прилегают к стенкам тигля. Они представляют собой каплевидные, точечные или пылевидные частицы, часто едва заметные даже при больших увеличениях.

В пластинах слюды металлические включения расположены отдельными пятнами. В центре таких пятен находятся наиболее крупные оплавленные каплевидные частицы, как бы разъедающие пластины слюды. Размер этих частиц достигает десятых долей миллиметра. Вокруг них расположены более мелкие точечные включения, не имеющие строгих очертаний. Точечные включения оставляют в пластинах слюды мелкие углубления. Площадь ореола этих включений несколько больше размера каплевидных частиц. Еще дальше от оплавленных частиц, ближе к периферии, наблюдаются пылевидные включения, создающие в пластинах слюды замутненный (дымчатый) ореол. В общей сложности включения имеют округлые или эллипсовидные очертания.

В некоторых опытах наблюдаются дендриты металлических примесей, имеющие характерную ветвистую форму, а также звездчатые металлические включения лучистой формы, причем эти лучи часто расположены по отношению друг к другу под углом примерно 120° (рис. 10).

Иногда металлические включения представлены чешуйчатым гематитом. В некоторых опытах в пластинах слюды образовались кристаллы гематита ромбоэдрического облика, а также таблички с ясно выраженными пирамидальными гранями. Изредка наблюдаются хорошо образованные кристаллы магнетита, которые усеивают пластины слюды и особенно отчетливо фиксируются на шестоватых табличках форстерита (рис. 11).



Рис. 11. Шестоватые таблички форстерита, усеянные кристаллами магнетита. $\times 17$

Содержание соединений железа в слюде подтверждается данными химических анализов:

Номер опыта	Содержание Fe_2O_3 (%)	Содержание FeO (%)
2	0,40	4,44
5	—	4,87
5a	1,13	7,65
6	2,37	2,57
7	0,34	1,11
8б	0,48	1,43
9	0,32	1,70
10	0,39	1,28
14	0,11	0,92

Наличие в слюде металлических включений различных размеров, а также включений гематита и магнетита является, вероятно, следствием восстановления окислов железа в водородной среде до чистого металла по схеме $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{FeO} \rightarrow \text{Fe}$.

Форстерит. Среди минералов, сопровождающих кристаллизацию слюды, в наибольшем количестве присутствует форстерит (опыты № 13, 17, 26, 28, 29 и др.). Он образуется преимущественно в донной части слитков вместе со слюдой или в виде самостоятельных отдельных скоплений. Обычно с удалением от донной части слитка, по мере увеличения

количества слюды, содержание форстерита уменьшается или он вообще отсутствует.

Местами форстерит как бы зажат между беспорядочно расположенными пластинами слюды, что создает впечатление о более раннем его выделении. Иногда, наоборот, внутри отдельных кристаллов форстерита отчетливо наблюдаются радиально-лучистые агрегаты слюды (опыт № 19 и др.). На рис. 12 ясно видно заполнение форстеритом трещин в пластинах слюды. В некоторых опытах на шестоватых табличках форстерита хорошо фиксируются кристаллы шпинели и тонкие лепестки слюды.

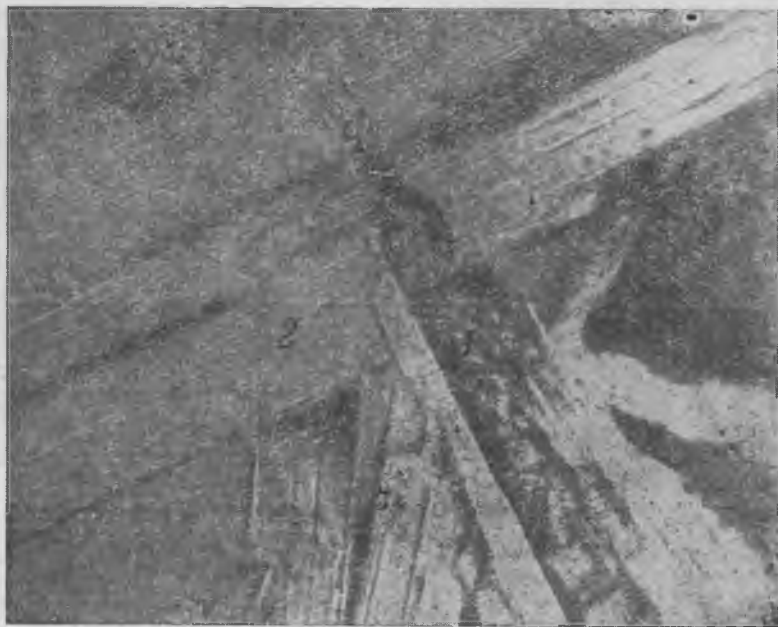


Рис. 12. Форстерит, заполняющий трещины во фторфлогопите
1 — форстерит; 2 — фторфлогопит. $\times 100$. Ник. ||

Форстерит представлен хорошо образованными призматическими таблитчатыми, реже игольчатыми кристаллами длиной до 10 мм. Встречаются и очень мелкие кристаллы (размером в десятые доли миллиметра), расположенные обычно между пластинками слюды. Иногда образуются радиально-лучистые агрегаты форстерита. Во всех случаях оптические свойства минерала одни и те же: двуосный, отрицательный, с отрицательным удлинением. Показатели преломления почти не отличаются от показателей преломления природного форстерита: $N_g = 1,668$, $N_r = 1,638$.

Кристаллы форстерита (рис. 13) бесцветные с едва заметным зеленоватым оттенком, прозрачные, со стекляннным блеском; часто они находятся в сростании со слюдой, шпинелью и другими искусственными минералами.

Шпинель. При кристаллизации фторфлогопита сравнительно часто появляется обычная (магнезиальная) шпинель с ясно выраженной изотропностью (опыты № 11, 13, 14, 17 и др.). Как правило, это хорошо



Рис. 13. Облик кристаллов форстерита. $\times 100$. Ник. ||

образованные кристаллы, представленные главным образом кубооктаэдрами и октаэдрами (рис. 14). Шпинель обычно сгруппирована в отдельных участках и хорошо выделяется на светло-сером фоне слитков. Она в основном бесцветная, водяно-прозрачная, реже светло-дымчатая,



Рис. 14. Кристалл шпинели. $\times 30$

нежно-розовая, буровато-коричневая. Показатели преломления шпинели не выходят за пределы 1,716—1,728. Изредка наблюдается шпинель с показателем преломления 1,767, представленная плеонастом. Принадлежность этой шпинели к плеонасту подтверждается спектральным анализом. Кристаллы шпинели невелики и не превышают 1 мм в поперечнике.

Корунд. Корунд образует пластинчатые, пирамидальные, изредка дипирамидальные, иногда боченковидные формы. Для некоторых его

форм, особенно боченковидных и дипирамидальных, характерна ясно выраженная штриховка на гранях. Местами отчетливо видна зональная структура. Этот минерал обладает отчетливо выраженной одноосностью, оптический характер его отрицательный, показатели преломления почти совпадают с показателями преломления природного корунда: $N_o = 1,767-1,768$, $N_e = 1,760$. Кристаллы корунда обычно бесцветны или имеют слабо-розоватый оттенок и весьма отчетливо выделяются на общем фоне слитков. Размеры кристаллов ограничиваются десятками долями миллиметра.

Лейцит. Как известно, лейцит при изменении температурных условий претерпевает полиморфное превращение. Это подтверждено и нашими опытами: в одном случае образовался изотропный минерал с показателем преломления 1,504, в другом случае — двусосный положительный, с $N_g = 1,504$, $1,507$, $N_p = 1,501$. Любопытно отметить, что обе модификации лейцита отмечаются также в одном и том же опыте. Кристаллы лейцита призматические, остропирамидальные, почти шарообразные (со слабо развитыми гранями), удлиненные, в виде друз и др., часто имеющие слегка оплавленный вид. Они бесцветны, прозрачны, иногда с желтоватым оттенком. Подобно корунду и шпинели, лейцит с наиболее ясно выраженными кристаллическими формами получается из газовой фазы [2].

Муллит. По данным некоторых исследователей [7, 9, 10], муллит при кристаллизации слюды образуется в больших количествах, однако в проведенных нами опытах (№ 12, 22) он отмечался довольно редко. Муллит имеет призматически-удлиненные кристаллы с ясно выраженной спайностью. Кристаллы его бесцветные, прозрачные. Минерал двусосный, оптический характер его положительный, $N_g = 1,670$, $N_p = 1,660$.

Гранат обнаружен лишь в одном опыте (№ 11) в донной части слитка. Кристаллы граната близки к ромбододекаэдрам, имеют светлорозовую окраску. Минерал изотропный, показатель преломления равен 1,734.

Кристобалит присутствует в виде сколков остроугольных очертаний. Изредка он имеет игольчатую форму, а иногда — характерную для него скелетную форму. Минерал одноосный, отрицательный, с $N_o = 1,487$, $N_e = 1,484$. По-видимому, он представлен низкотемпературной модификацией.

Тридимит наблюдается совместно с кристобалитом. Он образует кристаллы шестиугольной формы, а также оплавленные пластинки. Тридимит бесцветный или серовато-белый, со стекляннм блеском. В наших опытах встречен только двусосный тридимит (возможно α -тридимит). Оптический характер минерала положительный, $N_g = 1,474$, $N_p = 1,470$.

Калиофилит имеет кристаллы игольчатой или толстопризматической формы. Количество этого минерала в отдельных опытах достигает нескольких процентов. Оптические свойства калиофилита: одноосный, отрицательный, $N_o = 1,532$, $N_e = 1,529$. Показатели преломления полностью совпадают с показателями преломления природного калиофилита.

Кордиерит расположен в слитках беспорядочно. Облик его кристаллов призматический, окраска серая с желтоватым оттенком. Минерал оптически двусосный, отрицательный, $N_g = 1,552$, $N_p = 1,543$.

Силлиманит образуется редко. Он отличается шестоватыми слегка удлиненными кристаллами. Редкие зерна этого минерала разбросаны по всему слитку, но чаще всего они сосредоточены в верхней его части. Силлиманит распознается также по двусосности, положительному характеру и показателями преломления: $N_g = 1,690$, $N_p = 1,669$.

Андалузит в заметном количестве обнаружен только в одном опыте, где содержание его достигало нескольких процентов. Кристаллы андалузита удлиненно-призматические, цвет их светло-зеленоватый, под микроскопом в проходящем свете они бесцветны.

Подобно силлиманиту, андалузит двуосный, положительный. Показатели преломления андалузита значительно ниже показателей преломления силлиманита: $N_g = 1,642$, $N_p = 1,630$.

Хондродит. Единичные зерна хондродита наблюдались лишь в одном опыте. Кристаллы его имеют таблитчатую форму, бесцветные или со слабо желтоватым оттенком. Минерал оптически двуосный, положительный, $N_g = 1,628$, $N_p = 1,600$.

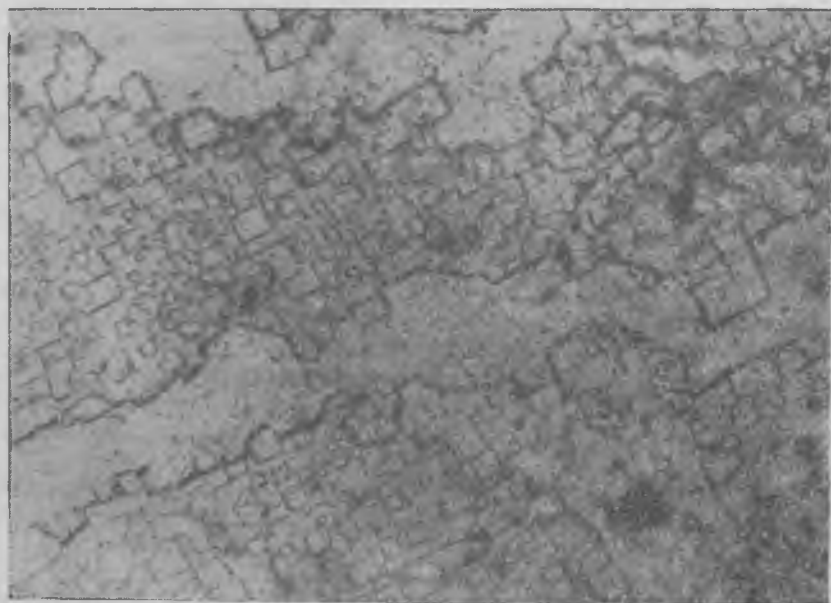


Рис. 15. Кристаллы фтористого калия на поверхности пластинок слюды.
×100. Ник. II

Фтористый калий. Среди фторидов этот минерал образуется в наибольших количествах. Он отмечается между пластинками слюды в виде хорошо образованных кубиков, иногда октаэдров. Минерал изотропен, показатель преломления его, определенный в ацетоне, равен 1,361. Характерная особенность этого гигроскопического вещества состоит в том, что оно, постепенно впитывая влагу, теряет свои обычные формы; на пластинках слюды остаются в таких случаях капли влаги, слиток кажется влажно-жирным на ощупь. Иногда видны закономерно ориентированные параллельные сростки октаэдрических кристаллов со скелетным ростом граней. Кристаллы фтористого калия особенно хорошо наблюдаются в прозрачных шлифах. На рис. 15 показан общий вид кристаллов этого минерала.

Кремнефтористый калий (гиератит) также изотропен, но образуется при кристаллизации слюды значительно реже фтористого калия. Расположен этот минерал в слитках беспорядочно. Распознается он по форме кристаллов (куб, октаэдр), а также по низкому показателю преломления (ниже, чем у фтористого калия).

Ввиду отсутствия жидкостей с низкими показателями преломления, последние у кремнефтористого калия определялись с помощью ацетона и дистиллированной воды.

Фтористый магний (селлаит) одноосный, положительный. Показатели преломления его значительно выше показателей преломления первых двух фторидов (выше ацетона — 1,361, но ниже первой жидкости — 1,408). В проведенных опытах он обнаружен в небольшом количестве. Это тонкоигольчатые и прямоугольно-таблитчатые кристаллы, образующие беспорядочные сростки и обладающие ясно выраженной спайностью по двум взаимно-перпендикулярным направлениям. Минерал бесцветный, цвета интерференционной окраски — темно-серые.

Следует отметить, что нами охарактеризованы лишь достоверно выявленные минералы, но, вероятно, при кристаллизации слюды их образуется гораздо больше.

Наблюдения показали, что такие минералы, как форстерит, шпинель и корунд чаще всего появляются при избытке в шихте кремнефтористого калия. Однако во многих случаях строгой зависимости кристаллизации этих минералов от избыточных компонентов не наблюдается.

Выводы

В результате проведенных опытов установлены необходимые условия кристаллизации слюды, облегчающие процесс засыпки шихты в тигли, обеспечивающие минимальные потери летучих компонентов, сокращающие до минимума примеси железа в слюде при работе в герметических железных тиглях.

На основании полученных данных можно сделать следующие выводы:

1. Для приготовления шихты необходимо использовать не аморфную двуокись кремния, а кристаллическую фракцию — кварцевый песок или дробленый кварц.

2. При засыпке шихты в раскаленный тигель не имеет значения для кристаллизации, из каких исходных химических компонентов приготовлена шихта, если только ее состав отвечает теоретическому составу фторфлогопита.

3. Наилучшие результаты получаются при перекристаллизации уже готовой синтетической слюды.

4. При использовании избытков фторидов до 5—10% (при прочих равных условиях) увеличивается толщина образующихся кристаллов слюды, но несколько повышается их хрупкость, а также увеличивается количество посторонних минералов-примесей. Способ кристаллизации с таким избытком фторидов, видимо, следует применять при выращивании кристаллов в условиях отсутствия помех со стороны рядом растущих кристаллов.

5. Кристаллы слюды, полученные в несколько различных условиях кристаллизации, мало отличаются друг от друга как по оптическим свойствам, так и по химическому составу.

6. Микротвердость слюды возрастает в следующем порядке: природная — полученная из расплава — полученная из газовой фазы.

7. Ввиду заметного переохлаждения слюдяного расплава кристаллизацию необходимо вести при наличии затравки; в этом случае возможно получение кристаллов, соразмерных сечению тигля.

8. Показатели преломления полученного фторфлогопита несколько ниже показателей преломления естественного фторфлогопита.

9. Кристаллизация фторфлогопита сопровождается образованием стекла и следующих минералов: форстерита, шпинели, корунда, лейцита, муллита, граната, тридимита, кристобалита, калиофилита, кордиерита, силлиманита, андалузита, хондродита, фтористого калия, кремнефтористого калия, фтористого магния. Их появление, видимо, объясняется некоторым непостоянством состава шихты, а также неизбежностью потерь летучих компонентов при кристаллизации. Кроме того, немаловажную роль при этом играет, вероятно, и тепловой режим при кристаллизации расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Евдокимова Г. В., Аникин И. Н. Некоторые морфологические особенности синтетического фторфлогопита. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.
2. Аникин И. Н. Кристаллизация слюды и других тугоплавких минералов из газовой фазы. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.
3. Бакли Г. Рост кристаллов. Изд. иностр. лит., 1957.
4. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
5. Григорьев Д. П. Синтез и исследование флогопита. Докл. АН СССР, т. 43, № 2, 1944.
6. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. иностр. лит., 1958.
7. Капралов К. В., Корицкий Ю. В., Шефталъ Н. Н. Первые опыты выращивания крупных кристаллов слюды. Сб. «Рост кристаллов». Изд. АН СССР, 1957.
8. Лучицкий В. И. Петрография. Т. 1. Госгеолиздат, 1947.
9. Ямзин И. И., Тимофеева В. А., Шашкина Т. И., Белова Е. Н. и Глики Н. В. Структура и морфологические особенности фторфлогопита и тениолита. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 84, № 4, 1955.
10. Ямзин И. И. Искусственная слюда. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 81, № 3, 1957.
11. Ямзин И. И. и Лейзерзон М. С. Синтетическая слюда, ее свойства и применение. Сб. «Рост кристаллов». Изд. АН СССР, 1957.
12. Лейзерзон М. С. Синтетическая слюда. Получение, свойства, применение. ОНТИ НИИасбестцемента. М., 1958.
13. Штернберг А. А. Выращивание кристаллов из расплава регулируемым отводом тепла. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2., 1960.
14. Eitel W., Hatch R. A., Denny M. V. Syntetic mica investigations, II: The role of fluorides in mica bath reactions. Am. Ceram. Soc. 36, 10, 1953

В. Г. Ноздрина, А. А. Штернберг

К ВОПРОСУ О ВЫРАЩИВАНИИ КРИСТАЛЛОВ СЛЮДЫ

После работы К. Д. Хрущева, получившего флогопит из фторсодержащих расплавов [1], и исследований Д. П. Григорьева [2], разъяснивших роль фтора в синтетических слюдах, казалось, следовало ожидать разработки промышленных способов выращивания монокристаллов фторфлогопита, тем более что по электротехническим свойствам синтетические слюды превосходят природные. Однако задача эта оказалась весьма сложной и, несмотря на то, что исследования, направленные на создание промышленного способа выращивания слюды, в течение последних десятилетий проводятся во многих странах, она до настоящего времени остается нерешенной. Тем не менее, большое количество опубликованных работ, обзор которых невозможно дать в рамках короткой статьи, позволяет наметить основные препятствия на пути к решению поставленной задачи и рекомендовать некоторые методы их устранения. Эти препятствия заключены как в свойствах расплава, так и в специфике роста монокристаллов слюды.

Сложный по составу расплав фторфлогопита активно взаимодействует с керамическими тиглями. Кислород воздуха вытесняет при высокой температуре фтор, разрушая находящиеся в шихте и расплаве фториды, и обогащает расплав тугоплавкими окислами, благоприятствующими спонтанному зарождению кристаллов фторфлогопита.

Степень изменения состава расплава зависит от составляющих шихту компонентов, материала тигля, его объема, степени герметизации, циркуляции газов в печи и их состава, температуры, времени и многих других, трудно учитываемых и практически не воспроизводимых факторов. Таким образом, фторфлогопит кристаллизуется из сложного раствора непостоянного состава.

Многие исследователи считают, что для того, чтобы к моменту кристаллизации расплав имел необходимый состав, следует составлять шихту из трудно разлагающихся компонентов, вводить избыток фторидов, не сильно перегревать расплав и проводить кристаллизацию быстро, пока состав расплава не успеет заметно измениться. Эти рекомендации практически невоспроизводимы, поэтому они мало способствовали решению задачи.

Следовательно, для проведения опытов по выращиванию кристаллов слюды с воспроизводимыми результатами необходимо создавать условия, в которых процесс плавления шихты и кристаллизации расплава протекал бы без изменения валового состава содержимого тигля.

По данным А. И. Цветкова [3], проводившим работы по кристаллизации диопсида и алюмосиликатов, в восстановительной водородной

среде вполне устойчивым материалом для тиглей, не взаимодействующим с расплавом, является железо.

Проведенные нами предварительные опыты по плавлению шихты фторфлогопитового состава в железных тиглях в водородной среде показали достаточную устойчивость этого наиболее распространенного материала к фторсодержащим алюмосиликатным расплавам.

Из железа «Армко» или стали-3 можно изготовить герметичные тигли любых форм и объемов, гарантирующие неизменность валового состава и получение воспроизводимых результатов.

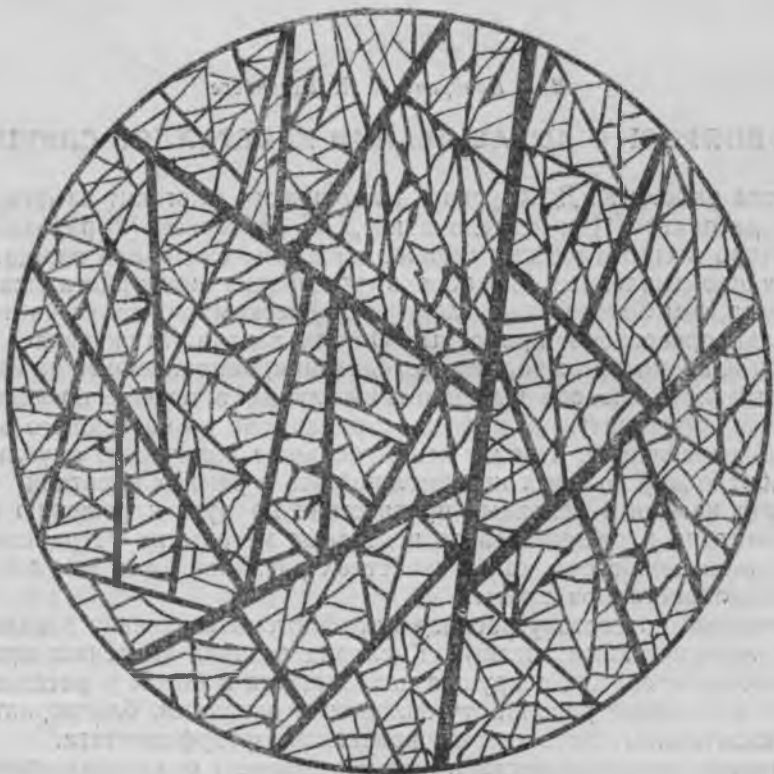


Рис. 1. Характер взаимного расположения кристаллов слюды при равномерном охлаждении всего тигля

Чрезвычайно резко выраженную анизотропию скоростей роста, связанную со спецификой роста монокристаллов слюды, преодолеть гораздо труднее, так как закономерность роста кристаллов фторфлогопита еще очень мало изучена.

В отличие от других кристаллов, также обладающих резко выраженной анизотропией скоростей роста (кварц, фосфаты в присутствии ионов тяжелых металлов), друзовый рост кристаллов слюды, несмотря на наличие входящих углов, не стимулирует рост в направлении, перпендикулярном спайности. Очевидно, поэтому-то попытки применить существующие общеизвестные методы для выращивания монокристаллов слюды и не дали положительных результатов.

Кристаллизация небольшого слитка слюды в строго изотермических условиях при медленном охлаждении большой замурованной печи протекает следующим образом. Первый кристалл, образующийся в виде тонкой пластины, делит расплав на две произвольные части (рис. 1). Вновь

зарождающиеся кристаллы продолжают деление расплава, постепенно отсекая весь его объем на много мелких плоскогранных полиэдров. На рис. 1 для наглядности ранее зародившиеся кристаллы обозначены более толстыми линиями. В образце толщина кристаллов плохо различается, но вращение листиков второй генерации в первый кристалл хорошо заметно. Это позволяет утверждать, что первая пластина росла нормально до тех пор, пока расплав полностью не закристаллизовался.

Возможно, что если бы после образования первой пластины не снижать температуру расплава, а несколько поднять ее, чтобы предупредить зарождение новых кристаллов, то первый кристалл продолжал бы расти в толщину до заполнения всего тигля. Даже в герметически закрытом тигле такой опыт невозможно осуществить, так как недостаточно точно известна температура плавления фторфлогопита и неизвестно, какое переохлаждение расплава обеспечивает рост в толщину без зарождения новых кристаллов.

Вместе с тем, описанная картина кристаллизации слитка подсказывает один из возможных путей решения поставленной задачи. Если помещенный внутри печи тигель с расплавом окружить теплоизоляцией и снижать температуру печи так, чтобы разность температур между тиглем и печью была постоянной, получим возможность весьма медленно отводить тепло от тигля, постепенно охлаждая его. После появления в тигле первых кристаллов снижение температуры в нем прекратится, так как начнет выделяться теплота кристаллизации. Прекратив снижение температуры печи и сокращая разность температур между тиглем и печью, можно сколько угодно замедлять скорость роста кристаллов [4]. Поскольку теплота кристаллизации фторфлогопита известна, для расчета и конструирования аппаратуры для выращивания монокристаллов описанным способом, надо установить только допустимую скорость роста кристаллов в направлении, перпендикулярном спайности, при которой еще не возникает спонтанного зарождения новых кристаллов в расплаве.

Для проведения экспериментов была собрана установка, изображенная на рис. 2.

В железном герметичном кожухе 2 (диаметр 700 мм и высота 1000 мм) с патрубками для входа и выхода водорода был помещен массивный железный цилиндр 10 (внешний диаметр 240 мм, внутренний диаметр 180 мм, высота 440 мм), служащий для равномерного распределения температуры. Боковая поверхность цилиндра покрыта алундовыми плитками (90% Al_2O_3 и 10% огнеупорной глины), обожженными при $1600^\circ C$, на которые равномерно намотана железная лента (15×0,3 мм),

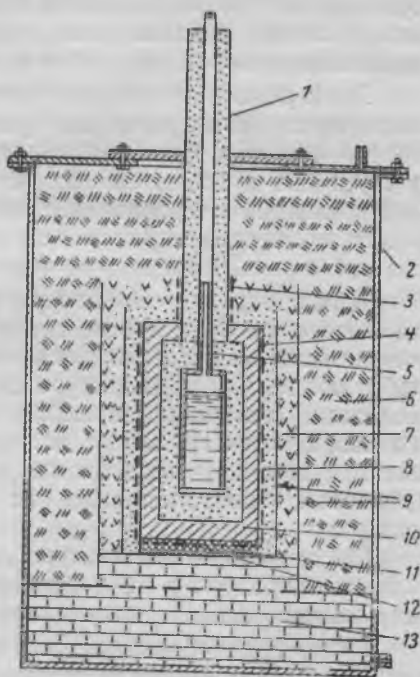


Рис. 2. Схематический разрез печи для кристаллизации слюды

служащая нагревателем 4. Два дополнительных нагревателя из молибденовой проволоки (диаметр 0,7 мм) расположены на торцах цилиндра. Нижний нагреватель 12 размещен в пазах алундовой плиты 11, находящейся непосредственно под цилиндром и лежащей на пеношамотных кирпичах 13. Верхний нагреватель 3 охватывал нижнюю часть железной трубы 1 (диаметр 90 мм), служащей для загрузки и разгрузки печи. Цилиндр 10 теплоизолирован порошком окиси алюминия 8, крошкой пеношамотного кирпича 7 и слоем минеральной ваты 6, разделенными между собой жестяными цилиндрами 9. Внутри цилиндра помещался железный тигель 5 (диаметр 80 мм и высота 240 мм) с заваренной крышкой и трубкой (диаметр 20 мм), выходящей из печи. Пространство между тиглем и цилиндром, а также внутренний объем железной трубы заполнялись порошком окиси алюминия.

Электрпитание печи осуществлялось стабилизированным напряжением через регулировочный трансформатор РН-8. Напряжение со вторичной обмотки трансформатора подавалось на основной нагреватель 4 и через два дополнительных автотрансформатора РНО-250-5—на верхний и нижний нагреватели. Такая схема питания печи позволила установить необходимое распределение температуры в тигле и поддерживать его постоянным, регулируя основной трансформатор.

Для контроля температуры к трем точкам цилиндра и пяти точкам по высоте тигля присоединялись молибденовые проволоки, которые с указанными железными деталями образовывали термопары, надежно работающие при температуре до 1420°C. Ввиду непостоянства состава железных электродов термопар возможные ошибки в определении абсолютных температур могут достигать 10—15°C. Однако эти ошибки не имеют существенного значения при применении методики управления процессом кристаллизации по дифференциально включенным термопарам.

После заполнения кожуха водородом включались все три нагревателя, температура в печи доводилась до 1400°C и в тигель постепенно загрузалась вся подготовленная для опыта шихта.

Ввиду разнообразных составов применяемой шихты каждый опыт начинался с определения температуры кристаллизации данного расплава. В большинстве случаев при определении температуры кристаллизации наблюдалось заметное переохлаждение расплава, что свидетельствовало об отсутствии в нем кристаллической фазы.

Повторным разогревом печи до 1400°C достигалось вторичное плавление, после которого температура устанавливалась на 10—20°C выше найденной температуры кристаллизации. С помощью верхнего и нижнего нагревателей температура у дна тигля устанавливалась на 5°C ниже, чем в верхней его части, для того, чтобы зарождение кристаллов началось в нижней части тигля. Затем температура печи (по средней части цилиндра) снижалась и в течение всего опыта поддерживалась на 2—3°C ниже, чем в тигле, который медленно охлаждался до тех пор, пока в нем не начинался процесс кристаллизации. Во избежание переохлаждения расплава в тигель опускался кусочек слюды.

Наличие теплоизоляции между тиглем и цилиндром обеспечивало медленный отток тепла, выделяющегося при кристаллизации, а следовательно, и медленную кристаллизацию расплава, которая в отдельных опытах продолжалась 48 часов.

Трубка, отходящая от тигля, во время опытов закрывалась резиновой пробкой, что исключало потерю фторидов. В отдельных опытах шихта находилась в расплавленном состоянии до 10 суток и при этом ника-

кого смешения температуры кристаллизации не наблюдалось, что подтверждает неизменность состава расплава.

В 1957 г. нами было проведено несколько опытов кристаллизации слюды, наиболее характерные из которых описаны ниже.

Опыт № 1. Шихта составлялась из химически чистых K_2SiF_6 , K_2CO_3 , SiO_2 , MgO , Al_2O_3 в соотношениях, обеспечивающих состав фторфлогопита, отвечающий формуле $KMg_3[Si_3AlO_{10}]F_2$. Для удаления CO_2 поташ и кремнезем предварительно смешивались и прокаливались при температуре 900° , что обеспечивало полноту реакции разложения K_2CO_3 и позволяло получить менее пылевидный материал.

Компоненты шихты брались в количествах, обеспечивающих заполнение одного тигля расплавом, что гарантировало сохранение состава шихты и исключало необходимость тщательного перемешивания, так как последнее достигалось после плавления. Температура кристаллизации расплава была около $1340^\circ C$. Засыпанная в тигель шихта в количестве 2000 г находилась в расплавленном состоянии в течение 11 суток, после чего расплав был закристаллизован.

Метод замера температуры, применявшийся в данном опыте, не позволял точно определить длительность кристаллизации. Снижение температуры печи проводилось со средней скоростью $0,3^\circ$ в час в интервале температур от 1350 до $1330^\circ C$. Кристаллизация расплава, по-видимому, длилась 10—11 часов.

Вес полученного образца слюды оказался равным 1960 г, потери составили 40 г и являлись, в основном, следствием распыления порошкообразной шихты при засыпке ее в узкую трубку нагретого тигля. Слиток слюды имеет параллельно-шестоватое строение и состоит из слабоизогнутых перьевидных вертикально ориентированных кристаллов. Максимальная длина кристаллов 6 см, толщина их незначительная и не превышает 0,5 мм. В нижней части слитка расположен один слабоизогнутый кристалл площадью 2×4 см, который, видимо, образовался первым и свободно развивался в не перегороженном другими кристаллами расплаве. Слюда бесцветная, легко раскалывается. Между пластиночками слюды находятся слабо просвечивающиеся почти черные стекловидные включения (около 2%), легко растворимые в слабой соляной кислоте.

Опыт № 2. С целью проведения кристаллизации фторфлогопита из однокомпонентного расплава, который нам не удалось получить в опыте № 1, была расплавлена слюда предыдущего опыта, обработанная для удаления примесей соляной кислотой.

Отмытые от кислоты и просушенные пластиночки слюды общим весом 585 г загружались в тигель диаметром 46 мм и высотой 170 мм. В расплав вводилась железо-молибденовая термopapa, которая дифференциально с термopарой, находящейся в середине цилиндра печи, подключалась к микроамперметру «М-95». Эта схема позволяет поддерживать постоянной разницу температур между указанными термopарами. Абсолютная температура в указанных точках замерялась при помощи потенциометра постоянного тока типа «ПП».

После определения температуры кристаллизации чистого фторфлогопитового расплава, оказавшейся равной $1340^\circ C$, печь вновь была разогрета до $1400^\circ C$, а затем температура ее снижена до $1350^\circ C$. После этого был начат процесс замедленного отвода тепла при постоянной разнице температур между указанными выше термopарами $2,5^\circ$. В течение нескольких часов температура печи, а соответственно и расплава снижалась со скоростью примерно $0,3^\circ$ в час до 1340° (в тигле). Кристаллизация расплава длилась 48 часов.

Закристаллизованный образец слюды представлял собой поликристаллический агрегат весом 571 г. Общие потери веса составили 14 г или 2,4%.

Кристаллы слюды развивались от дна и частично стенок тигля, достигая длины 5—6 см, при максимальной ширине пластинок до 3 см.

Толщина кристаллов была 2—3 мм, в единичных случаях — до 4 мм. Кристаллы совершенно прозрачны (рис. 3).



Рис. 3. Прозрачная пластинка слюды (опыт № 2). $\times 1,5$

Отдельные, очевидно, первоначально выросшие кристаллы слюды образуют в сколе по спайности зеркально-ровную поверхность. Основная масса кристаллов, росшая в стесненных условиях, слабо изогнута. Между кристаллами слюды наблюдается незначительное количество темно-зеленых включений.

Опыт № 3. Для получения изометрически развитых кристаллов был произведен опыт кристаллизации фторфлогопита из расплава с повышенным содержанием плавня CaF_2 и некоторым дефицитом алюминия (из производственного опыта кристаллизации диопсида известно, что присутствие глинозема в количестве 1—3% сильно затрудняет кристаллизацию расплава).



Рис. 4. Расколотый по спайности кристалл (опыт № 3). Включения приурочены к пирамидам роста псевдогексагональной призмы и расположены в центральной части кристалла

Шихта имела следующий состав (в %): SiO_2 — 39,2; MgO — 26,3; MgSiF_6 — 13,6; KHCO_3 — 11,5; Al_2O_3 — 9,4. Добавка CaF_2 составляла 10% от веса шихты.

Для удаления CO_2 из бикарбоната приготовленная шихта прокаливалась при 1000°C .

Кристаллизация расплава длилась 42 часа при температуре 1310°C. В изломе закристаллизованного образца пластинчатые произвольно ориентированные кристаллы фторфлогопита бледно-фиолетового и зеленоватого цвета соприкасаются друг с другом и сцементированы зеленовато-серым скрытокристаллическим веществом, содержащим микрокристаллики слюды второй генерации. Свободно развитые кристаллы имеют вид шестигранных пластинок до 15 мм в поперечнике и до 2 мм толщиной с хорошо образованными гранями псевдогексагональной призмы.

Кристаллы содержат много включений, полностью приуроченных к пирамидам роста граней «призмы» (рис. 4). Пирамиды роста граней пинакоида {001} в этих же условиях образовывали однородный совершенно прозрачный материал.

Выводы

1. Применение железных закрытых тиглей с узким горлом, выведенным за пределы горячей зоны печи, практически исключает потери фторидов, а следовательно и изменение состава расплава в процессе плавления и кристаллизации.

2. При плавлении шихты в описанных выше условиях не имеет значения, в виде каких соединений взяты компоненты шихты, важно, чтобы соотношение элементов соответствовало составу фторфлогопита.

3. Не существенно также тщательное измельчение и смешение компонентов шихты, так как ввиду малой вязкости расплава гомогенизация легко достигается в процессе плавления.

4. Максимальная скорость роста кристаллов фторфлогопита в направлении, перпендикулярном спайности, достигает 2 мм в сутки. Переохлаждение, обеспечивающее такую скорость роста, вызывает спонтанное зарождение кристаллов.

По-видимому, длительное выращивание монокристаллов слюды можно осуществить со скоростью 1—1,5 мм в сутки в направлении, перпендикулярном спайности.

5. Введение в шихту избыточного количества фторидов резко сокращает скорость роста кристаллов слюды в плоскости базиса. Соотношение скоростей роста в различных направлениях выравнивается, но скорость роста в направлении, перпендикулярном спайности, не увеличивается, а, видимо, несколько уменьшается. Этот путь выращивания кристаллов слюды следует считать менее перспективным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хрущев К. Д. К петрографии Волыни и России. Ч. I. О так называемом Волынском лабрадорите. Горный журнал, т. 9, 1887.
2. Григорьев Д. П. О роли фтористых, хлористых и вольфрамовокислых соединений при искусственном получении магнезиальных слюд. Зап. Всес. минер. об-ва. 2-я серия, т. 64, вып. 2, 1935.
3. Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе щелочных пироксенов. Тр. Института геологических наук, вып. 138, петрограф. серия, № 4, 1951.
4. Штернберг А. А. Выращивание монокристаллов из расплавов регулируемым отводом тепла. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.

И. Н. Аникин

НЕКОТОРЫЕ УСЛОВИЯ РЕГУЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СЛЮДЫ

Несмотря на большое количество работ по получению искусственной слюды, до настоящего времени не выработана методика, которая позволила бы выращивать монокристаллы слюды необходимых размеров и в нужном количестве и управлять процессом роста кристаллов, как это делается, например, при кристаллизации ряда галогенидов, корунда, кварца и др. Большая часть рекомендуемых и разрабатываемых так называемых бестигельных способов производства слюды заключается в самопроизвольной кристаллизации большой массы (до десятков тонн) расплава. При этом получают мелкие кристаллы слюды, которые подвергаются последующей переработке (прессовке, склейке и пр.). Выход крупных (до 1 дм^2) качественных кристаллов редко достигает 1% от общей массы расплава.

Как и всякая методика выращивания монокристаллов, методика синтеза кристаллов слюды должна обеспечивать рост отдельных крупных монокристаллов в управляемых и контролируемых условиях. Крупными следует считать кристаллы, соразмерные тиглю. Необходимо стремиться к тому, чтобы в конечном итоге тигель был заполнен одним или, в крайнем случае, небольшим числом кристаллов. Если, например, в тигле диаметром 20—40 мм удастся получить кристаллы размером 20—40 мм, то это уже будет в большой степени решением проблемы, так как позволит перейти к большим объемам тигля.

В данной статье излагаются некоторые предварительные соображения относительно регулирования процесса кристаллизации слюды, основанные на изучении процесса зарождения и роста кристаллов.

Как известно, многим силикатным расплавам (особенно, алюмосиликатным) свойственны сильное переохлаждение и высокая вязкость. Опыты по выращиванию кристаллов силикатов (ортоклаза, турмалина, мусковита и др.) из мономинеральных расплавов были большей частью неудачны, так как при охлаждении расплав превращался в стекло. В отличие от таких силикатов фторфлогопитовый расплав состава $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{F}_2$ обладает малой вязкостью и хорошей способностью кристаллизоваться. Но величина переохлаждения и этого расплава довольно большая — до 30°C , поэтому кристаллизация его теми способами, которые предлагались ранее, т. е. без учета переохлаждения, не может привести к получению крупных монокристаллов.

Объясняется это тем, что в процессе медленного снижения температуры расплава при определенной величине переохлаждения начинается

спонтанная кристаллизация почти одновременно в разных местах тигля, причем заканчивается кристаллизация быстро, и весь расплав застывает в поликристаллический слиток. Из общей массы кристаллов слитка возможно бывает выделить только отдельные довольно крупные кристаллы, образовавшиеся несколько раньше других и получившие наибольшее развитие. Толщина этих кристаллов незначительна (около 1 мм), а площадь выделяемых монокристалльных участков невелика. В таких условиях еще резче выявляется свойственная кристаллам слюды анизотропия скоростей роста. Между тем, столь резко выявленной анизотропии может и не быть, если создать всем граням кристалла одинаковые условия питания при отсутствии помех со стороны растущих рядом кристаллов. Такие условия создаются, например, при кристаллизации из расплава на стенках усадочных раковин [3, 6] и из газовой фазы [1].

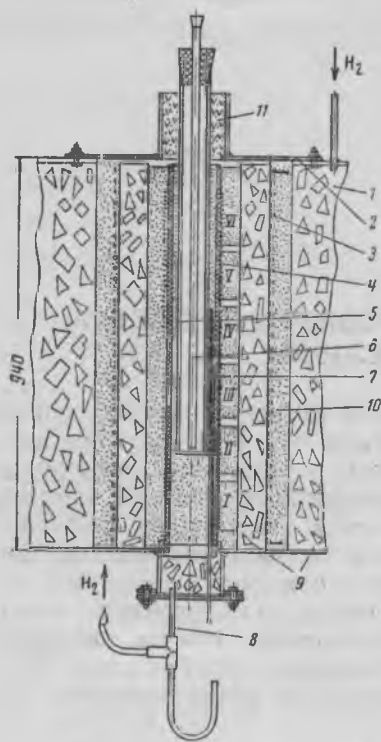


Рис. 1. Молибденовая печь сопротивления с водородной защитной средой для кристаллизации слюды

1 — корпус печи; 2 — верхняя крышка; 3 — наружная обмотка; 4 — внутренние обмотки; 5 — тигель; 6 — карман для термомпары, который вынимается из тигля после промеров температуры; 7 — карман для термомпары, которой замеряется температура на наружной стенке тигля; 8 — устройства для выхода прошедшего через печь водорода и конденсации выходящих из печи паров воды; 9 — теплоизоляция — крошка ультралегковесного кирпича; 10 — засыпка — алундовая крошка; 11 — засыпка — порошок окиси алюминия, I—VI — боковые нагреватели

Благодаря определенному вертикальному градиенту температуры образующимся кристаллам можно придать строгую вертикальную ориентировку [7]. Но и в этом случае не удастся полностью избежать пересечения в горизонтальной плоскости.

Для того, чтобы избежать резкого переохлаждения расплава и не допустить самопроизвольной кристаллизации, необходимо ввести в расплав затравку, которая для обеспечения роста монокристалла должна слегка оплавиться, но не расплавиться совсем. Достичь этого весьма трудно, так как нет возможности наблюдать за затравкой и с большой точностью фиксировать температуру плавления.

Для преодоления этих трудностей можно предложить ряд способов.

1. Кристаллизацию следует проводить в высоких тиглях — трубках с соотношением высоты рабочей части к диаметру от 6:1 до 10:1. Тигель помещается в высокую молибденовую печь сопротивления с несколькими независимыми нагревательными обмотками, расположенными по высоте (рис. 1). В такой печи имеется возможность, регулируя питание каж-

дой обмотки, создавать по высоте тигля любой температурный градиент. После заполнения тигля гомогенным расплавом и определения температуры кристаллизации в донной части тигля устанавливается температура на 3—5° выше температуры кристаллизации, а по высоте

температура на 3—5° выше температуры кристаллизации, а по высоте

тигля — определенный градиент, обеспечивающий перепад температуры между дном тигля и уровнем расплава заведомо больше величины переохлаждения. После этого начинается равномерное бесконечно медленное снижение температуры путем понижения напряжения на общем трансформаторе, питающем все обмотки печи.

При достижении критического переохлаждения, в нижней части тигля начинается кристаллизация. Кристаллы растут обычно веерообразно. При этом образуется подвижная граница «кристалл — расплав», скорость продвижения которой регулируется скоростью снижения температуры. По мере продвижения фронта кристаллизации вверх часто

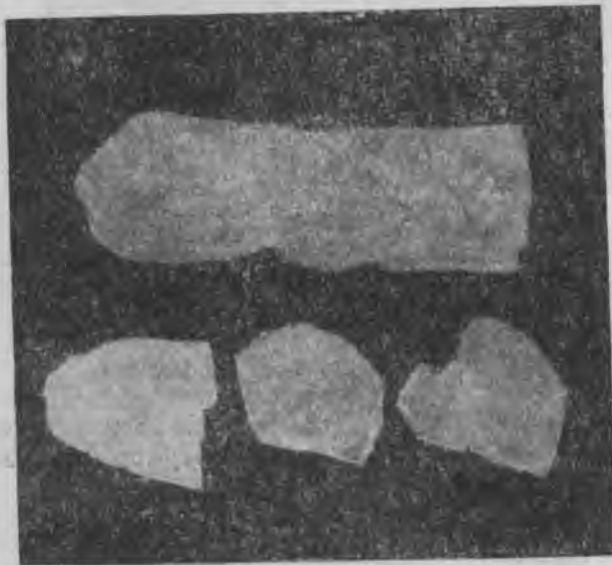


Рис. 2. Расщепленные по спайности пластины слюды и слиток, из которого они выделены.
Наг. вел.

происходит разрастание одного или нескольких кристаллов, и при достаточно медленном снижении температуры рост кристалла слюды в толщину заметно увеличивается. Часто кристалл слюды пересекает тигель под углом к вертикальной оси последнего, и тогда весь тигель может заполниться одним монокристаллом. Это имело место в ряде опытов, но на небольших участках по высоте, где скорость снижения температуры, вероятно, соответствовала оптимальной скорости роста кристалла в толщину (рис. 2). Таким образом в тиглях небольшого диаметра (20—40 мм) удавалось получать кристаллы, соразмерные диаметру тигля.

Для того, чтобы придать кристаллам определенную ориентировку, в начальную стадию их зарождения следует искусственно вызывать местный направленный отвод тепла от дна тигля. Отвод тепла производится с помощью специального холодильника с термопарой. Охлаждение осуществляется с помощью регулируемого потока водорода, который непрерывно циркулирует внутри холодильника. В зависимости от устройства холодильника направленный рост пластин слюды происходит в горизонтальной или в вертикальной плоскости.

2. Когда кристаллизация происходит от стенок тигля к центру, условия для роста кристаллов слюды (имеются в виду геометрические усло-

вия) становятся все более неблагоприятными: кристаллы выклиниваются, мешают друг другу. При росте кристаллов в трубках в одном ограниченном направлении условия роста в общем остаются одинаковыми по высоте. Наиболее благоприятными являются условия при росте кристаллов из центра тигля к периферии, когда растущим кристаллам по мере их роста предоставляется все больше свободного места и улучша-

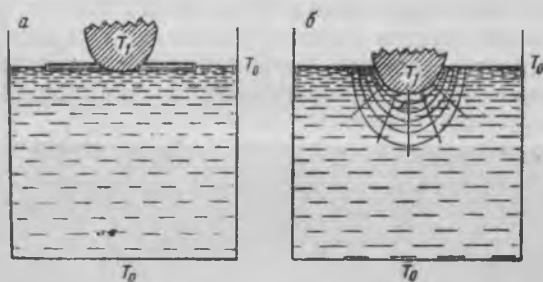


Рис. 3. Схема образования кристаллов слюды на поверхности расплава при контакте его с холодильником (а) и друзы кристаллов слюды вокруг холодильника, помещенного в расплав (б)

ются условия питания. В этом случае имеется возможность осуществить направленный рост кристаллов двумя способами.

а. В тигель с перегретым расплавом, находящимся в изотермических условиях, на небольшую глубину помещается полусфера холодильника (рис. 3, а). В центре полусферы находится термopара. Отвод тепла ре-



Рис. 4. Пластина слюды, образовавшаяся на поверхности расплава вокруг холодильника. $\times 1,3$

гулируется потоком водорода, проходящим через холодильник. Во всех случаях $T_1 < T_k < T_0$, где T_1 — температура холодильника, T_k — температура кристаллизации, T_0 — температура стенок тигля.

При определенном переохлаждении на поверхности расплава вокруг холодильника начинает расти кристалл в виде диска (рис. 4). Вся поверхность расплава не может закристаллизоваться, так как T_0 всегда больше T_k . На поверхности расплава устанавливается подвижная граница «кристалл — расплав», движение которой, т. е. рост кристалла, регулируется степенью отвода тепла через холодильник. При очень медлен-

ном и равномерном отводе тепла этот пластинчатый кристалл будет расти в толщину, вглубь расплава. Такой способ напоминает выращивание кристаллов по методу Киропулоса.

6. При более глубоком погружении холодильника в расплав вокруг него образуется температурное поле с определенным градиентом. Когда на холодильнике устанавливается температура меньше температуры кристаллизации, вокруг него начинается спонтанная кристаллизация, возникает друза с расположением кристаллов по направлению температурного градиента (см. рис. 3, б). Посредством регулирования температуры холодильника (потоком водорода в холодильнике) и температуры стенок тигля (нагревателем печи) можно управлять скоростью продвижения фронта кристаллизации и осуществить регулируемый отвод тепла [5]. При таком росте каждому кристаллу, хотя их может быть и много, создаются условия питания, более благоприятные, чем при обычной кристаллизации в тиглях, проводимой ранее. В определенный момент холодильник может быть слегка вынут из расплава, и число кристаллов, находящихся в расплаве и способных продолжать рост, уменьшится.

В обоих случаях холодильнику с растущими на нем кристаллами легко придать вертикальное колебательное движение, благодаря чему увеличивается скорость роста и улучшается качество кристаллов [2].

Для обеспечения герметичности тигля холодильник укрепляется на нем с помощью гофрированной резиновой трубки или латунного сиффона.

При постановке опыта по второму способу в качестве растворителя рационально использовать расплав фторфлогопита, разбавленный фторидами (5—10%) [4].

Выводы

1. При выращивании кристаллов слюды необходимо учитывать переохлаждение слюдяного расплава, чтобы избежать спонтанной кристаллизации по всему объему расплава. Кристаллизацию следует вести при наличии больших перепадов температуры между растущим кристаллом и расплавом, превышающим величину переохлаждения расплава (в высоких тиглях или с применением специального холодильника, помещаемого в расплав). В этом случае получают кристаллы слюды, соразмерные тиглю.

2. Анизотропия скоростей роста кристаллов слюды может быть значительно снижена, если проводить кристаллизацию в условиях одинакового питания всех граней растущего кристалла, например, при росте кристалла из центра тигля к периферии при колебательных движениях кристалла в расплаве.

3. Ориентировкой роста зарождающихся кристаллов слюды можно управлять при осуществлении местного направленного отвода тепла, учитывая, что кристаллы слюды растут в направлении температурного градиента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникин И. Н. Кристаллизация слюды и других тугоплавких минералов из газовой фазы. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.

2. Витовский Б. В. Повышение скорости роста кристалла подачей на него колебаний звуковой частоты. Тр. Ин-та кристаллографии, вып. 11, 1955.

3. Григорьев Д. П. Синтез и исследование фторфлогопита. Докл. АН СССР, т. 43, № 2, 1944.

4. Евдокимова Г. В. и Аникин И. Н. Некоторые морфологические особенности синтетического фторфлогопита. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.

5. Штернберг А. А. Выращивание монокристаллов из расплавов регулируемым отводом тепла. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.

6. Ямзин И. И., Тимофеева В. А., Шашкина Т. И., Белова Е. Н. и Глики Н. В. Структура и морфологические особенности фторфлогопита и тениолита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 84, № 4, 1955.

7. Ямзин М. И. и Лейзерзон М. С. Синтетическая слюда, ее свойства и применение. Сб. «Рост кристаллов». Изд. АН СССР, 1957.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. А. Лясик, Т. Л. Нейкур

О ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ЖИЛАХ ЮЖНОГО УРАЛА

Описываемые жилы с горным хрусталем приурочены к восточному крылу Восточно-Уральского антиклинория и расположены в пределах толщи метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород нижнего палеозоя. Они локализируются в зоне экзоконтакта крупного массива серпентинитов и находятся в 20—80 м от последнего. В районе распространения кварц-полевошпатовых жил расположены небольшие пластообразные тела гранитоидов.

Вмещающими породами для жил являются амфиболиты, имеющие почти меридиональное простирание и восточное падение под углом 40—70°. Породы сильно выветрелые, средняя мощность коры выветривания 25 м. В состав амфиболитов входят обыкновенная роговая обманка, биотит, эпидот, полевые шпаты (кислые плагиоклазы № 3—11 с реликтами андезина № 37—39), кварц, хлорит. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, сфен, апатит. В зависимости от соотношения основных минералов выделяются эпидот-альбитовые, биотит-альбитовые и плагиоклазовые амфиболиты.

Хрусталеносные жилы делятся на два типа: мономинеральные кварцевые и кварц-полевошпатовые, причем последние являются преобладающими.

Мономинеральные жилы представляют собой типичные безрудные кварцевые тела. Они более молодые и секут кварц-полевошпатовые жилы. Кварц-полевошпатовые жилы имеют неправильную линзовидную форму и разветвляются на ряд прожилков как по падению, так и по простиранию (см. рисунок). Реже встречаются штокверкообразные тела.

Простирание кварц-полевошпатовых жил в основном субмеридиональное, падают они на юго-запад по углом 40—50°. Длина жил по простиранию колеблется от 2 до 45 м, по направлению падения от 1,5 до 25 м. Мощность их не всегда выдержана и колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—1,7 м.

На контакте с жилами обычно прослеживается гидротермальное изменение вмещающих пород. Такие участки, как правило, сильно каолинизированы, а вблизи некоторых жил обогащены биотитом и хлоритом. Ширина зоны измененных пород 5—7 см, а у раздувов жил, к которым приурочены хрусталеносные гнезда, она увеличивается до 50 см. Жилы, залегающие в коре выветривания амфиболитов, также сильно каолинизированы.

Содержание полевого шпата и кварца в жилах непостоянно (соотношение колеблется от 1; 1 до 2:1). Жильный кварц обычно встречается

ся в виде обособлений в полевошпатовой массе, которые имеют максимальные размеры $7 \times 6 \times 2$ м и располагаются в жиле неравномерно. Отмечается приуроченность кварцевых обособлений к висячим бокам и очень редко — к центральным частям жильных тел.

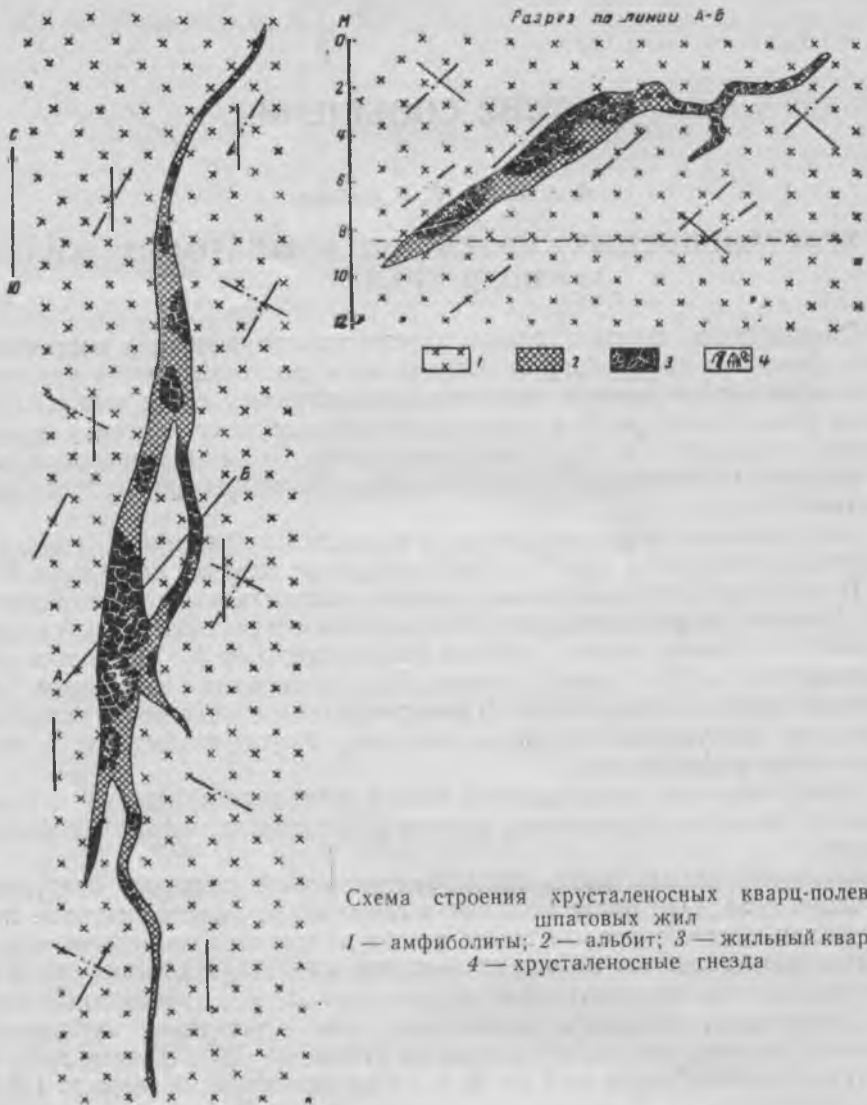


Схема строения кристалленосных кварц-полевошпатовых жил
1 — амфиболиты; 2 — альбит; 3 — жильный кварц;
4 — кристалленосные гнезда

Сильно выветрелые полевые шпаты, слагающие жильные тела, имеют белый или светло-розовый цвет и иногда сохраняют таблитчато-призматический облик, характерный для свежих кристаллов. У свежих и слегка выветрелых кристаллов почти всегда наблюдается стеклянный блеск.

Под микроскопом видна правильная таблитчатая форма зерен полевых шпатов и их серицитизация, а также обилие серых продуктов разрушения. В отдельных шлифах наблюдаются хорошо выраженные поли-

синтетические двойники. При исследовании на Федоровском столике удалось определить, что полевые шпаты представлены альбитом № 7 и 10. Зерна альбита по трещинам замещаются калиевым полевым шпатом с характерной микроклиновой решеткой. Процесс микроклинизации хорошо фиксируется по наличию реликтов альбита среди замещающих их зерен микроклина.

Таким образом, альбит, подвергшийся микроклинизации, составляет основную часть кварц-полевошпатовых жил. Вторым главным компонентом является кварц, имеющий серую, серовато-белую или молочно-белую окраску. В отдельных жилах в замутненном кварце отмечаются полупрозрачные и прозрачные стекловидные участки, причем переходы между замутненными и стекловидными участками постепенные.

Из твердых включений в жильном кварце изредка присутствуют в незначительном количестве игольчатые кристаллы турмалина.

Кварц, слагающий описываемые жилы, в основном крупнокристаллический, приобретающий вблизи хрусталеносных гнезд шестоватое строение.

Под микроскопом в жильном кварце видны ровные или слабо волнистые очертания крупных зерен. В местах срastания нескольких зерен наблюдаются пустотки, имеющие удлиненную или изометрическую форму. Пустотки часто выполнены кварцем более поздних выделений.

Хрусталеносные гнезда встречаются в различных частях жил и, как правило, приурочены к участкам с повышенным содержанием жильного кварца, т. е. к раздувам (см. рисунок). Обычно в жиле встречается 1—2 гнезда, в некоторых жилах количество их достигает 7.

Размеры гнезд колеблются от $0,35 \times 0,25 \times 0,15$ до $2,0 \times 1,0 \times 0,8$ м. Форма их неправильная, приближающаяся к эллипсообразной. Своими удлиненными осями гнезда чаще всего ориентированы по простиранию жил.

Хрусталеносные гнезда сильно разрушены. Полости их выполнены рыхлой глинистой массой темно-бурого и желто-бурого цвета, в которой располагается подавляющее количество кристаллов кварца. Последние нередко представлены обломками с сохранившимися гранями. Размеры их колеблются от 3 до 30 см по оси L_3 и от 1,5 до 15,0 см по оси L_2 . Габитус их длиннопризматический или короткостолбчатый, причем преимущественным развитием пользуются кристаллы длиннопризматические. Довольно часто встречаются обелисковидные кристаллы. Для большей части длиннопризматических кристаллов характерно более или менее равномерное развитие граней призмы $(10\bar{1}0)$ и неравномерное развитие граней ромбоэдров $(10\bar{1}1)$ и $(01\bar{1}1)$. Почти во всех подобных кристаллах широко развиты дополнительные грани дипирамиды (1121) и трапецоэдра (5161) .

Короткостолбчатые кристаллы горного хрусталя встречаются реже и, обладая крупными размерами, часто имеют неравномерно развитые грани.

Значительное количество кристаллов и их обломков подвергалось регенерации, особенно у основания или в их верхушках.

Различаются водянопрозрачные, дымчатые и непрозрачные молочно-белые кристаллы, которые встречаются часто в одних и тех же гнездах. Отдельные кристаллы дымчатого кварца имеют своеобразную зональную окраску, обусловленную попеременным чередованием слабо и интенсивно окрашенных зон. Отмечается наличие следующих дефектов: внутренних трещин, включений хлорита и карбонатов, газово-жидких включений, дофнейских и бразильских двойников.

Вместе с горным хрусталем в гнездах встречаются свежие или слабо выветрелые полевые шпаты. Довольно часто наблюдается срастание этих минералов в виде друз.

Иногда оторванные от стенок гнезд индивиды горного хрусталя «сцементированы» не подвергшимся разрушению желтовато-белым и розовато-желтым полевым шпатом. Среди мелких и недостаточно хорошо образованных кристаллов последнего иногда резко выделяются крупные (до 10 см в поперечнике) правильно ограненные индивиды призматического облика, которые обрастают отдельные кристаллы горного хрусталя. В некоторых образцах удается наблюдать обрастание полевым шпатом регенерированных кристаллов горного хрусталя.

Несколько кристаллов полевого шпата из гнезд в жилах были подвергнуты химическому анализу, результаты которого приведены в нижеприведенной таблице.

Результаты химического анализа полевых шпатов из гнезд

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H ₂ O	TiO ₂	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма
1548	64,08	19,32	0,08	0,35	0,11	0,09	—	Следы	—	14,57	0,86	99,46
2220-б	65,86	20,32	0,96	Следы	0,24	0,34	1,74	—	Следы	7,78	1,78	99,02
2220-к	62,78	18,69	1,11	"	0,33	0,37	1,14	—	"	13,56	2,34	100,32

Примечание. Анализ образца № 1548 выполнен в лаборатории Уральского геологического управления, анализы образцов № 2220-б и 2220-к — в лаборатории Ленинградского технологического института им. Ленсовета.

Под микроскопом в отдельных кристаллах устанавливается наличие двойниковой решетки, что позволяет отнести их к микроклину. Некоторые кристаллы калиевого полевого шпата, бесцветные и прозрачные в краевых частях и тонких пластинках и обладающие хорошо выраженным стеклянным блеском, определены как адуляр.

Таким образом, описываемые жилы являются кварц-альбитовыми, причем альбит образовался в них несколько ранее жильного кварца. После выделения горного хрусталя и последующего перерыва в поступлении гидротермальных растворов происходила кристаллизация калиевых полевых шпатов, в процессе которой альбит в жильных телах и, по видимому, плагиоклазы во вмещающих породах подверглись микроклинизации.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Геология, поиски и разведка месторождений

Смирнова В. А. Роль трещинной тектоники в образовании и размещении кварцевых жил Приполярного Урала	5
Кравченко Г. Т. О времени формирования хрусталеносных жил Алдана и их связи с аляскиотовыми гранитами	17
Андрусенко Н. И., Ильин Н. И. Особенности формирования месторождений исландского шпата в карбонатных породах	29
Скропышев А. В. О некоторых особенностях кристаллов кальцита из бассейна р. Угам	49
Лукашев А. Н. Некоторые вопросы генезиса хрусталеносных пегматитов Северо-Западной Калбы	63
Брешенков Б. К. Об α - и β -кварце в изверженных породах	71

Искусственные кристаллы

Бутузов В. П. Исследование оптической однородности монокристаллов искусственного кварца	87
Никитичев П. И., Ноздрин В. Г., Цинобер Л. И. О синтетическом корунде, полученном гидротермальным методом	95
Крюкова В. Г., Ноздрин В. Г. Результаты минералого-петрографических и рентгенографических исследований кристаллических фаз, обнаруженных при гидротермальном синтезе корунда	101
Аникин И. Н., Рудич К. Н. Условия кристаллизации и некоторые свойства искусственного фторфлогопита и других продуктов синтеза	111
Ноздрин В. Г., Штернберг А. А. К вопросу о выращивании кристаллов слюды	133
Аникин И. Н. Некоторые условия регулирования процесса кристаллизации слюды	141

Краткие сообщения

Лясик С. А., Нейкур Т. Л. О хрусталеносных кварц-полевошпатовых жилах Южного Урала	147
--	-----

В
 вывет
 этих м
 И
 «сцем
 зовате
 образ
 (до 1
 ческой
 таля.
 шпате
 Н
 вергн
 жесле

№
 об-
 раца

1548
 2220-б
 2220-к

Прим

Г
 двойн
 рые к
 краев
 ным с
 Т
 приче
 После
 лени
 вых г
 видим
 низаг

Труды ВНИИП

Том IV

Выпуск 2

Редактор ОНТИ ВНИИП В. Н. Никитина

Корректор Т. А. Горяинова

Т-05285.

Сдано в набор 28/XII-60 г.

Подписано в печать 12/V-61 г.

Формат бумаги 70×108¹/₁₆.

9,5 п. л.

Уч.-изд. л. 12.

Зак. 1811.

Тираж 1000.

Цена 7 р. 80 коп.

Отдел научно-технической информации
 Всесоюзного научно-исследовательского института
 пьезооптического минерального сырья

Типография НИИТЭИР. Москва, 1-я ул. Машиностроения, д. 3.

Опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
20	24 и 25 сверху	структурой и окраской пегматитов	окраской пегматитов
21	Подпись к рис. 1	2 — лейкократовые граниты и мигматиты;	2 — лейкократовые граниты и их мигматиты (по Е. М. Лазь- ко — гранито-гнейсы),
22	Подпись к рис. 2	1 — лейкократовые граниты и их мигматиты;	1 — лейкократовые граниты и их мигматиты (по Н. А. Ус- пенской — гранито-гнейсы);
22	Подпись к рис. 3	2 — аляскитовые граниты (гра- натовые и биотитовые, грани- то-гнейсы);	2 — гранатовые и биотитовые граниты протерозоя, гнейсо- граниты и мигматиты архея,
23	6 снизу	$T = \frac{\frac{Pb}{Th} \{111\}}{1 + 3,08 \cdot \frac{U}{Th} \cdot 2,23 \cdot 10^{10}}$	$T = \frac{\frac{Pb}{Th} \{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}}{1 + 3,08 \cdot \frac{U}{Th}} \cdot 2,23 \cdot 10^{10}.$
24			
34	4 сверху	двойные	двойниковые
60	10 снизу	накапливается	накапливался
97	4 сверху	$\{1\bar{1}20\}$	$\{\bar{1}\bar{1}20\}$
102	1 сверху	(рентгеновскому, фазовому)	(рентгеновскому фазовому)