

ТИПОМОРФИЗМ
КВАРЦА
УКРАИНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
УКРАИНСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
РУДНИК «ВОЛЫНСКИЙ» МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

549.14

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА
УКРАИНЫ

1077

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ—1974



УДК 549.514.51(477)

В сборнике содержатся материалы Республиканского симпозиума по проблеме типоморфизма кварца Украины (г. Володарск-Волынский Житомирской обл., 1974 г.).

В тесной связи с условиями образования освещены состав, структурные особенности и свойства кварца. Физика кварца дана на уровне электронного строения минерала, а оценка физико-химических параметров кристаллизации иллюстрируется результатами исследований методами термобарогеохимии. Значительное место занимают работы, посвященные синтезу кварца в связи с проблемой уточнения типоморфных признаков природного кварца.

Редакционная коллегия:

акад. АН УССР Е.К. Лазаренко (отв. редактор), кандидаты геол.-минерал. наук А.А. Вальтер, Д.К. Возняк, В.И. Павличин, А.Н. Таращан

Редакция информационных изданий

Т 20805 - 529
Т М221(04)-74

(С) Институт геохимии и физики минералов АН УССР, 1974 г.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА

Е.К. Лазаренко, В.И. Павличин

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев)

Типоморфизм минералов - важная проблема современной минералогии (Чухров, 1969, 1972; Юшкин, 1972). Актуальность ее связана с общим уровнем развития минералогии, характеризующимся на данном этапе опережающим развитием кристаллохимического (по сравнению с генетическим) направления. Проведены важные исследования, относящиеся к физике минералов (Марфушина, 1967). В современной минералогии накопилось много данных по конституции и свойствам минералов (многие из них выполнены на уровне электронного строения минералов), не имеющих генетического объяснения. В настоящее время создана совершенная кристаллохимическая классификация минералов и отсутствует не менее важная для науки и практики генетическая классификация минерального мира. Успех создания последней не может быть обеспечен без соответствующих сведений по типоморфизму минералов - основе их генетической классификации.

Современное понятие о типоморфизме минералов разработано А.В.Ферманом (1931, 1953). Он подчеркивал, что наряду с типоморфными минералами следует различать типоморфные признаки минералов, что особенно важно для распространенных минералов, образующихся в широком интервале физико-химических параметров среди минералообразования. К числу таких минералов принадлежит кварц, на долю которого в литосфере приходится около 12% (Дээн и др., 1966).

Типоморфизм кварца определяется его парагенетическими соотношениями с другими породообразующими минералами. Он типоморфен для пород, насыщенных кремнеземом, и совместим с нефелином и другими фельдшпатоидами, т.е. отсутствует в породах, недосыщенных кремнеземом. Не парагенетичен кварц также с оливином. Нарушение этого правила связано с особыми геохимическими особенностями магмы, давшей ассоциацию кварц - оливин (Соболев, 1947).

До недавнего времени кварц с точки зрения типоморфности его признаков, за исключением морфологических, не привлекал исследователей. Он хорошо "служил" в качестве объекта для разработки методов термобарогеохимии, но с позиций типоморфизма был "не приступен" для классических ма-

тодов минералогических исследований. Благодаря интенсивному внедрению в минералогию современных физических методов (ЭПР, ЯМР, ЯГР, ИКС, ламинесценции) и теорий (молекулярных орбиталей, зон и кристаллического поля) удалось выявить тонкие черты конституции кварца, позволившие по-новому объяснить его физические свойства. Установлено, что реальная структура кварца характеризуется разнообразными дефектами и нарушениями симметрии, обусловленными физико-химическими условиями кристаллизации. В связи с этим и удобством определения (по данным включений минералообразующей среды) генетических параметров кварц приобрел значение типоморфного минерала, несущего богатейшую информацию по эндогенному породо- и рудообразованию.

Индикаторами этих процессов являются в первую очередь состав, структура, морфология и связанные с ним свойства.

Состав. Из данных по синтезу кристаллов кварца и природным наблюдениям известно, что состав кварца определяется многими факторами, из которых главными являются концентрация элементов в минералообразующей среде, температура и скорость кристаллизации минерала. Указанные закономерности в связи с техническими трудностями определения точных содержаний элементов-примесей установлены пока на небольшом материале и оценены полу количественно.

С понижением температуры кристаллизации и уменьшением скорости роста кварца уменьшается^{*} содержание изоморфных примесей алюминия и титана (Дэна и др., 1966; Балицкий и др., 1966, и др.). Вхождение в решетку алюминия совершается по схеме: $Si \leftarrow Al + R^{+1}$, где $R^{+1} = Li, Na, K, H$. В зависимости от температуры кристаллизации находится также содержание в кварце водорода – оно имеет тенденцию повышаться с понижением температуры образования минерала (Brückner et al., 1961; Baumgaertel et al., 1962; Доломанова, Гасоян, Рудницкая 1972, и др.). Водород находится в форме H, OH и H_2O .

Генетическая интерпретация состава кварца связана с определенными затруднениями, вытекающими из того, что из 40 элементов, установленных в нем, только для немногих (Al, Li, Na, Ti, Ge, H) достоверно установлена форма нахождения в кристаллической решетке. Поэтому имеющиеся данные (справочник "Минералы", 1965; Василькова, Соломкина, 1965; Дэна и др., 1966; Доломанова, Бернов, Гасоян, 1972, и др.), хотя и показывают некоторые тенденции накопления кварцем определенных элементов в соответствующих геологических условиях, не могут ответить на вопрос, чем отличаются между собой составы кварцев из различных пород и руд.

^{*}И.Б. Каменцев (1963) на основании данных прецизионного определения параметров решетки кварца пришел к противоположному выводу о вхождении алюминия в решетку.

Для выявления типоморфизма кварца представляют интерес данные изотопного состава строящих его элементов – кремния и кислорода, а также углерода из включений. Отношение Si^{28}/Si^{30} в зависимости от условий образования кварца колеблется от 29,75 до 30,09 (Дир и др., 1966), существенно меняется также отношение O^{16}/O^{18} (Дир и др., 1966; Тугаринов, 1973, и др.). В процессе формирования пегматитов с понижением температуры кристаллизации кварца наблюдается увеличение в его включениях содержания тяжелого изотопа S^{34} (Мамчур и др., 1968).

Структура и свойства. Более выразительно по сравнению с составом в качестве типоморфных признаков кварца выступают структурные последствия состава и связанные с ними свойства. Благодаря изоморфным замещениям в реальной структуре кварца возникают примесные дефекты, имеющие электронно-дырочную природу. По данным А.С. Марфунина и Л.В. Берштова (1970), электронно-дырочные центры широко распространены в минералах.

Методами оптической спектроскопии, ЭПР, ИКС и термолюминесценции установлено, что большинство центров окраски кварца имеет электронно-дырочную природу, т.е. они связаны с электронами или дырками, локализованными на точечных примесных дефектах (Самойлович, Цинобер, 1969). Раскрывая указанными методами природу окраски, определяем реальную дефектную структуру минерала с деталями локальных нарушений общей симметрии, которые имеют типоморфное значение.

В камерных пегматитах Волыни, например, понижение температуры и давления кристаллизации кварца сопровождается сменой алюминиевых предцентров и центров окраски на железистые. Им соответствует изменение дымчатой и морионовой окраски на аметистовую. Образовывались технически важные дымчатые кристаллы в щелочных условиях (Мінералоутворюючі флюїди та парагенезис мінералів запоришевого типу України, 1971), способствовавших при воздействии радиации возникновению алюминиевых центров окраски.

В связи с окраской интересны еще полностью не осмыслиенные генетически факты проявления в кварцах аномальной дымчатой и аметистовой окраски, характеризующихся пониженной симметрией в отношении поглощения света. Пирамиды роста с такими окрасками обладают аномальным плеохроизмом, который, по данным Л.И. Цинобера и М.И. Самойловича (1971), можно использовать в качестве критерия для определения верхней температурной границы кристаллизации дымчатого кварца, поскольку такой плеохроизм не наблюдается в кристаллах, выращенных выше 400°C.

Одним из типоморфных признаков кварца является метрика решетки. Она меняется достаточно заметно (обычно в четвертом знаке после запятой) для различия кварцев из неолинаковых генетических комплексов. Наибольшее влияние, особенно на параметр с природных кварцев, оказы-

вает изоморфная примесь алюминия. Информация о влиянии внешних условий на вхождение алюминия в решетку кварца противоречива (Балицкий и др., 1966; Франк-Каменецкий, Каменцев, 1967, и др.).

Элементарная ячейка кварцев из камерных пегматитов Волыни необычных размеров. Здесь параметр имеет практически одинаковое значение во всех перекристаллизованных зонах (Каменцев, 1962), что находится в соответствии (Вовк и др., 1968; Лазаренко и др., 1973; Вовк, Павлишин, 1974) с ролью процессов перекристаллизации в формировании пегматитов, приведших в перекристаллизованных участках к выравниванию свойств минералов, в том числе размеров элементарной ячейки кварцев. Аналогичная картина, по предварительным данным (Гигашвили, Лисаков, 1971), наблюдается на кривых термовысвечивания кварца. Есть основание полагать, что в данном случае метрика решетки и кривые ТВ являются типоморфными признаками кварца, позволяющими диагностировать явление перекристаллизации, о котором обычно судят только на основании (не всегда однозначных) морфологических признаков.

Параллельно с увеличением параметров элементарной ячейки наблюдается незначительное понижение плотности и рефракции кварца.

Как типоморфный признак кварца интересны результаты его исследования методом ИКС. На данном уровне записи и интерпретации ИК-спектров представляется возможным отличать кварц, претерпевший инверсию от непретерпевшего; фиксировать наличие или отсутствие H_2O , OH , H_2O и их связь с примесными ионами (Ката, 1962; Доломанова, Гасоян, Королев и др., 1972; Рашидова, 1973, и др.).

Полученные ИК-спектры для окрашенных разностей кварца Украины (Донецкий бассейн, Волынь) показали, что во многих случаях отмечается связь между типом окраски и характером кривой ИК-спектра в области 3200–3700 cm^{-1} , что, по-видимому, связано с участием водородных дефектов в создании центров окраски (Цинобер, Самойлович, 1971). В этой области ИК-спектра наблюдается также увеличение интенсивности полосы поглощения по мере понижения температуры образования кварца (Доломанова и др., 1972). Данные ИКС важны еще в плане оценки водонасыщенности среди минералообразования.

Морфология. Типоморфизм внешней формы кристаллов кварца дискутируется со временем появления схемы А. Маухера (Maucher, 1914) об эволюции в зависимости от температуры, габитусных форм кварца. Интересные данные по этому поводу позже были высказаны Г. Кальбом, А.В. Ферсманом, Г.М. Бирюльским, Г.Г. Леммлейном, Е.Е. Костылевой, И.И. Шафрановским и др. Однако предложенные схемы габитусных форм кварца оказались во многом противоречивыми и вопрос о связи морфологии кристаллов кварца с генезисом усложнился.

Нет сомнения, что форма кристаллов кварца типоморфна, но она не может быть описана для всех генетических случаев одной уни-

версальной схемой габитусных форм. В каждом генетическом комплексе будут свои морфологические различия, и это должно учитываться при составлении кристаллогенетического определителя (Шафрановский, 1960) кварца. Кроме того, не следует забывать о конвергенции типоморфных признаков, ложной конвергенции, проиллюстрированной В.Ф. Чухровым (1972) на примере ошибочного отождествления габитуса кристаллов высокотемпературного дипирамидального и низкотемпературного ложнодипирамидального кварцев.

По И.И. Шафрановскому (1972), изменение габитусных форм кристаллов одного и того же минерала объясняется в основном динамическим поведением структуры в различных генетических условиях. При этом, согласно принципа Юри, внешняя форма кристалла сохраняет только те элементы своей симметрии, которые совпадают с элементами симметрии среды. В результате на индивидах появляются ложные простые формы. Так, кристаллы кварца, в которых L_3 во время роста была направлена вертикально, внешне имеют пирамидальную симметрию (Lp, nP), а кристаллы, росшие наклонно, обнаруживают внешнюю симметрию, близкую к P (Леммлейн, 1973).

Значительная роль в ограничении кристаллов кварца принадлежит степени пересщенности растворов кремнеземом. Ее повышение благоприятствует образованию длинноприматических и обелисковидных кристаллов и искаженных форм на головке (Балицкий, 1972).

Возникновение и морфология вициналей на гранях кристаллов кварца связывается с температурой его кристаллизации и режимом кислотности-щелочности кварцобразующих растворов.

Благодаря расширившимся возможностям рентгеновского метода (Кабанович и др., 1966) большое значение в роли типоморфного признака приобрела внутренняя морфология кристаллов кварца, позволяющая "нарисовать" онтогенез минерала на всех его стадиях роста (Григорьев, 1961; Буанов, 1971; Леммлейн, 1973, и др.).

Особого внимания с точки зрения типоморфизма заслуживает морфология выделений кварца, образовавшихся в условиях стесненного роста, — зерен гранитов, ихтиоглиптов пегматитов и др. Из данных И.Т. Бакумянко (1966) следует, что по морфологии кварцевых вростков можно судить о способе и времени образования графической зоны пегматитов. В письменных магматических образованиях кварцевые вростки имеют индукционную огранку, возникшую в результате одновременной кристаллизации из расплава кварца и полевого шпата. При перекристаллизации письменного пегматита ихтиоглипты преобразуются в скелетные вростки. Скелетные кристаллы кварца возникают также в результате неравномерного питания.

Двойники. Известно, что в природе кварц сдвойникован значительно чаще, чем не сдвойникован. Установлено несколько типов двойников, из

которых наиболее распространены двойники с параллельными осями (дофинейские и бразильские).

Исследование природных и искусственных кристаллов кварца показало, что тип и морфология его двойников являются чуткими индикаторами внешней среды. Так, низкотемпературный кварц может быть поражен как бразильскими, так и дофинейскими двойниками, а высокотемпературный (вначале росший как гексагональная модификация) бразильских не содержит, причем в первом дофинейские двойники крупные, а во втором — мелкие и т.д. (Цинзерлиг, 1961; Барсанов, Гурьева, 1963; Минералы. Справочник, 1965; Дэна и др., 1966, и др.).

Температура инверсии. Экспериментально установлено, что она зависит от состава кварца и давления, при котором совершается переход одной модификации в другую (Дир и др., 1966; Дэна и др., 1966, и др.). Известно также (Tuttle, 1949), что температура инверсии кварца изменяется обратно пропорционально температуре его образования. В связи с этим температура инверсии в качестве дополнительного критерия может быть использована для установления относительной температуры образования кварцев, образовавшихся в сходных геохимических условиях среды минералообразования, а также для корреляции кварцев различного возраста и генезиса (Минералы. Справочник, 1965; Дир и др., 1966).

Диэлектрическая проницаемость, пьезоэлектрические и другие свойства. Диэлектрическая проницаемость кварца изменяется в пределах от 4,5 до 6,0 и может быть использована при расшифровке стадий рудообразования (Горбатов, Рожкова, 1962; Василькова, Соломкина, 1965). Пьезоэлектрические модули колеблются в зависимости от температуры образования кварца, его катализма и пористости (Доломанова, Успенская, 1970). Генетически неодинаковые кварцы заметно отличаются между собой и по другим свойствам — скорости распространения упругих волн, теплопроводности, характеру трещиноватости, проявлению двусосности, волнистому погасанию, ориентировке в пространстве.

Включения. Природные кварцы содержат разнообразные включения, используемые в минералогической практике для установления условий минералообразования. Независимо от этой информации включения минералообразующей среды являются важными типоморфными признаками (Ермаков, 1972).

Высокотемпературные кварцы содержат включения, вакуоли которых описываются дипирамидальной простой формой, а низкотемпературные обычно характеризуются включениями призматического габитуса. Наличие во включениях затвердевших расплавов, газовых и водных растворов дает возможность судить о магматическом, пневматолитовом, гидротермальном или холодноводном образовании минерала. По составу и характеру гомогенизации включений можно установить, образовался кварц из истинных или коллоидных растворов.

Типоморфное значение имеют также твердые включения (Ляхов, Пизнер, 1964) и состав растворов включений (Костылева, 1964; Доломанова, Гасоян, Королев и др., 1972; Мінералоутворюючі флюїди..., 1971, и др.).

Таким образом, приведенный краткий обзор типоморфных признаков кварца показывает их широкое значение для развития представлений о конституции кварца, о явлениях минералогенеза и для практики. В типоморфизме кварца еще много нерешенных вопросов — не выявлены природа всех центров окраски, практически не изучен распространенный в чарнонитах и других породах голубой кварц, не выявлены четкие различия рудо- инерудоносного кварца, неудовлетворительно изучен состав элементов-примесей. Кварц плохо изучен в региональном плане, и в его современных исследованиях неоправданно недооценивается морфология кристаллов и зерен. Дальнейшее более глубокое изучение типоморфизма кварца — залог успеха современной минералогии кварца, призванной на электронном уровне изучить его конституцию, морфологию, свойства и объяснить их генетически.

Л и т е р а т у р а

Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. "Наука", М., 1966.

Балицкий В.С. Структурно-морфологические особенности кристаллов кварца как индикаторы физико-химических условий минералообразования. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", М., 1972.

Балицкий В.С. и др. О влиянии температурных условий образования кварца на содержание структурной примеси алюминия. — Минералог. сб. Львов. ун-та, 1966, № 20, вып. 3.

Барсанов Г.П., Гурьева Э.Я. О различиях природного кварца, претерпевшего $\alpha \rightarrow \beta$ -превращение. — ДАН СССР, 1963, т. 153, № 4.

Буканов В.В. Морфология и внутреннее строение кристаллов кварца. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Изд-во Свердловского горного ин-та, 1971.

Василькова Н.М., Соломкина С.Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. "Недра", М., 1965.

Вовк П.К., Павлишин В.И. Типоморфизм минералов камерных пегматитов. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1974, № 28, вып. I.

Вовк П.К., Павлишин В.И., Сорокин Ю.Г. Полевые шпаты пегматитов Волыни. — Минералог. сб. Львов. ун-та, 1966, № 21, вып. I.

Гігашвілі Г.М., Лисаков В.С. Термодіаметричні властивості кварців пегматитів в Волині. — ДАН УРСР, серія Б, 1971, № I.

Горбатов Г.А., Рожкова Е.В. Некоторые современные физические методы исследований в применении к изучению вещественного состава минерального состава минерального сырья. — Минеральное сырье, вып. 6. Госгеолиздат, 1962.

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд-во Львов. ун-та, 1961.

Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. "Мир", 1966.

Доломанова Е.И., Бершов Л.В., Гасоян М.С. Изоморфные элементы-примеси в жильном кварце оловорудных месторождений Забайкалья и их генетическое значение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 6.

Доломанова Е.И. и др. Типоморфные особенности гидротермального жильного кварца. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", М., 1972.

Доломанова Е.И. и др. Определение состава приесей и температуры образования жильного и других кварцев по инфракрасным спектрам. - В кн.: Труды Минералог. музея, 1972, вып. 21.

Доломанова Е.И., Успенская А.Б. Пьезоэлектрические свойства кварцев оловорудных месторождений. - В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. "Наука", М., 1970.

Дена Дж., Дена Э.С. Фрондель К. Система минералогии. Минералы кремнезема. "Мир", М., 1966.

Ермаков Н.П. Включения минералообразующих растворов и расплавов в минералах и их типоморфное значение. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", М., 1972.

Кабанович И.В. и др. Возможности метода рентгеновской топографии в изучении закономерностей роста кристаллов. - Минералог. об. Львов. уч-та, 1966, № 20, вып. 4.

Каменцев И.Е. Влияние условий кристаллизации на вхождение примесей в решетку кварца. - Вестник ЛГУ, 1962, № 18.

Каменцев И.Е. О влиянии температуры кристаллизации на вхождение алюминия в структуру природного кварца. - Геохимия, 1963, № 3.

Костылева Е.Е. Некоторые методы изучения рудоносного кварца и опыт их применения. "Наука", М., 1964.

Лазаренко Е.К. и др. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Изд-во Львов. уч-та, 1973.

Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. "Наука", М., 1973.

Ляхов Ю.В., Пизнер А.В. О сингенетических твердых включениях в минералах. - Минералог. об. Львов. уч-та, 1964, № 18, вып. 2.

Мамчур Г.П., Возняк Л.К., Ковалишин З.И. Изотопный состав углерода углекислоты из разнотемпературных включений в кварце пегматитов Волыни. - В кн.: Тезисы докладов на втором симпозиуме по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1968.

Марчунич А.С. Электронное строение и свойства минералов. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. "Наука", Л., 1967.

Марфунин А.С., Бершов Л.В. Реальная структура и электронно-динамические центры в минералах. - В кн.: Идеи Е.С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии. "Наука", Л., 1970.

Минералы. Справочник, т.2, вып.2. "Наука", М., 1965.

Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів за-новищевого типу України. "Наукова думка", К., 1971.

Рашитова Г.Ш. Некоторые результаты изучения кварца золоторудного месторождения Кизылалмасай методом ИК-спектроскопии. - Записки Узбекистанского отделения Всес. минералог. об-ва, 1973, вып. 26.

Самойлова М.И., Цинобер Л.И. Центры окраски в кварце. - В кн.: Геохимия, минералогия, петрография, серия "Итоги науки". М., 1969.

Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского plutона. Изд-во Львов. уч-та, 1947.

Тугаринов А.И. Общая геохимия. Атомиздат, М., 1973.

Ферсман А.Е. Пегматиты, т. I. Изд-во АН СССР, 1931.

Ферсман А.Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. - В кн.: Избранные труды А.Е. Ферсмана, т. 2. Изд-во АН ССР, 1953.

Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. Микроизоморфизм и условия образования кварца. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. "Наука", Л., 1967.

Цинзерлинг Е.В. Искусственное двойникование кварца. "Наука", М., 1966.

Цинобер Л.И., Самойлович М.И. Структурные дефекты в кристаллах кварца как чувствительные индикаторы особенностей процесса минералообразования. - В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Изд-во Свердловского горного ин-та, 1971.

Чухров В.Ф. Типоморфизм - важнейшая проблема современной минералогии. - В кн.: Типоморфизм минералов. "Наука", М., 1969.

Чухров В.Ф. Некоторые вопросы типоморфизма минералов. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", М., 1972.

Шафрановский И.И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд-во Львов. ун-та, 1960.

Шафрановский И.И. Кристаллические формы как индикаторы особенностей минералообразующей среды. - В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. "Недра", М., 1972.

Юшкин Н.П. Проблема типоморфизма минералов. - ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2.

Baumbauer H.U., Brunner G.O., Laves F. Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Dentung ihrer regionalen Abhängigkeit. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1962, Bd. 42, N 1.

Brunner G.O., Wondratschek H., Laves F. Ultrarotuntersuchungen über den Einbau von H in natürlichen Quarz. - Z.Elektroch., 1961, Bd 65, N 7-8.

Kats A. Hydrogen in alpha-quartz. - Phillips Research Report, 1962, vol. 17, p. 133-168.

Maucher A. Die Bildungsreihe der Mineralien. Freiberg, 1914.

Tuttle O.F. The variable inversion temperature of quartz as a possible geologic thermometer. - Am. Mineral. 1949, vol. 34, p. 723.

МЕХАНИЗМ ПЕРЕНОСА И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КРЕМНЕЗЕМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Г.М. Мицюк

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев)

Кремнезем является очень подвижным компонентом земной коры. Этому способствуют постоянно протекающие в природе гидротермальные процессы, которые приводят к разложению пород и минералов, сопровождающемуся выносом наряду с другими элементами огромных количеств кремнезема в раствор и переотложением его в виде различных новых минералов и пород. Особое значение эти процессы имеют в верхних слоях земной коры (в зонах выветривания), а также и в глубинных областях, для которых характерны флюидные растворы, содержащие высокие концентрации кремневой кислоты. При охлаждении гидротермальных флюидов (особенно с одновре-

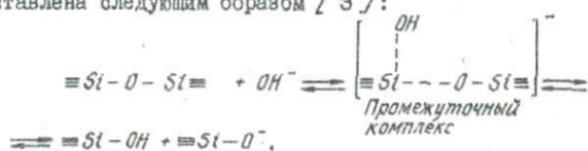
менным понижением давления) из них осаждаются огромные массы минерального вещества, формирующееся в гидротермальные рудные месторождения и, в частности, месторождения жильного или пегматитового кварца.

В зависимости от конкретных РТ-условий и химической природы минерализующих растворов процессы растворения, осаждения и кристаллизации кремнезема протекают с различной скоростью, достигая определенной стадии гидротермального превращения кремнеземного вещества, и завершаются, как правило, образованием трудно растворимого и стабильного минерала кварца.

Для понимания механизма растворения, осаждения и кристаллизации кремнезема в гидротермальных условиях необходимо учитывать особенности электронного строения участвующих в реакции атомов и групп атомов. Прежде всего это касается электронной структуры связей типа $\equiv Si-O-Si \equiv$, являющихся основным структурным элементом кремнезема и силикатов, а также электроноакцепторных возможностей атома кремния в кремнекислородных связях, изменяющихся в зависимости от физико-химических условий и природы среды.

Известно, что атом кремния во внешней электронной оболочке, кроме четырех валентных электронов, имеет пять вакантных $3d$ -орбиталей, на которые он может акцептировать неподеленные электронные пары соседних атомов [1, 2]. Обычно такими электронодонорными атомами являются атомы O, F, N и др. Поэтому кремний может вступать в ряде случаев в донорно-акцепторные связи с электронодонорными атомами, образуя комплексные соединения. При этом в одних случаях они являются непрочными и играют роль промежуточных соединений, активирующих процесс, в других – образуются вполне устойчивые комплексы с шестикоординационным центральным атомом кремния.

Процесс растворения кремнезема в воде и водных растворах является одним из примеров реакций, сопровождающихся образованием нестабильных промежуточных комплексов, в которых атом кремния является пятикоординированным. Это облегчает расщепление связей $\equiv Si-O-Si \equiv$, которое в свою очередь приводит к гидроксилированию атомов кремния и высвобождению их в раствор в виде мономерной недиссоциированной кремневой кислоты (при pH не выше 9). В природных условиях этот процесс катализируется обычно ионами OH^- , являющимися сильными нуклеофильными (электронодонорными) агентами. Реакция расщепления $\equiv Si-O-Si \equiv$ связей относится к типу реакций нуклеофильного замещения S_N2 и может быть представлена следующим образом [3]:



Образующиеся при реакции комплексы являются непрочными и быстро распадаются с образованием конечных продуктов. Возникающие при этом анионы $-Si-O^-$ могут участвовать в обратной реакции. Но в зависимости от pH, природы и состояния среды они будут в различной степени выводиться из реакции, и тем самым будет регулироваться скорость процесса растворения.

Растворение кремнезема ускоряется с ростом концентрации гидроксильных ионов в растворе, а также в присутствии солей. При достаточно высоких концентрациях щелочи в растворах (при pH > 9) наряду с увеличением скорости происходит возрастание величины предельной растворимости кремнезема за счет усиленной ионизации молекул кремневой кислоты.

Способность кремния к комплексообразованию имеет решающее значение как при растворении кремнезема, так и при его извлечении из растворов, независимо от того, каким путем оно происходит: биогенным или неорганическим.

Биогенным путем в бассейнах морей и океанов, несмотря на то, что вода недосыщена даже кварцем, ежегодно извлекается около $7-15 \cdot 10^{10}$ т SiO_2 [4]. Это происходит в результате жизнедеятельности кремнеусваивающих организмов — диатомей, радиолярий и других, которые в процессе фотосинтеза усваивают растворенную в воде кремнекислоту, используя ее для построения своих скелетов, не растворимых в морской воде при жизни организмов. Однако при отмирании их скелеты частично растворяются и медленно осаждаются на дно, образуя затем различные кремнистые породы, видоизменяющиеся в процессе диагенеза.

В [3, 5] предложен следующий механизм биогенного извлечения кремнезема. В процессе жизнедеятельности фитопланктона наряду с кремнием усваивается фосфор и другие компоненты. Благодаря своим электроноакцепторным свойствам кремний способствует протеканию в кремнеусваивающих организмах различных реакций синтеза и расщепления фосфорорганических соединений.

Образующиеся фосфорорганические соединения и их осколки частично осаждаются на кремнеземном материале скелета организмов. При этом возникает пленка комплексов, которая экранирует атомы кремния от нуклеофильной атаки гидроксильных ионов и препятствует растворению кремнезема. При отмирании фитопланктона эти соединения уже не обновляются, постепенно смываются большим количеством морской воды, и кремнезем скелетов начинает медленно растворяться.

Основная же масса кремнезема извлекается из растворов (особенно в глубинных гидротермальных областях) неорганическим способом: либо путем полимеризации до стадии гелеобразования с последующей кристаллизацией, либо путем непосредственной кристаллизации на подложку.

Полимеризация кремневой кислоты наблюдается при резком пересыщении растворов, которое происходит при изменении РТ-условий или природы среды. Эти процессы имеют место обычно в областях интенсивной вулканической деятельности, вблизи выходов гейзеров и горячих источников, в относительно низкотемпературных гидротермальных растворах. При осаждении кремнезема из пересыщенных растворов кремневой кислоты, происходящем вследствие ее полимеризации и укрупнения полимерных молекул, всегда образуются гидрогели поликремневой кислоты, которые превращаются затем в опалы.

Процесс полимеризации кремнезема является каталитическим и протекает с образованием активирующих промежуточных пятикоординационных комплексов кремния [6], т.е. с использованием электроноакцепторных возможностей атомов кремния в кремнекислородных связях. При этом в зависимости от pH среды он ускоряется либо ионами F^- (в кислой области с $pH < 2$), либо ионами OH^- (при $pH > 2$ и вплоть до $pH = II$). Однако в сильнощелочной среде (при $pH > II-II$) полимеризация кремневой кислоты не происходит в силу ее полной диссоциации.

Полимерные частицы, возникающие в процессе полимеризации кремневой кислоты, взаимодействуют между собой за счет водородных связей и постепенно укрупняются, образуя золь, который при критической величине частиц переходит в гидрогель. Последний состоит обычно из приблизительно шаровидных первичных частичек размером 20-150 Å, колеблющимся в зависимости от условий образования, и обладает огромной удельной поверхностью (порядка 600-900 m^2/g).

Изучение молекулярной структуры гелей поликремневой кислоты, выполненное рентгенографическим способом [7], обнаружило, что среднее координационное число атомов кремния по кислороду в гидрогелях находится около 6. Это связано с образованием донорно-акцепторных комплексов между атомами кремния и молекулами воды или гидроксильными группами. При высушивании гидрогелей в ксерогели (силикагели) координационное число кремния уменьшается до 4, которое характерно для всех известных в природе разновидностей кремнезема (за исключением стилювита). Приведенные факты свидетельствуют о возможном образовании донорно-акцепторных комплексов кремния с водой (или OH-группами) в ходе гидротермального превращения вещества кремнезема и объясняют молекулярный механизм этих процессов. Действительно, рентгенографическое исследование образца, полученного при гидротермальной обработке силикагеля в воде при температуре 200°C и давлении 40 ат, показало, что координационное число кремния в нем равно 5.

Изучено также влияние физико-химических условий гидротермальной обработки на текстуру силикагелей при температурах до 200°C и давлениях до 4 кбар. Опыты проводились в установке высоких давлений оригинальной конструкции.

В результате экспериментов получены различные опаловидные формы кремнезема, отличающиеся по текстуре в зависимости от глубины гидротермальной обработки силикагелей. Установлено, что независимо от условий проведения опытов типичным является резкое сокращение удельной поверхности (от 560 м²/г в исходном силикагеле до 30 - 100 м²/г), уменьшение сорбционного объема пор (от 0,69 до 0,10 - 0,20 см³/г), увеличение доли макропор, рост размеров частиц (от 40 до 300 - 400 Å) и среднего радиуса пор. Интенсивность указанных структурных изменений силикагелей зависит от физико-химических условий эксперимента. Прежде всего она определяется природой среды, наличием примесей, температурой, продолжительностью опытов и, в меньшей степени, давлением. Наибольшие изменения претерпели образцы, полученные в щелочных растворах, а также в случае исходных силикагелей, содержащих 0,42% Al. Последние обладали низкими значениями удельной поверхности (1-2 м²/г), огромными частицами (до 1 - 2 μ), представляющими собой агрегаты более мелких частиц, и незначительной суммарной емкостью пор (0,02 - 0,08 см³/г). К тому же они имели пониженное значение истинной плотности - 1,67 - 1,88 г/см³ (в то время как для других образцов она равна 2,20 - 2,26 г/см³). Вероятно, это обусловлено особым механизмом переноса кремнеземного вещества в подобных образцах при гидротермальной обработке.

Сопоставление структурных характеристик и адсорбционных свойств искусственных гидротермальных кремнеземов и аморфных природных опалов указывает на их близкое сходство.

Полученные опаловидные формы кремнезема неустойчивы и легко кристаллизуются в процессе продолжительной гидротермальной обработки в щелочной среде. Кинетика и механизм этих превращений были изучены в температурной области 150-250°C и в интервале давлений 0,5-4,0 кбар. Исследования проводились совместно с Л.И. Горогоцкой и А.И. Растрепенко.

Установлено, что процесс гидротермальной кристаллизации аморфного кремнезема сложный и протекает через ряд последовательных промежуточных стадий по схеме [8]:



Как видно из схемы, после компактирования вещества геля, завершающегося формированием опаловидного кремнезема, наблюдается процесс кристаллизации последнего с образованием ряда нестабильных промежуточных форм кремнезема. Были получены четыре модификации фазы $\text{SiO}_2-\chi$, синтезированной впервые Хейдеманом [9], а также новая форма, условно названная $\text{SiO}_2-\gamma$.

Получение той или иной формы кремнезема определяется температурой и природой среды. Все разновидности $\text{SiO}_2-\chi_1$, $\text{SiO}_2-\chi_2$ и $\text{SiO}_2-\chi_5$

получаются обычно как в чистой щелочной среде KOH , так и в присутствии солей различной природы. Форма SiO_2-Y образуется в щелочной среде $NaOH$, а в смеси $KOH + NaCl$ она устойчива при температуре, ниже $180^{\circ}C$. Повышение температуры, а также гидротермальная обработка в H_2O и в слабых растворах HCl приводят к переходу SiO_2-Y в SiO_2-X_5 или SiO_2-X_4 . Эти данные свидетельствуют о неустойчивости формы SiO_2-Y , которая легко превращается в более устойчивую X -форму.

Отмеченные промежуточные формы кремнезема характеризуются рядом специфических особенностей. Например, для рентгенограмм образцов SiO_2-X_2 и SiO_2-X_3 типичными являются линии с межплоскостными расстояниями: 18,5 - 20,5; 9,3 - 9,7; 3,40 - 3,48 и 1,84 - 1,85 Å. Колебания указанных расстояний связаны с условиями получения образцов - природой среды, температурой и давлением.

Рентгенограммы SiO_2-Y также характеризуются четкими интенсивными отражениями в области малых углов. Наиболее сильная линия соответствует расстоянию 16,0 Å, остальные диагностические линии - 5,12-5,15 / 6 /; 3,44-3,46 / 10 /; 3,14 - 3,16 / 10 / и 1,825 - 1,830 Å / 6 /.

Такие же специфические особенности наблюдаются и в инфракрасных спектрах этих форм. Все фазы представляют собой агрегаты пластинчатых или волокнистых кристаллов размером от десятых долей до 1-2 μ, обладают высокой удельной поверхностью (до 20 - 30 м²/г, плотностью 2,36 - 2,52 г/см³). Кроме того, они характеризуются значительной обменной емкостью по отношению к ряду катионов.

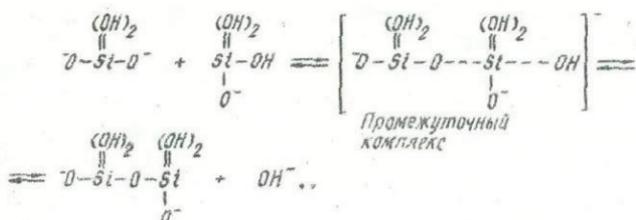
Как видно из приведенной выше схемы, в ходе дополнительной гидротермальной обработки разновидности кремнезема-Х и фаза SiO_2-Y превращаются сначала в низкотемпературный кристобалит, а затем в кварц.

Предложенный в настоящей работе механизм кристаллизации аморфного кремнезема в щелочной среде (pH = 10-13) прослеживается во всей изученной области температур и давлений. Конечным этапом ее является образование кварца. В природных условиях этот процесс тормозится присутствующими в опалах и других полуаморфных кремнеземах различными примесями (например, Fe, Al и др.), а также слабощелочной и даже нейтральной обстановкой среды.

Изучение кинетики реакции кварцеобразования, выполненное в указанных РТ-условиях, показало, что она зависит от множества факторов, однако одним из необходимых и определяющих является наличие ионов OH^- в реакционной среде. Только в присутствии этих ионов реакция происходит. Этот факт свидетельствует о том, что образование кварцевой фазы катализируется ионами OH^- . Наблюдавшийся Керром и Файром / 10 / синтез кварца в чистой воде при температурах $335-435^{\circ}C$ объясняется тем, что в критических условиях вода приобретает особые свойства и имеет

повышенную степень диссоциации и, следовательно, концентрацию гидроксильных ионов, достаточную для синтеза кварца.

Каталитическое влияние ионов OH^- на процессы кварцеобразования обусловлено природой кремнекислородных связей и электроноакцепторными возможностями атомов кремния в них, зависящими от природы среды, в том числе от pH. В щелочной среде молекулы кремневой кислоты в значительной степени ионизированы, что облегчает их конденсацию по типу реакций нуклеофильного замещения S_N2 [3]. Можно представить следующую схему процесса на примере конденсации ионов типа H_3SiO_4^- и H_2SiO_4^- :



Формирование связи $=\text{Si}-\text{O}-\text{Si}=$, характерной для кварца, сопровождается образованием нестабильного промежуточного соединения с пятикоординационным центральным атомом кремния, которое распадается с отщеплением гидроксильных групп одного из взаимодействующих ионов. Ион OH^- , отщепляющийся при реакции, является катализатором процесса и используется в дальнейшей ионизации кремневой кислоты, происходящей путем нейтрализации одного из ее протонов.

Аналогично реакция протекает и в случае полисиликатных ионов, а также на поверхности затравочного кристалла кварца. При этом полисиликатные ионы и ионизированная поверхность затравки или зародыша кварца являются теми активными центрами (типа $=\text{Si}-\text{O}^-$), которые атакуют атомы кремния растворенных мономерных и слабополимеризованных ионов кремневой кислоты и извлекают их из растворов.

Предложенный механизм процесса кварцеобразования подтверждается обнаруженным нами влиянием давления на скорость реакции кварцеобразования при 150°C , а также отсутствием его на кинетику растворения кварца при этой же температуре.

Изложенные выше представления помогают понять, как происходит де-гидроксилирование кремнеземного вещества и конденсация силикатных ионов на поверхности растущего кристалла кварца.

Таким образом, процесс переноса кремнезема на всех этапах: растворение — осаждение — кристаллизация показывает, что механизм приведенных превращений определяется природой кремнекислородных связей и

электроноакцепторными возможностями атома кремния в каждом конкретном случае.

Л и т е р а т у р а

1. Jaffe H.H. Studies in molecular orbital theory of valence. - *J.Phys.Chem.*, 1954, vol. 58, N 2.
2. Quicksbank D.W.J. The role of 3d-orbitals in π -bonds between (a) Si, P, S or Cl and (b) O or N. - *J.Chem. Soc.*, 1961, N 12.
3. Мицюк Б.М. Механизм растворения кремнезема и извлечения его из растворов в природных условиях. - Геохимия, 1972, № 9.
4. Богоявленский А.Н. Распределение и миграция растворенной кремнеземистоты в океанах. - В кн.: Геохимия кремнезема. "Наука", М., 1966.
5. Мицюк Б.М. Механизм взаимодействия кремнезема с фосфорной кислотой в водных растворах. - Курн. неорг. хим., 1972, т. 17, № 4.
6. Стрелко В.В. Механизм полимеризации кремневых кислот. - Колл. журн., 1970, т. 32, № 3.
7. Мицюк Б.М. и др. Некоторые особенности молекулярной структуры гель-поликремневой кислоты. - Колл. журн., 1972, т. 34, № 4.
8. Мицюк Б.М., Горогоцкая Л.И., Растрененко А.И. Промежуточные формы кремнезема, полученные при гидротермальном синтезе кварца. - ДАН СССР, 1973, т. 209, № 4.
9. Heydemann A. Untersuchungen über die Bildungsbedingungen von Quarz im Temperaturbereich zwischen 100°C und 250°C. - Beitr. Mineral. Petrogr., 1964, vol. 10.
10. Carr R.M., Fyfe W.S. Some observations on the crystallisation of amorphous silica. - Am. Mineral., 1958, vol. 43, N 9-10.

РАСТРЕСКАНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ РТ-УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ (на примере кварца пегматитов Волыни)

Д.К. Возняк, В.А. Каложный

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев;
Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Изучение включений минералообразующей среды позволяет объективно определить условия и время образования содержащих их минералов, т.е. ставит минералы различных геологических объектов в разряд типоморфных. Однако, несмотря на то, что информация, которую несут включения, значительная, в каждом конкретном случае она не однозначна и часто ее расшифровка очень затруднительна или неоднозначна. Одни из слабоизученных случаев рассматривается ниже.

Впервые возможность использования растрескаанных включений для суждения о температурном режиме образования минералов была сформулирована Г.Г. Леммлейном и М.О. Клия (1954). С течением времени они детально не изучались, их обычно считали непригодными для термометрического анализа и рекомендовали исключать из исследований. Опыт изучения растрескаанных включений в кварце пегматитов Волыни (Каложный, Воз-

няк, 1967; Калужний, 1971; Возняк, 1971; Мінералоутворючі флюїди та парагенезис мінералів заноришевого типу України, 1971) показує, що вони несуть багату інформацію об умовах мінералообразування.

Теоретические основы использования растресканных включений для восстановления РТ-условий минералообразования не разработаны. Физическая сущность их возникновения состоит в том, что под действием внутреннего давления вокруг включений образуются напряжения, которые при определенных значениях разрешаются в виде трещин (Леммлейн, Клия, 1954). Залечивание образовавшихся трещин разрыва раствором растрескенного включения фиксируется многочисленными включениями, называемыми дочерними. Согласно литературным данным, давление, необходимое для разрыва стенок полости включения, зависит от размеров, формы, числа и размещения включений, физико-механических свойств минерала, его размеров, внешнего давления и температуры. Числовых зависимостей между всеми указанными факторами не установлено, хотя некоторые из них рассмотрены в работах (Клия, Леммлейн, 1951; Наумов и др., 1966; Хэтчиков и др., 1968; Тугаринов, Наумов, 1970; Пальмова, Диков, 1970; Пашков, Пилоян, 1973; Шатагин, 1973). По-видимому, влияние одних факторов – значительное, других – ничтожно. Растрескивание жидких включений в кристаллах возможно лишь в том случае, если разница между давлением раствора включения ($P_{\text{вн}}$) и внешним давлением ($P_{\text{нар}}$) равна определенной положительной величине $\Delta P = P_{\text{вн}} - P_{\text{нар}}$. Она, согласно данным (Тугаринов, Наумов, 1970) неодинакова для разных минералов при внешнем давлении 1 ат.

Обозначения, использованные при описании растресканных включений, следующие:

T_0 , ρ_0 – соответственно температура и внутреннее давление раствора в момент гомогенизации нерастрескенного включения; T_1 – температура гомогенизации материнского включения; T' , $\rho'_{\text{вн}}$ – температура и внутреннее давление раствора включения в момент разрыва его полости при внешнем давлении 1 ат; T'' , $\rho''_{\text{вн}}$ – минимальная температура и давление раствора внутри включения в момент растрескивания при внешнем давлении минералообразующего раствора; T''' – наибольшая температура, которую претерпели растресканные включения; d_0 , d_1 , d_2 – изохоры соответственно нерастрескенного и растресканных включений.

На рис. I показаны зависимости между T_0 , T_1 , T' , T'' , T''' включений воды различного наполнения в кристаллах, находящихся лишь под давлением минералообразующего раствора и возникших при повышении температуры. Такой анализ позволяет восстановить РТ-условия растрескивания жидких включений по их изменениям.

Включения, которые при внешнем атмосферном давлении взрываются выше температуры гомогенизации ($T' > T_0$).

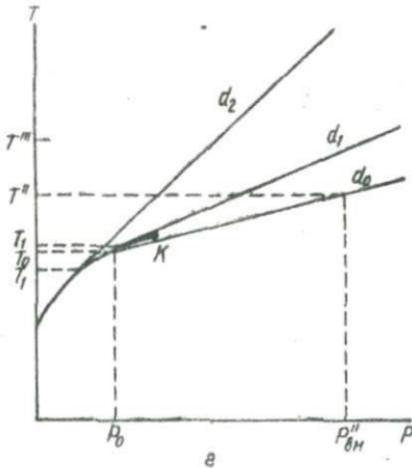
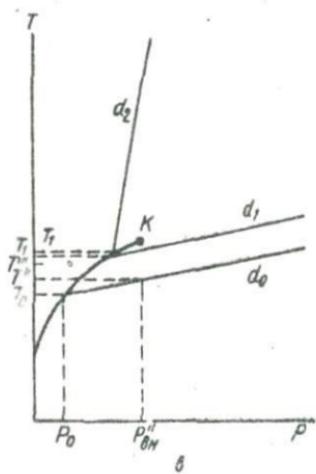
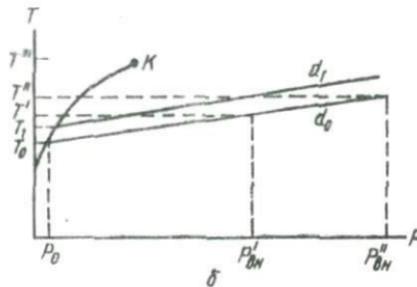
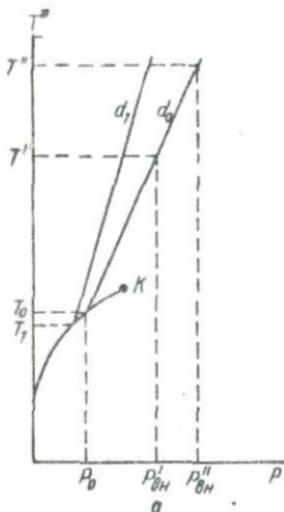


Рис. I. Зависимости между T_0 , T_f , T' , T'' , T''' включений воды, растрескивание которых произошло вследствие повышения температуры.

I. Включения до растрескивания гомогенизовались в газовой фазе:
 $T'' > T'' > T' > T_f > T_0$ (рис. I, а).

2. Гомогенизация включений до растрескивания происходила в жидкую фазу:

а) при растрескивании не происходит изменения агрегатного состояния растворов во включении (рис. I,б): $T' < T'' < T''' > T_r > T_g$;

б) при температуре растрескивания раствор включения стал гетерогенным (рис. I,в): $T_r > T''' > T'' > T' > T_g$;

в) при температуре растрескивания раствор включения стал газовым (рис. I,г): $T' < T'' < T''' > T_r, T_g$; при этом $T_r > T_g, T_r < T_g$.

Включения, которые при внешнем давлении взрываются, не достигнув гомогенного состояния ($T' < T_g$).

При внешнем давлении температура взрыва (T'', T''') может быть выше T_g , и в таком случае будут справедливы ранее выведенные между ними зависимости.

Из анализа условий растрескивания жидких включений следует:

1. Растрескивание жидких включений в природе может происходить в результате повышения температуры (перегрев), а также вследствие резкого падения внешнего давления минералообразующих растворов.

2. Температуры гомогенизации материнских включений (T_r) с незначительными ореолами дочерних включений близки к температурам гомогенизации включений до растрескивания (T_g). При этом в зависимости от наполнения $T_g > T_r$ или $T_g < T_r$.

3. Температуры гомогенизации материнских (T_r) включений с большими ореолами дочерних включений, гомогенизующиеся в жидкую фазу, могут приближаться к температурам растрескивания (T''') или даже превышать их, однако во всех случаях они выше температур гомогенизации включений до растрескивания (T_g).

4. Гомогенизация материнского включения в жидкой фазе указывает, что оно и до растрескивания гомогенизовалось в жидкость. Необходимо, однако, удостовериться не было ли перенаполнения (Леммлейн, 1956; Каллюний, 1971).

5. Температуры гомогенизации дочерних включений могут дать сведения об истинных температурах залечивания трещин разрыва.

Растресканные жидкие включения в кварце лейкититов Волни

Изучая растресканные включения в минералах, можно установить относительное время их разрыва, количество таких проявлений, а иногда и причины их вызвавшие, т.е. детализировать РТ-условия минералообразования.

Морфология включений. Вокруг исследованных жидких включений наблюдаются ориентированные и неориентированные залеченные трещины разрыва. Первые обычно содержат субмикроскопические дочерние включения и находятся в плоскостях, параллельных граням призмы $\alpha \{ II\bar{2}0\}$, отрицательного и положительного ромбоэдров. Плоскости, параллельные $\alpha \{ II\bar{2}0\}$, имеют вид тригональных пучков и в плане (проекция на (0001) совпадают с ребрами, образованными гранями положительного ромбоэдра, а ось пуч-

ка - с оптической осью минерала. Тригональный пучок одной вершины жидкого включения повернут на 60° относительно другой. Они наблюдаются вокруг включений, форма которых близка (или отвечает) к отрицательным кристаллам. Вторые приурочены к включениям неправильной формы и образованы при залечивании неправильных поверхностей трещин разрыва, реже плоскостей без определенной ориентировки.

Размеры и форма трещин разрыва, величина дочерних включений, форма материнских включений зависят от величины природного перегрева, размеров и взаимного расположения включений. Кроме того, абсолютные размеры дочерних включений зависят от расположения их в трещине разрыва.

Определение времени и причины проявления процессов, вызвавших растрескивание включений. В кристаллах из занорышей выделены следующие разновидности кварца (в последовательности от ранних к поздним): Б - сотовый; В - полосчатый; Г - листистый, лымчатый, морион; Д - поздний кварц регенерации. Каждая из них содержит специфические, свойственные лишь одной разновидности, твердые и жидкые включения (Калюжный, Возняк, 1967; Калюжный, Притула, 1967; Мінералоутворюючі флюїди..., 1971). Обоснован следующий порядок образования вторичных жидкых включений: тип I - жидкогазовые ($L = 25\text{--}40\%$), находятся в следу залечивания полигональной сотовой трещиноватости; тип 2 - жидкогазовые с большим содержанием минералов-спутников; тип 3 - жидкогазовые ($L = 35\text{--}40\%$), находятся в параллельных трещинах, густо пронизывающих полосчатый кварц; тип 4 - жидкогазовые ($L = 25\text{--}40\%$); тип 5 - семейство многофазовых включений, содержащих минералы-узники; тип 6 - первичные трубчатой формы сложные включения углекислоты, часто встречающиеся в основании зоны позднего кварца регенерации; тип 7 - первичные газово-жидкие ($L = 70\text{--}85\%$), находятся совместно с включениями типа 6; тип 8 - сложные включения углекислоты; тип 9 - газово-жидкие ($L = 70\text{--}80\%$); тип 10 - существенно жидкие ($L = 90\text{--}95\%$).

Этот порядок образования жидкых включений обоснован методом перенаполнения. Размещение жидкых включений в зональном кварце, а также схемы перенаполнения включений показаны на рис. 2.

Растресканные жидкые включения наблюдаются среди всех разновозрастных групп, кроме первичных и вторичных сложных включений углекислоты (типы 6 и 8) и включений типа 10 (Мінералоутворюючі флюїди..., 1971). Обосновано двукратное проявление процессов растрескивания жидкых включений. Первое - до кристаллизации позднего кварца регенерации, в период действия растворов многофазовых включений типа 5, при температурах не ниже $450\text{--}500^{\circ}\text{C}$. Низкие температуры залечивания трещин разрыва вокруг включений типа 2 и 4 указывают, что после растрескивания включений высокая температура в занорыше сравнительно быстро спада. Второе - в период роста позднего кварца регенерации, при температурах

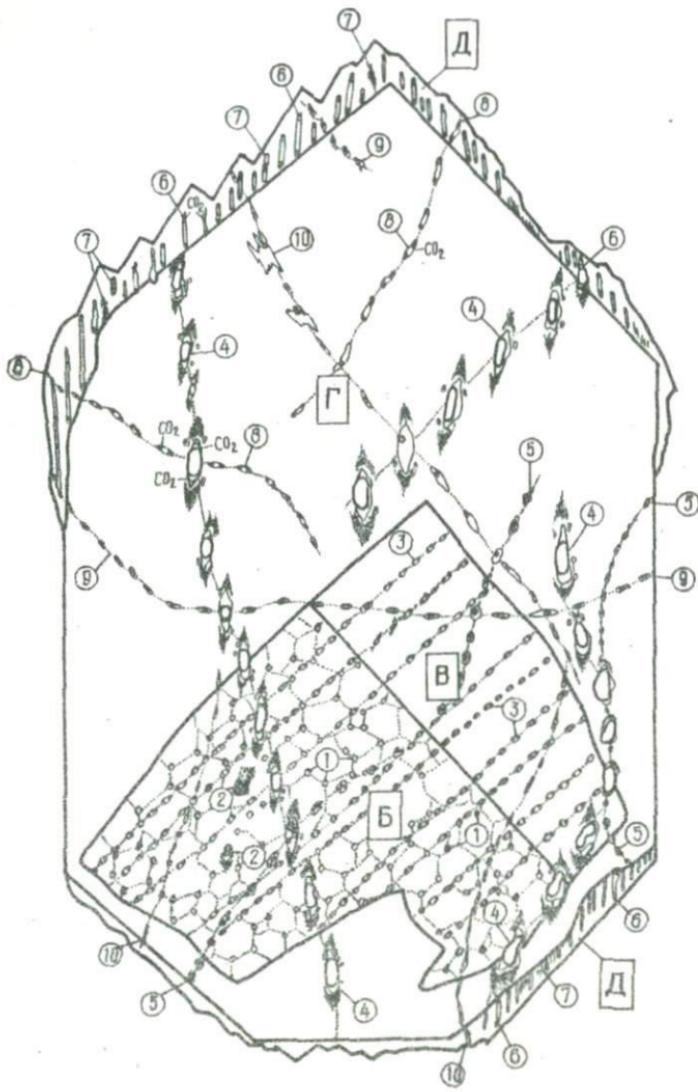


Рис. 2. Схема размещения жидких включений различных типов (обозначены цифрами) в зональном кристалле кварца.

300–320°C. В обоих случаях растрескивание включений вызвано повышением температуры (Минералообразующие флюиды..., 1971; Лазаренко и др., 1973).

Время проявления растворов многофазных включений и характер их изменения показывают, что, очевидно, при температуре около 350°C

произошло массовое разрежение напряжений в граните в виде трещин, которые могли проникать на большую глубину, в области высоких температур. Вскрывание пегматитов контракционными трещинами вызвало подход снизу высокотемпературных растворов (Калюжный, Притула, 1967; Калюжный, Возняк, 1967), резко изменило условия минералообразования. Полученные по растресканным включениям сведения о механизме становления пегматитов необходимо учитывать при разработке теории пегматитообразования. Правильное понимание условий формирования пегматитов позволяет целенаправленно искать пегматитовые тела и по определенным признакам предвидеть их промышленную ценность.

О ГЕНЕЗИСЕ И ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ РАЗЛИЧНЫХ ЗОН ПЕГМАТИТОВ

А.И. Захарченко

(Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
Ленинград)

Процессы и условия формирования пегматитов, а также кварцев в них, особенно раздельно по структурным зонам, вызывают дискуссии. Это в значительной мере объясняется существующими методами их изучения.

Изучаются процессы и условия формирования различных зон пегматитов и кварцев в них по минеральным парагенезисам, структурным особенностям, а в последнее время особенно по первичным включениям расплавов или растворов в самих кварцах. Однако как показывает изучение минерального состава пегматитов, и особенно состава первичных включений в сопутствующих (сингенетических) кварц других минералах (в полевых шпатах, топазах и др.), в пегматитообразующих расплавах - флюидах, особенно при формировании внутренних зон пегматитов, накапливается много кремнезема до резкого преобладания над остальными компонентами. При кристаллизации еще не флюидальных и слабо флюидальных силикатных гранитных расплавов избытки кремнезема обычно выпадают в виде зерен кварца в агрегатах вместе с другими компонентами (полевыми шпатами, слюдами и др.); при кристаллизации сильно флюидальных расплавов "хвосты" избыточного кремнезема (в случаях образования вакуолей в кварцах) отлагаются на стенках вакуолей, а при кристаллизации из флюидов, в том числе самых ранних постмагматических, избыточный кремнезем целиком идет на рост кварцевых стенок вакуолей. Поэтому в пегматитах, кроме их самых краевых зон, первичные включения в кварцах являются аномальными и резко аномальными, особенно во внутренних зонах пегматитов. Это сильно сдерживает расшифровку генезиса пегматитов. Здесь, во внутренних зонах пегматитов о характере пегматитообразующих (и кварцобразующих) флюидальных расплавов и особенно ранних флюидов можно судить лишь по их первичным включениям в сопутствующих сингенетических кварцу других

минералах – в топазах, берилле, отчасти полевых шпатах, но только в самих кварцах.

В краевых зонах пегматитов (аплитовидных, графических), судя по включениям в самих кварцах, а тем более в полевых шпатах и др., пегматито- и кварцообразующими являются еще относительно слабо флюидальные расплавы. Здесь кварц в том числе ихтиоглипт графических структур вместе с заключающими их полевыми шпатами образуются в основном из расплавов, и только остаточных после кристаллизации этих зон пегматитов флюиды производят некоторую переработку ихтиоглиптов и зерен кварца вообще. Об одновременности образования ихтиоглипта с полевыми шпатами свидетельствует часто встречающееся радиально-зональное их строение и др.

В средних (пегматоидных) и особенно внутренних (блоковых, мономинеральных) зонах пегматитов первичные включения в кварцах являются сильно аномальными вследствие расхода больших количеств кремнезема на рост стенок вакуолей. Первичные включения в сингенетических с кварцем топазах, шарконах и других являются флюидально-расплавными с постепенным уменьшением расплавного агрегата и увеличением роли очень концентрированных флюидов до преобладания. Они состоят из уменьшающейся доли агрегата минералов (в том числе зерен кварца), образований из расплава, сильно увеличивающейся доли минералов свободного роста флюидов, в том числе часто идеальных кристалликов кварца и увеличивающейся доли остаточных газово-жидких растворов. При нагревании в таких включениях вначала (до 500–530°C) растворяется в растворах большая доля минералов свободного роста, а выше 500–530°C наряду с продолжавшимся растворением последних развиваются процессы плавления расплавленного агрегата минералов и остатков минералов свободного роста. Это свидетельствует об одновременности процессов кристаллизации агрегата минералов из расплава и перекристаллизации этих агрегатов в минерали свободного роста и далее в гигантокристаллические зерграты. Одновременность и часто последующая наложенность процессом перекристаллизации, увеличивающаяся к центральным частям пегматитов, сильно затрудняет расшифровку генезиса пегматитов в целом и особенно разновидностей кварца в них. В действительности кристаллизация из расплавов происходит при формировании всех основных структурных зон пегматитов и слагающих их кварцев, но со все увеличивающимися процессами одновременной и последующей перекристаллизации, охватывающей от 20–30% в средних зонах до 40–60%, а иногда и полностью, во внутренних. Это вместе с ростом более крупнокристаллических агрегатов пегматитов из все более флюидальных, более подвижных расплавов и приводит к увеличению дифференцированности и росту крупных и гигантских минеральных индивидов во внутренних зонах. Кристаллические индивиды кварца от килограммов в пегматоидной и блоковой зонах достигают десятков тонн в кварцевых

обособлениях. Здесь кварц от расплавного в краевых зонах пегматитов переходит в расплавно-перекристаллизационный во внутренних.

В самых внутренних занорышевых частях пегматитов (минерализованных полостях-камерах), судя по включениям в синтетических кварцу топазах, часто в самом начале еще продолжается до $530-500^{\circ}\text{C}$ кристаллизация из расплавов с образованием так называемых сотового (выше 600°C) и ледяного (от 600 до 500°C) кварцев с развитием зон вторично измененных пород. Ниже $530-500^{\circ}\text{C}$ кристаллизация происходит уже только из флюидов-растворов, причем в интервале $530-400^{\circ}\text{C}$ развиваются особенно интенсивные процессы переработки окружающих пород, в том числе полевых шпатов, богатых алюминием, вследствие чего в этот интервал, следующий за наиболее кислотным периодом, максимально развивается морион и темноокрашенный кварц (богатый Al). Ниже 400°C кристаллизация происходит только из гидротерм, до 300 - дымчатого, ниже 300 - бесцветного и ниже $250-200^{\circ}\text{C}$ - иногда аметиста.

Таким образом, подтверждается почти беспрерывность ("космополитность") кристаллизации кварца из расплавов - флюидов-растворов, причем до $700-650^{\circ}\text{C}$ формируется кварц только из расплавов, в интервалах температур $650-520^{\circ}\text{C}$ наблюдается постепенное уменьшение кристаллизации кварца из расплавов, а ниже $530-500^{\circ}\text{C}$ происходит кристаллизация уже только из флюидов-растворов. Различные перерывы в кристаллизации и изменения интенсивности отложения кварцев в общем ходе минералообразования в пегматитах объясняется изменениями кислотности-щелочности, состава расплавов, флюидов, растворов и др.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНДОГЕННОЙ УГЛЕКИСЛОТЫ (ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ ФЛЮИДОВ)

И ВОЗМОЖНОСТИ УСТАНОВЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КВАРЦА И ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНИТАХ ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ ВОЛЫНИ

В.А. Калюжный, А.Д. Матвиенко

(Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Особенность расплавов кислого состава - повышенное содержание легколетучих веществ (H_2O , CO_2 , HF и др.). Последние (в зависимости от термодинамических факторов) могут находиться в растворенном состоянии или же, насыщая расплав, выделяться в виде равновесной фазы - газово-водного раствора. В процессе кристаллизации и при дальнейшем снижении температуры выделившаяся часть существенно водного флюида вследствие нарушения равновесия взаимодействует с ранее возникшими. Таким образом, происходит метасоматическое преобразование горной породы, проявляющееся тем интенсивнее и продолжительнее, чем больше она насыщена фазой летучих. При этом в виде микровключений водные растворы

захватываются минералами или же остаются в междузерновых пространствах породы. Сохранность последних, однако, ненадежна.

Кварц гранита наиболее легко подвергается метасоматической перекристаллизации под действием существенно водных растворов. Он также является основным концентратором включений флюидов. Новообразованный метасоматический кварц, в отличие от более раннего магматического, сильно насыщен включениями. Следовательно, степень насыщенности кварца включениями флюидов отражает условия кристаллизации его и может быть принята в качестве типоморфного признака для выделения кварцев двух типов: кристаллизовавшегося из магматического расплава и возникшего метасоматически.

Ранее было показано (Калюжный и др., 1971), что концентрирование летучих в гранитах Волынского пегматитового поля обусловлено главным образом локальными понижениями давления внутри магматического очага под куполовидными поднятиями (или в заливообразных пространствах) отверлевшей коры интрузива. В таких местах возникают единичные занорищевые пегматиты или их группы. Дифференцированное перераспределение летучих в процессе формирования гранита обуславливает создание газовых ореолов вокруг пегматитовых тел. Исследованиями установлено (Калюжный, Ковалишин, 1967), что ореолы летучих наиболее легко обнаруживаются по содержанию в граните углекислоты — одного из наиболее важных агентов (после H_2O) постмагматической перекристаллизации.

Перспективы использования в поисковых целях вариаций распределения углекислоты в гранитах послужили основой для разработки экспрессного метода анализа CO_2 в породах. Содержание углекислоты, извлекаемой из породы в шаровой герметической (безвакуумной) мельнице, определяется в миллилитрах или процентах к весу пробы. Следовательно, количество CO_2 в породе отражает общую насыщенность ее включениями и масштабы развития метасоматических минералов и в первую очередь кварца второго выделенного типа.

Метод проверялся на гранитах Коростенского plutона, вмещающих занорищевые пегматиты. Пробы на газовый анализ весом 2,5–3,0 кг отбирались из керна скважин и стенок штреков, проходящих через пегматитовые тела. Было опробовано четыре скважины и два штрека по разным пегматитам. Обрабатывались пробы на специальной шаровой мельнице, установленной в лаборатории рудника "Волынского". Углекислота определялась объемным баритовым методом.

Исследованиями установлено:

I. Фоновое содержание углекислоты в неизмененных гранитах пегматитового поля Вышняковского участка колеблется в пределах 0,4–1,8 мл/кг, составляя в среднем 1,25 мл/кг.

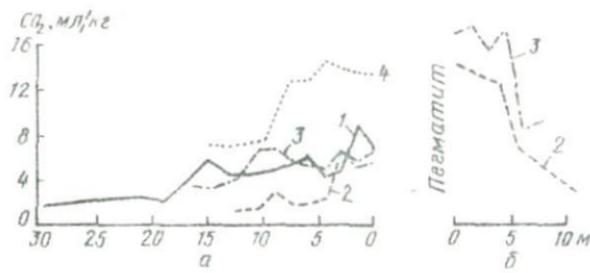


Рис. 1. График распределения эндогенной углекислоты в приконтактовых гранитах по данным опробования керна скважин: граниты вмещающие: 1 - пегматит 57; 2 - пегматит 53; 3 - пегматит 34; 4 - пегматит 35.

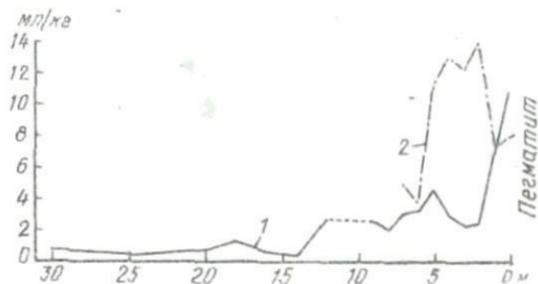


Рис. 2. График распределения эндогенной углекислоты в приконтактовых гранитах по данным опробования стенок штреков: 1 - граниты, вмещающие пегматит 69; 2 - граниты, вмещающие пегматит 63.

2. Характер распределения углекислоты в приконтактовых гранитах, расположенных в разных направлениях от пегматита, различный. В гранитах, расположенных выше пегматитовых тел на расстоянии 10 - 17 м от контакта, отмечается постепенное увеличение содержания углекислоты в направлении к пегматиту (рис. I, а). Среднее содержание CO_2 в этом интервале в 2 - 8 раз выше фонового. Особенно высокое содержание углекислоты (13 - 15 мл/кг) отмечается в зоне приконтактовых каолинизированных гравитов, вмещающих пегматит 35.

3. В боковых приконтактовых гранитах зона с повышенным содержанием углекислоты несколько уже (12 м), но характеризуется большей

контрастностью. Содержание CO_2 здесь увеличивается с 2,8 до 14,0 мл/кг, что в 2 - 10 раз выше фонового (рис. 2).

4. Подстилающие пегматит граниты являются наиболее метасоматически измененными и характеризуются высоким содержанием углекислоты. На сравнительно небольшом интервале - от контакта с пегматитом 53 до 10 м на глубину - содержание углекислоты падает с 15,0 до 2,8 мл/кг (рис. I, б).

Полученные результаты свидетельствуют о существовании ореолов с повышенным содержанием углекислоты вокруг пегматитов. Хотя ореолы и небольшие (10 - 17 м), но довольно контрастные и могут быть использованы для поисковых и оценочных задач.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ КВАРЦА КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

В.С. Булгаков, В.Н. Бурляков, А. С. Весельев

(Всесоюзное шестое производственное объединение
при МГ СССР, рудник "Волынский")

В камерных пегматитах Волыни широко распространены кристаллы кварца различных морфологических типов. Наиболее характерными являются кристаллы призматического (коротко- и длинно-) и обелисково-видного габитуса.

Разнообразие в облике кристаллов кварца в камерных пегматитах объясняется неодинаковыми условиями их образования. Изменение условий образования кварца накладывает отпечаток на рельеф граней. Коротко-призматические и обелисковидные кристаллы кварца встречаются одновременно в одном и том же занорыше. Для камерных пегматитов Волыни характерны в основном одноконечные кристаллы кварца, т.е. имеющие одну головку. Форма кристаллов кварца позволяет представить условия и динамику их роста.

Размеры кристаллов кварца колеблются от мельчайших кристалликов до гигантов в несколько тонн весом, мелкими обычно считаются кристаллы весом 30 - 50 кг, средними - 50 - 200 кг и крупными - более 200 кг. Наиболее часто встречаются кристаллы весом 100 - 500 кг. Известны также находки кристаллов кварца весом 2000, 4000, 7000 и 10000 кг. Наблюдается прямая зависимость размеров кристаллов кварца от мощности занорыша.

Все кристаллы кварца из камерных пегматитов Волыни темной окраски, дымчатой и смоляно-черной. Мелкие кристаллы обычно дымчатой или смоляно-черной окраски. Крупные кристаллы имеют зональное строение от центра к периферии: а) полупрозрачный мутный кварц ("сотовый"), занимающий корневую часть кристалла; б) зона бесцветного горного хрустала, имеющая резкую границу с предыдущей зоной; в) зона дымчатого кварца

и г) зона мориона. Степень окраски повышается постепенно по мере приближения к периферии кристалла.

Участки с наименьшим количеством дефектов приурочены к головкам короткостолбчатых кристаллов, где развиты пирамиды нарастания ромбоэдров.

В длиннопризматических кристаллах бездефектные участки сосредоточены преимущественно в верхней половине кристалла в виде стержневой части, реже - в краевых частях кристаллов. Как правило, крупные обелисковидные кристаллы содержат бездефектные участки в нижней половине кристалла, а мелкие обелисковидные кристаллы их не содержат. Установлены дефекты первичные, возникновение которых тесно связано с рождением и ростом кристалла, и вторичные, откладывавшие свой отпечаток на уже закончившие рост кристаллы.

В кристаллах кварца из камерных пегматитов Волыни встречаются разнообразные дефекты. Из рассмотренных морфологических типов наибольшим количеством дефектов обладают обелисковидные и длиннопризматические кристаллы кварца. Большие размеры кристаллов и обломков кварца, его интенсивная темная окраска затрудняют определение качества кристаллического сырья.

Диагностика природных кристаллов является важной составной частью их характеристики с точки зрения применения в промышленности.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ И ОБРАЗОВАНИЯ В НИХ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

Ю.Г. Сорокин, А.И. Перегуда
(Всесоюзное шестое производственное объединение
МГ СССР, рудник "Волынский")

Существенная особенность размещения камерных пегматитов Волыни - это их связь с областями эндоконтактов рапакивиевых гранитов, прилегающих к массиву основных пород. Пегматитоносными являются две разновидности мелкоовальных гранитов γ_1 и γ_2 . Пегматитовые тела локализуются в зоне сложного контакта этих разновидностей гранитов, образуя группы тел ("узлы").

По отношению к вмещающим породам камерные пегматиты относятся к группе шлировых или остаточных (Брмаков, 1957), образовавшихся на месте первоначальной локализации пегматитообразующих компонентов магмы.

По форме, размерам, внутреннему строению и другим характеристикам камерные пегматитовые тела делятся на несколько типов.

Форма камерных тел изометрическая, линзовидная, штокообразная, килобразная. Нередко встречаются тела сложной формы с перекимами и апофизами. Наиболее благоприятными для образования крупных кристаллов кварца являются изометрические и линзовидные тела.

По количеству камер пегматитовые тела делятся на однокамерные и многокамерные. Наибольшим развитием пользуются первые тела, которые имеют обычно изометричную форму. Размеры тел колеблются в плане от 5 x 6 до 30 x 40 м и по вертикали от 2 до 40 - 60 м.

Камерные тела имеют хорошо выраженное зональное строение. В их строении призывают участие следующие зоны (от периферии к центру): графическая, пегматоидная, полевошпатовая, кварцевая, зона свободного роста (занорыш или камера) и зона выщелачивания.

Мощность зон колебается от нескольких сантиметров до 15 - 20 м и более.

Кварцевое ядро и связанный с ним занорыш сосредоточены в едином структурном центре и имеют мощное развитие. Форма ядра изометричная, лизовидная, неправильная. Мощность колеблется от 0,5 - 2 до 15 - 20 м. Верхняя часть кварцевого ядра представлена монолитным молочно-белым и серым кварцем, а нижняя - темно-серым, дымчатым, черным и бесцветным. В нижней части ядра кварц часто трещиноватый, плитчатый со скролуповатой отдельностью.

В камерных телах хорошо развиты сводовые и радиальные трещины. Сводовые трещины охватывают все зоны пегматитовых тел и развиты во вмещающих гранитах, вблизи крупных тел.

Камерные тела сопровождаются ореолом измененных околовегматитовых гранитов. Наибольше развиваются они под пегматитами. Для измененных гранитов характерны обогащение темноцветными минералами, выщелачивание, изменение окраски пород, увеличение ряда аксессорных минералов (флюорита, сидерита и др.). Мощность измененных гранитов достигает 10 - 15 м.

Кристаллы кварца в камерных пегматитах образуются в миаролитовых пустотах (размером до 10 - 15 см) графической и пегматоидной зон, в небольших гнездах в зоне выщелачивания и камерах (занорышах). Практический интерес представляют камеры, содержащие кристаллы кондиционного кварца.

В камерных пегматитах Волыни в основном развиты два типа занорышей (камер) - остаточные и трещинные. Наибольший интерес представляют остаточные камеры, которые наиболее развиты.

Остаточные занорши располагаются всегда под кварцевой зоной и не выходят за ее пределы. Форма и размеры их зависят от кварцевой зоны.

В телах изометричной формы длина занорышей составляет 3 - 6 м, ширина - 2 - 4 м, размеры по вертикали - 1 - 2 м. В телах удлиненной формы длина занорыша достигает 10 - 17 м. В крупных телах с кварцевой зоной неправильной формы обычно наблюдается несколько занорышей.

Кристаллы кварца нарастают с верхних стенок занорыша. Они обычно крупные, хорошо обработаны и направлены головками вниз.

Среди кристаллов кварца встречаются параллельные сростки (чаще двух кристаллов). Друзы кристаллов кварца в занорышах попадаются редко.

Они образуются в малых миаролитовых пустотах. В боковых частях занорыша развиваются мелкие кристаллы кварца, появляются друзы полевого шпата, кристаллы топаза и слюды. Внутренние части занорышей заполнены опавшими сверху кристаллами кварца и их обломками. Корневая часть отдельных кристаллов регенерирована поздним бесцветным кварцем. Здесь же встречаются обломки серого кварца и других минералов.

Донная часть занорышей представлена друзьями альбита (клевеландита), кристаллами топаза и слюды, на которых лежат обломки и кристаллы кварца, нередко со следами сильного растворения.

Кристаллы кварца из разных занорышей обычно имеют свои типоморфные особенности. В занорышах изометричной формы чаще развиты длиннопризматические кристаллы, а в занорышах уплощенной формы - короткостолбчатые.

Основными минералами остаточных занорышей являются кварц, полевые шпаты и слюды, второстепенными - топаз, флюорит, халцедон. Из акцессорных встречаются циркон, ильменит, берилл, молибденит и др.

Под занорышем располагается зона выщелачивания, которая возникла благодаря процессам растворения, метасоматического замещения и свободного роста минералов (Шавлишин, Бовк, 1970). Мощность ее колеблется от 0,1 до 3 - 5 м.

В телах, в которых кварцевая зона слабо развита или совсем отсутствует, кристаллы кварца располагаются между блоками и кристаллами полевого шпата. Затравками кристаллов кварца служат блоки темно-серого и дымчатого кварца. Кристаллы кварца в таких случаях ориентированы в горизонтальном направлении и отличаются небольшими размерами и низким качеством.

Занорши трещинного типа образуются в зонах проседания и обрушения пегматитовых пород, чаще в нижних частях кварцевых, кварцево-полевошпатовых и полевошпатовых зон. Размеры их в длину от 0,5 до 1,5 - 2 м, а в ширину - 20 - 40 см. Кристаллы кварца в них имеют небольшие размеры (до 20 - 30 см по α_3) и отличаются низким качеством.

Приведенный выше фактический материал и наши исследования свидетельствуют о том, что образование кристаллов кварца в камерных пегматитах происходило в сложных физико-химических условиях. Основная масса кристаллов кварца в занорышах сформировалась в щелочной период в интервале 420-360°C (Калюжный и др., 1971). В образовании кристаллов кварца частично участвовал кремнезем, вынесенный из пород подзанорышевой области пегматитовых тел.

О КВАРЦЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЕ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ГОРНЫХ ПОРОД

Ф.В. Мужановский, О.Г. Батаев, Б.А. Зайков
(Всесоюзное лабораторное производственное объединение
при МГ СССР, рудник "Волынский")

На одном из участков пегматитового поля Северной Украины изучались пьезомодули пегматитов и вмещающих гранитов лабораторным способом (динамическим методом) на установке, изготовленной в ВИТР (Нейштадт и др., 1964), и наблюдался пьезоэффект в полевых условиях серийной аппаратурой. Основная цель исследования - установление роли кварца как пьезоэлектрика в различных по условиям образования горных породах, что важно при использовании пьезоэлектрического метода разведки.

Работы М.П. Воларовича, Э.И. Пархоменко и других показали, что в ряде горных пород, содержащих кварц или другие минералы-пьезоэлектрики, наблюдаются пьезоэлектрические текстуры. Возникновение таких текстур объясняется в основном ориентировкой минералов-пьезоэлектриков относительно какого-либо из элементов симметрии или определенного направления, совпадающего с осью бесконечного порядка, количеством и размерами этих минералов и их мономинеральной чистотой (Воларович и др., 1966; Пархоменко, 1959; Пархоменко, 1968).

Наши исследования показали, что повышенные значения пьезомодулей (пьезоэлектрической активности) действительно наблюдались в породах с увеличенным содержанием кварца (некоторые аplitовидные мелкозернистые безвощодные граниты и гранит-порфиры) и с упорядоченной ориентировкой осей зерен ихтиоглиптов кварца (граниты в зоне контакта среднезернистых нечетко порфировидных и мелкозернистых овощных гранитов, а также в графических зонах пегматитов). Упорядоченность ориентировки в определенных направлениях ихтиоглиптов кварца подтверждена также при кристаллографических исследованиях пород графических зон пегматитов (Куроцец, 1970).

При изучении пьезомодулей пород нами были получены и новые данные.

В пегматитах, в зоне графических структур, по образцам с почти одинаковым содержанием кварца и определенной ориентировкой ихтиоглиптов выделены разновидности пород, обладающие различными пьезомодулями: от $2 \cdot 10^{-16}$ до $8 \cdot 10^{-16}$ ед. СИ. Порода с более низкой пьезоактивностью состоит из классических кварц-полевошпатовых срастаний, где ихтиоглипты в сечении, нормальному к их удлинению, имеют обычно клиновидную или многоугольную замкнутую и незамкнутую форму, в продольном сечении - изометричную или удлиненную с многочисленными пережимами и раздувами. Более высокими пьезомодулями обладает порода с письменной, лучисто-венчиковой и порфировидно-графической структурой, где зростки кварца имеют удлиненно-игольчатую, волокнистую, нитевидную, реже тонкопластинчатую форму. Поскольку породы с такими структурами встречаются в виде участ-

ков в зоне классических графических структур, они, по-видимому, образовались несколько позже, при более низкой температуре, например скелетная графика.

В кварцевом ядре темно-серый мутный кварц обладает меньшей пьезоактивностью, чем светло-серый и дымчатый, расположенный ближе к центральной части пегматитового тела или к занорышу. Различие в величинах пьезомодулей доходит до I - I,5 порядка. Характерно, что дымчатый кварц иногда обладает признаками β - α -превращения или содержит большое количество прозрачных областей.

В большинстве пород камерных пегматитов, где кварц образовался при температуре выше 575°C, пьезоактивность в несколько раз ниже, чем в породах аналогичных зон, включающих более низкотемпературный кварц.

Очевидно, и различная форма пьезоэлектрических сигналов в какой-то степени может быть объяснена с этих же позиций. Получаемые в полевых условиях сигналы по амплитуде, частоте и длительности следования можно разделить на несколько видов. Первый, например, в амплитудной форме записи характеризуется наличием трех частей, из которых первая и вторая части резко отличаются по величине амплитуды, а третья, так называемый "шлейф", по виду подобна кривой затухания. Другие виды диаграмм характеризуются различным сочетанием форм первой, второй и третьей частей кривой записи сигнала. Особенно важны сигналы первого вида, состоящие из высокочастотными составляющими. По В.М. Демину (1970), эти составляющие следует увязывать с собственными колебаниями кристаллов β -кварца в камерном пегматитовом теле. Следовательно, и анализ высокочастотных составляющих пьезоэлектрических сигналов, учитывая особенности кварца, позволяет в принципе оценивать пегматитовые тела.

И в гранитах, где температура образования кварца была выше, чем в пегматитах, наблюдается заметное различие в пьезоэлектрической активности пород. После обработки более 400 измерений пьезомодулей на одной из площадей пегматитового поля и сравнения данных по пьезоактивности с комплексами петрографических признаков определенных разновидностей гранитов, однородных или находящихся в контактовой зоне и в группах пегматитов, оказалось: а) суммарная выборка разделяет граниты по пьезоактивности на две выборки: с пьезомодулями $0,1 \cdot 10^{-16}$ - $0,3 \cdot 10^{-16}$ ед. СИ и $0,5 - 1,8 \cdot 10^{-16}$ ед. СИ; б) в группу с более высокой пьезоактивностью входят граниты T_1 и T_2 в зоне их контакта и в группах пегматитов; в) граниты T_1 обладают пьезоактивностью двух указанных выше групп; г) для гранитов T_2 и T_3 более характерна повышенная пьезоактивность; д) в гранитах, находящихся вне зоны контакта и не вмещающих пегматиты, наблюдается и низкая, и повышенная пьезоактивность. Следовательно, в пределах изученной площади, возможно, и были единые условия кристаллизации гранитов и кварца в них, тем не менее от-

дельные участки интрузии отличались по температуре остывания, давлению, проявлению наложенных процессов и т.д. В этом отношении разновидность гранитов γ_1 заслуживает особого внимания в связи с возможным наличием в ней зерен кварца, нескольких морфологических групп, возникших, по-видимому, в результате процессов гибридизма.

Выявленная особенность пьезоактивности гранитов, вмещающих пегматитовые тела, может найти практическое применение при поисках пегматитов, если привлечь в комплекс поисковых критериев и различие по магнитной восприимчивости гранитов γ_1 , γ_2 и пород в зоне их контакта.

Изложенные данные показывают, что наряду с количеством и размерами минералов-пьезоэлектриков, их ориентировкой и степенью мономинеральной чистоты немалую роль в пьезоактивности породы с такими минералами играют форма последних, площадь их свободных поверхностей, структура и ряд других признаков, обусловленных условиями образования этих минералов. Так, на примере кварца видно, что со снижением температуры расплава (а в пегматитах и раствора) степень выкристаллизованности кварца увеличивается как до его структурного перехода, так и после него за счет увеличения числа микромонокристальных областей, их слияния и образования укрупненных пьезоэлектрически активных областей в зернах, ихтиоглиптах, агрегатах и блоковых кварцевых обособлениях. Да и само структурное $\beta \rightarrow \alpha$ -превращение кварца повышает его пьезоактивность за счет возрастания энергии его кристаллической решетки и улучшения упаковки кремнекислородных тетраэдров со снижением симметрии от гексагонально-трапециодрического к тригонально-трапециодрическому виду.

Интерпретация сигналов пьезоэлектрического эффекта, построение петрофизических карт и сравнение их с геологическими с учетом особенностей кварца как показателя пьезоактивности горных пород имеет важное значение при поисках и разведке пегматитов, кварцевых жил и других геологических образований с кварцем или иными минералами-пьезоэлектриками.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА В ГРАНИТАХ, ВМЕЩАЮЩИХ КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Н.Г. Лукашенко, М.Ш. Аксельрод, Ф.В. Мужановский
(Всесоюзное шестое производственное объединение
при МГ СССР, рудник "Волынский")

Радакивидные биотито-амфиболовые граниты района распространения камерных пегматитов Волыни разделяются (Криволап, 1970) на разновидности по комплексу признаков, среди которых форма и размеры зерен кварца играют важную роль. К пегматитоносным гранитам относятся две разновидности: нечеткопорфировидные с аллотриоморфнозернистой и гипадиоморфнозернистой структурой (γ_1) и порфировидные (овоидные) с аплито-поликлитовой структурой (γ_2).

Для сравнения пегматитоносных разновидностей гранитов, вмещающих пегматитовые тела, их группы, и находящихся на удалении от последних, т.е. фоновых, было изучено более 300 шлифов. Получены следующие результаты.

По размеру зерен кварца граниты Γ_1 и Γ_2 существенно не различаются, хотя на отдельных площадях зерна размером в 0,5 - 2 мм в гранитах Γ_2 встречались в 2 раза реже, чем в Γ_1 , притом чаще наблюдались более мелкие зерна. Поэтому граниты Γ_1 считаются мелко- и среднезернистыми, а граниты Γ_2 - средне- и мелкозернистыми.

Фоновые граниты Γ_1 приближаются к более равномерным среднезернистым разностям, а вблизи пегматитовых тел - к порфировидным мелко- и среднезернистым разностям. Граниты Γ_2 обычно средне- и мелкозернистые, а по мере приближения к пегматитовым телам в них чаще встречаются участки мелкозернистых. Хотя в гранитах Γ_1 кварц крупнее, чем в Γ_2 , количество его меньше (24,2% против 30%). В целом же по содержанию свободного кремнезема эти разновидности гранитов различаются мало. И уменьшение размеров зерен кварца в гранитах по мере приближения к пегматитам - одна из типоморфных особенностей этого минерала.

Зерна кварца по форме в рассмотренных гранитах встречаются в основном неправильных очертаний, угловатые, местами с округлыми краями, а также изометричные, пластинчатые, "вогнутые" снаружи. Более округлые или эллипсоидальные формы характерны для малых зерен, особенно в гранитах Γ_1 , хотя встречаются и вытянутые зерна кварца, включенные в калиевый полевой шпат. В гранитах Γ_2 кварц образует идиоморфные зерна, занимающие самостоятельное положение, или пойкилитово включенные в полевые шпаты; аллотриоморфные зерна встречаются редко. Изометричные зерна располагаются иногда "стайками" или небольшими группами, разделенными калиевым полевым шпатом.

По форме зерен кварца разновидности гранитов различаются между собой. В целом структура гранитов Γ_1 аллотриоморфозернистая и гипидиморфозернистая, а Γ_2 - аплито-пойкилитовая. По мере приближения к пегматитовым телам в гранитах Γ_1 начинает преобладать гипидиморфозернистая и гранитовая структура, а в гранитах Γ_2 увеличивается количество участков с пойкило-пегматитовой структурой. Соответственно становится разной и форма зерен кварца. В фоновых гранитах Γ_1 форма зерен обычно неправильная, с округлыми краями, а в гранитах, приближающихся к пегматитовым телам, - угловатая, причем содержание кварца такой формы увеличивается в разновидности гранитов Γ_1 в 1,5 - 2 раза.

В гранитах Γ_2 , вмещающих пегматитовые тела, зерна кварца с угловатыми очертаниями в средне- и мелкозернистых разностях встречаются в 2 - 3 раза чаще, чем в фоновых.

В зоне контакта двух разновидностей гранитов в γ_1 , угловатых зерен кварца больше, чем в γ_2 , а в группах камерных пегматитов - в 5 раз больше в γ_1 , по сравнению с γ_2 . Кварц с округлыми краями по встречаемости существенно не различается (не более 10%) ни по разновидностям гранитов, ни по месту их нахождения. А изометрическая форма зерен в западной части зоны уменьшается в разновидности гранитов γ_1 в 1,5 раза по сравнению с γ_2 , хотя в других местах существенных различий по встречаемости не наблюдается. Нет существенных различий и по пластинчатой ("вогнутой" снаружи) форме зерен (но чаще такие зерна встречаются в γ_1). Таким образом, по форме кварца в гранитах устанавливается не только их структурное различие, но и степень изменения их под влиянием процессов, которые способствовали пегматитообразованию. Это вторая типоморфная особенность кварца в гранитах, вмещающих пегматитовые тела.

Мирмекитообразные зерна кварца в фоновых гранитах γ_1 , в 2 - 3 раза встречаются чаще, чем в гранитах γ_2 , находящихся вблизи пегматитовых тел, и в гранитах γ_2 в целом, а мирмектитовые вростки кварца встречаются чаще в гранитах γ_1 и γ_2 , вмещающих пегматитовые тела.

В фоновых гранитах γ_1 , в 2 - 6 раз больше кварца с агрегатным угасанием, чем в других разновидностях описываемых гранитов. В гранитах γ_1 и γ_2 вблизи пегматитовых тел чаще встречаются зерна кварца с волнистым угасанием.

Следовательно, и по некоторым физическим свойствам различается кварц в фоновых гранитах и гранитах, вмещающих пегматитовые тела.

Рассмотренные особенности кварца в гранитах в числе других признаков используются для выделения перспективных площадей для поисково-разведочных работ на камерные пегматиты.

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦЕВ ПЕГМАТИТОВ ОКРАИН ВОЛОДАРСК-ВОЛЫНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ

Е.Е. Лазаренко

(Институт геология и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Для исследования некоторых типоморфных особенностей кварца изучались зональные кристаллы, что позволило зафиксировать развитие в зонах определенных типов включений. Для сравнения были выбраны хорошо изученные кристаллы одного из центральных участков Володарск-Волынского пегматитового поля, в которых зональность представлена наиболее полно: сотовый кварц, полосчатый, ледовый, лимчатый, морион, поздний прозрачный, а каждая зона характеризована первичными, ранне- и поздневторичными включениями с твердо установленными возрастными взаимоотношениями. (Данные о кварцах продуктивных пегматитов взяты из сб. "Мінера-

доутворючі флюїди та парагенезиси мінералів заноришевого типу України. "Наукова думка", К., 1971.)

Характеристика указаних типов включень приводиться в табл. I.

Таблиця I

Характеристика включень кварца продуктивних пегматитов центральних участков поля

Образец в разрезе	Зона	Генетич. тип включений	Форма включений	Фазовый состав, $L + f + \delta$	$T_{\text{гом.}}, ^\circ\text{C}$	pH раствора	Примечание
I а - ранненавторичные				45+55+0	380-410	6,6	-
I б - вторичные				B = 95%	410-417	5,4	В - топаз, микроклин
I, II в - вторичные				40+60+0	390-395	7,8	-
I-II г - вторичные				{35-40}+ {65-60}+ 2	420	7,6- 7,8	-
I-II д - вторичные				75+15+10	370	5,2	-
I - сотовый, II - полосчатый, III - ледовий, IV - дымчатый, Y - морион, Y - дроздовий	У	е - первичные		$L(45-50) + f(5-7) + L(5-10)$ $L(80-90)$	230	7,4- 7,6	-
	I-Y	ж - вторичные		70+30+0	230	-	6,0 Сильно минерализов.
				95+5+0			

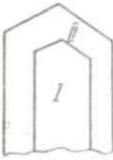
Наиболее ранними являются сотовые включения - жидкогазовые (а). На смену им появляются многофазовые включения, содержащие в качестве твердой фазы микроклин, топаз, слюду и другие минералы. Г.Г. Леммлейн наблюдал многофазовые включения того же состава в топазах, но топаз как твердая фаза в них выявлен не был. Предполагается, что первая генерация топаза развивалась до начала роста полосчатого или ледового кварца, и его минералообразующая среда была подобрана той, которая заключена в упомянутых многофазовых включениях. Далее образуются включения полосчатого кварца (в) и затем включения ледового кварца, дымчатого и мориона, которые относятся к двум типам: жидкогазовым (г) с ореолом растрескивания и многофазовым (д) сильно минерализованным. В этот период происходит зарождение и рост второй генерации топаза, во время которого отложение продуктивного кварца временно приостановлено,

так как этому препятствует кислая среда минералообразующих растворов. Последним откладывается прозрачный бесцветный кварц, образующий многоголовые друзы. В нем наблюдаются первичные трубчатые включения с углекислотой и сингенетичные им газово-жидкие, вместе они характеризуют гетерогенное состояние системы (е, ё). Таким образом, кристаллизация продуктивной части кварца шла из щелочных газовых растворов.

Далее рассмотрим кварцы непродуктивных пегматитов окраин Володарск-Волынского пегматитового поля.

Таблица 2

Характеристика включений кристаллов кварца района Емельчино

Образец в разрезе	Зона	Генетич. тип включений	Форма включений	Фазовый состав, L+G+B	$T_{\text{гом.}}$, °C	pH раствора	Примечание
 I - дымчатый, II - бесцветный	I а	ранне-вторичные	20+80+0	230-240	7,2-7,4	-	
	I б	ранне-вторичные	40+60+0 60+40+0	380	7,2-7,4	Сингенетичные	
	I в	вторичные	20+20+60	-	-	-	
	I-II г	вторичные	(60-80)+	240-300	7,2	Сингенетичные	
	г'	вторичные	(40-20)+0			г и г'	
	II д	первичные	Разный с CO_2 и 70+30+0	260	7,4		
I-II е	первичные	90+10+0	180-200	-	Прилипшие к присыпкам		

Для этих кристаллов характерно присутствие в ранних зонах газовых включений, имеющих более высокие температуры гомогенизации по сравнению с газово-жидкими включениями последующих зон. Последняя низкотемпературная зона содержит два типа первичных включений: д - сингенетичных трубчатых с CO_2 и газово-жидких и е - жидких, прилипающих к мелким чашечкам слюды. В некоторых кристаллах дымчатого кварца наблюдается зональность, зафиксированная многочисленными пылевидными присыпками по всему объему кристалла. Насчитывается до 50 зон присыпок. Такие кристаллы распиливались параллельно плоскости присыпок с интервалом в 5 мм. Температура гомогенизации первичных включений во всех зонах присыпок составляет 180-200°C. Это свидетельствует о плавном изменении температуры в конце формирования дымчатого кварца.

В разрезе кристалла (с. Усолусы), перпендикулярном главной оси, наблюдается неравномерное развитие зон роста, свидетельствующее о смене условий кристаллизации. Из рисунка табл. 3 видно, что вначале формировались два индивида, образуя зоны, обозначенные цифрой I, затем, возможно, в результате изменения направления и скорости питающих растворов

возник ряд резко асимметричных зон (I, II, III), объединивших два кристалла в один кристалл. В концах кристалл обрастают поздним прозрачным кварцем, образуя многочисленные зоны, разграниченные пылевидными присыпками. В кристалле выделено 10 типов включений, отличающихся по фазовому составу и температуре гомогенизации. Четыре типа характеризуют первичные включения, принадлежащие определенным зонам роста, не связанные с трещинами. Характеристика включений приведена в табл. 3.

Таблица 3

Характеристика включений кристаллов кварца района Усолусы

Образец в разрезе	Зона	Генетич. тип включений	Форма включений	Фазовый состав, $L + S + V$	$T_{\text{гом}}$, $^{\circ}\text{C}$	pH раствора	Примечание
	I	a - ранне-вторичные	○	80+20+0	180-200	-	Синген. образуют кучность
	III	b - первичные		разный	-	-	Ориент. под углом 60° к грани призмы
	III	v - первичные	○	70+30+0	336	6,2	-
	IV	g - первичные	□	80+20+0	160-170	6,6-6,8	-
I - бесцветный прозрачный,		d - первичные	○ ○ ○	90+10+0	140-152	6,2	Расщупрованные
II - То же	U	e - вторичные	□ □ □	90+5+5		-	
III - чередование мориона и бесц.		f - вторичные	○	70+30+0	300	-	
IV - мутный, I-IV		g - вторичные	○	80+20+0	170-180	6,2	-
У - поздний, I-IV		z - вторичные	○ ○ ○	(10-60)+ (90-40)+0	-	-	
замутнен зонами I-IV		и - вторичные	○ ○ ○	90+10+0 100+0+0	120	6,8-6,6	-
присыпок	I-U	к - вторичные	○ ○ ○	0+100+0 95+5+0	100	-	-

Из табл. 3 видно, что растворы включений главным образом жидкие, с низким значением pH.

Зональность кристаллов р-на Рихты разнообразна. Встречаются мало-зональные (не более двух зон), а также с пятнистой зональностью и многоzonальными кристаллами, например представленные на рисунке в табл. 4. Зоны в них развиты неравномерно, но границы выражены четко, без перерывов в минералообразовании. Только поздний прозрачный кварц нарастает после перерыва, отмеченного присыпками разных минералов и регенерирует

обломки более ранних кристаллов. Изучение зонального кварца дает основание предположить, что растворы, представленные включениями а, б, г, принимали участие в росте внешней дымчатой зоны, а растворы, охарактеризованные в, е, формировали внешние зоны мориона и пятнистого кварца. Включения д, ж характеризуют растворы, принимавшие участие в образовании позднего прозрачного кварца.

Таблица 4

Характеристика включений кристаллов кварца района Рихты

Образец в разрезе	Зона	Генетич. тип включений	Форма включений	Фазовый состав, L+G+B	$T_{\text{гом}}$, °C	pH раствора	Примечание
	I-IV а - ранне-вторичные			2+98+0	-	-	-
	I-IV б - вторичные			40+60+0	390-410	7,4-7,8	-
	I-IV в - вторичные			30+70+0 70+30+0	240	-	-
	I-IV г - вторичные			80+20+0	230-240	6,8-7,0	-
	I-IV д - вторичные			90+10+0	180	7,8-8,2	-
	I е - вторичные			0+0+100	-	-	-
	I - морион (5 см), II - пятнистый, III - дымчатый (0,8 см), IV - светло-дымч. (0,5 см), V - дамчат. (0,3 см), VI - бесцвет.	I-VI ж - первичные			Разный	180-200	-

Двуглавый кристалл имеет две зоны: дымчатого и бесцветного прозрачного кварца. Между ними существовал перерыв в росте. В дымчатом кварце наблюдается тонкое чередование полос мориона, параллельных граням ромбоэдра и призмы. В нем встречены первичные включения, параллельные главной оси и не связанные с никакими-либо трещинами.

Таблица 5

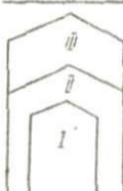
Характеристика включений кристаллов кварца района Рихты

Образец в разрезе	Зона	Генетич. тип включений	Форма включений	Фазовый состав, L+G+B	$T_{\text{гом}}$: pH раствора, °C:вода	Примечание
	I Первичные			71+29+0	320 7,4	$T_{\text{зам}} = -0,3^{\circ}\text{C}$ $C=1$ вес.%
	II Вторичные			(60-70)+ (40-30)+0	250 7,4-7,9	-

Кристаллы, велитиной 1 - 3 мм, встреченные в миаролах мясо-красных гранитов Емельяновского карьера, имеют дымчатую окраску и зональность (рисунок табл. 6). В них наиболее распространены включения типа δ , образующие широкие поля заличивания от центра кристалла к головке. Обилие этих включений и их малые размеры делают этот участок кварца полупрозрачным. Наиболее высокотемпературные включения относятся к типу α (180°), самые низкотемпературные - аналогичны типу ε . Растворы, реликты которых зафиксированы во включениях типа γ , перенаполняют первичные включения в местах пересечения их трещинами.

Таблица 6

Характеристика включений кристаллов кварца (Емельяновский карьер)

Кристалл в разрезе	Зона	Генетич. тип включений	Форма включений	Фазовый состав, $L + g - \delta$	$T_{\text{гом.}}, ^\circ\text{C}$	Примечание
	I-II а	вторичные		80+20+0	180-200	
	I б	вторичные		Разный	160	I - дымчатый,
	I в	первичные		Прилипшие к слюде	-	II - морион, III - бесцветный
	I-II г	вторичные		80+20+0	150	
	I-III д	вторичные		90+10+0	120	
	I-III е	вторичные		Существенно газовые	-	

Наблюдения показывают, что кристаллы кварца продуктивных и непродуктивных пегматитов отличаются зональностью. Зоны, образованные сотовым и полосчатым кварцем, как правило, не выражены в кристаллах непродуктивных пегматитов, а дымчатый кварц, ледовый и морион могут неоднократно чередоваться без перерывов в росте кристалла. Однако на некоторых участках такой перерыв наблюдается и фиксируется присыпками (Игнатполь). Для всех участков характерна остановка в росте кристаллов непосредственно перед отложением позднего прозрачного кварца, хотя не всегда четко выраженная (присыпки отсутствуют, но трещины с включениями резко обрываются у границы двух зон).

Как уже отмечалось, наличие в кристаллах непродуктивных пегматитов сотовых включений - явление редкое. Если же и есть сотовый кварц, то он очень отличается от сотового кварца в продуктивных пегматитах, прежде всего фазовым составом и температурой гомогенизации (Лазаренко Е.Н.-Минерал. сборник Львовск. ун-та, 1967, № 21, вып. 3).

Рост дымчатой и морионовой зон кварца продуктивных пегматитов происходил из газовых щелочных растворов, формировавших включения от конца кристаллизации полосчатого кварца до начала роста позднего прозрачного. Кварцы непродуктивных пегматитов в основном росли из газово-жидких

растворов с переменным pH (6,2 - 8,0). Кристаллы из р-на Усолусы содержат включения, растворы которых имеют pH = 6,2 - 6,8.

В процессе роста кварцев продуктивных пегматитов отмечается трехкратное проявление кислых сильно минерализованных растворов: 1) 10+
+60+30, $\Gamma_{\text{ром}} = 435^{\circ}\text{C}$, pH = 5,4; 2) 20+30+50, $\Gamma_{\text{ром}} = 400^{\circ}\text{C}$, pH = 5,2;
3) 95+5+0, pH = 6,0. В кварцах непродуктивных пегматитов почти нет
многофазовых включений, и если такие встречаются, то имеют низкую тем-
пературу гомогенизации - 150, 230, 250, 350°С.

В кварцах продуктивных пегматитов распространены включения с ореодами растрескивания. В кварцах непродуктивных пегматитов они встречаются гораздо реже. Наиболее высокотемпературные включения, которые наблюдались в кварцах непродуктивных пегматитов, имеют температуру гомогенизации 380°С, в продуктивных - 410°С и выше.

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦЕВ ИЗ ПЕГМАТИТОВ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКОГО ПЛУТОНА

М.Д. Братусь

(Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

В известных пегматитовых телах жильного типа кристаллы кварцев встречаются довольно часто. Преобладают мелкие индивиды дымчатой окраски длиной до 10 см по третьей оси. Реже встречаются крупные (10 - 30 см) кристаллы.

Огранка кристаллов довольно простая. Наиболее развиты грани ромбоэдров R и r и призмы m . Масштабы развития граней ромбоэдров и призмы для разных кристаллов разные. У отдельных кристаллов хорошо развиты грани ромбоэдров с почти полным отсутствием граней призмы; у других - преобладающие развиты грани призмы. Исходя из этого, можно выделить два габитусных облика кристаллов кварца: короткостолбчатый и столбчатый. Выделенные типы встречаются совместно в небольших пустотах типа "заноршей" центральных частей пегматитовых жил.

Большинство кристаллов имеют зональное строение, выражющееся в постепенной смене зон от периферии к центру в такой последовательности: I - серый (блоковый) кварц; II - "сотовый"; III - дымчатый; IV - прозрачный (хрусталь). Выделенные зоны не всегда присутствуют в одном кристалле. В большинстве мелких кристаллов основную часть объема составляют участки с различной плотностью дымчатой окраски.

Распределение окраски в дымчатых кристаллах кварца и ее взаимоотношение с элементами роста позволяет выделить два случая. При наростании граней ромбоэдров и реже призм, зоны роста подчеркиваются линейной полосчатостью, представленной чередованием прозрачных и дымчатых слоев разной интенсивности. Температура формирования полосчатых слоев припо-

верхностных зон кристаллов по гомогенизации первичных газово-жидких включений в них снижалась до 140 - 130°C. Как и высокотемпературные, низкотемпературные дымчатые кварцы формировались из щелочных растворов ($\text{pH} = 7,6 - 8,0$).

Крупные кристаллы столбчатого облика часто сложены мелкими полигидридами. Головки субпараллельных индивидов, покрывающих грань призмы, вытянуты по третьей оси и часто разделены параллельными канавками. Из таких кристаллов изготавливались пластинки в плоскости (0001), что дало возможность выяснить их внутреннее строение. Центральные части кристаллов состоят из двух и более блоков. Их окраска дымчатая различной интенсивности. Крупноблоковая по окраске центральная часть кристаллов к периферии сменяется зоной секториальной или радиально-лучистой окраски.

Травление пластинок в плоскости базиса (0001) показало, что границы крупных разноокрашенных блоков центральной части кристаллов совпадают с границами двойниковых индивидов. Иная картина в соотношении окраски и характера двойникования наблюдается в зоне радиально-лучистой окраски. Характер радиально-лучистой окраски не однороден как по распределению интенсивности, так и по величине окрашенных участков. Местами мозаика окраски преобретает характер сплюснутых агрегатов или веера. Травлением в плавиковой кислоте этой зоны обнаружено, что она состоит из большого количества дофинейских двойников. Сопоставление контуров двойников и разноокрашенных участков не всегда дают совпадение. В суммарных соотношениях отмечается, что во внешней зоне кристаллов радиально-лучистой окраски количество двойниковых индивидов резко увеличивается, т.е. наблюдается соответствие между увеличивающимся количеством окрашенных блоков и количеством двойниковых индивидов.

По экспериментальным данным (Балицкий, 1971), дымчатая окраска обязана появлению дырочных параметрических центров на тетраэдрах, в которых Si^{+4} замещен на Al^{+3} . Исследованием включений устанавливается щелочной характер маточных растворов, из которых кристаллизуются дымчатые кварцы и морионы как в исследуемых пегматитах ($\text{pH} = 8 - 9$), так и в пегматитах Волыни (Калужный, 1971). Щелочные растворы способствуют также переносу алюминия. Таким образом, генетическая связь окраски с компонентным составом минералообразующей среды проявляется довольно отчетливо.

В изученных кристаллах кварца из пегматитов плутона, судя по движению следов ребер (Леммлейн, 1951), разная скорость нарастания смежных граней сопровождается разноинтенсивной дымчатой окраской одновременно растущих слоев. Это четко проявляется при скелетном росте крупных граней кристаллов. В процессе роста к тому же происходит частая

смена рН, которое снижается до 6,0 - 6,5 в прозрачных блоках. Сочетание этих факторов определяет мозаику секториального и радиально-лучистого распределения окраски в кристаллах кварца из пегматитов плутона.

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦА В ПЕГМАТИТАХ ВОЛЫНИ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА CO_2 ВКЛЮЧЕНИЙ

Г.П. Мамчур, А.Д. Матвиенко, О.А. Ярынич

(Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Двуокись углерода играет важную роль в процессе минералообразования в занорышевых пегматитах (Калужный, Ковалишин, 1967). Выполненные ранее исследования изотопного состава углерода CO_2 из разнотемпературных (разновозрастных) включений в кварце занорышевых пегматитов Коростенского plutона показали обратную зависимость величины δC^{13} от температуры образования включений (Мамчур, Возняк, Ковалишин, 1968). Для определения значения этой зависимости необходимо было изучить изотопный состав CO_2 из включений в гранитах и в различных структурно-минералогических зонах пегматитов.

Изотопный состав углерода определялся на масс-спектрометре МИ-1305 прецизионным методом с абсолютной ошибкой $\pm 0,05\%$. Величины δC^{13} приводятся в сравнении со стандартом РДВ. Пробы породы дробились в герметической шаровой мельнице в присутствии атмосферного воздуха. Выделившаяся из породы CO_2 вместе с примесью атмосферной CO_2 поглощалась в растворе Ba(OH)_2 при механическом выдавливании газа из объема мельницы. Полученные для проб CO_2 значения δC^{13} исправлены на примесь атмосферной CO_2 , изотопный состав которой $\delta \text{C}^{13} = -0,7\%$.

Пробы гранита отобраны по 30-метровому разрезу скважины 2540 над верхним контактом с пегматитовым телом 57 через интервал 3 - 1,5 м. Образцы из различных структурно-минералогических зон пегматита взяты из стенок шурфов и керна на нескольких пегматитовых телах.

Результаты определений δC^{13} приведены на рис. I. Изотопный состав углерода CO_2 из гранитов нерегулярно изменяется по их разрезу и колеблется в пределах величин δC^{13} от $-2,33$ до $-3,43\%$. Углерод CO_2 из пород различных структурно-минералогических зон пегматита более тяжелый: Его изотопный состав колеблется в пределах величин δC^{13} от $-0,93$ до $-1,92\%$. При этом более поздние пегматитовые образования содержат CO_2 , обогащенную тяжелым изотопом C^{13} по сравнению с CO_2 более ранних (высокотемпературных) образований. Так, CO_2 альбитизированной и метасоматически измененной породы характеризуется величинами $\delta \text{C}^{13} = -0,92$; $-1,28\%$, тогда как CO_2 мелкозернистого пегматита графической структуры имеет $\delta \text{C}^{13} = -1,92\%$. Изотопный состав углерода

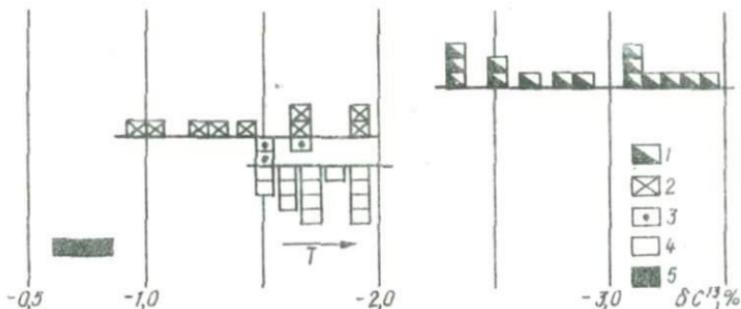


Рис. I. Распределение изотопного состава углерода CO_2 включений:
1 - в гранитах; 2 - породах пегматитов; 3 - валовых пробах
кварца; 4 - отдельных включениях кварца; 5 - в глубинной CO_2

CO_2 из кварца изменяется от $\delta\text{C}^{13} = -1,5\%$ до $\delta\text{C}^{13} = -1,0\%$ при понижении температуры образования кварца от 600 до 250°C (Мамчур, Возняк, Ковалевин, 1968). Для CO_2 из кварца и из валовых проб из различных зон пегматита утяжеление углерода имеет общее направление - от высоко- до низкотемпературных образований. Но для более поздних по времени образования пород из пегматита наблюдается большее утяжеление углерода CO_2 по сравнению с CO_2 низкотемпературных включений в кварце (рис. I).

Таким образом, утяжеление изотопного состава углерода CO_2 из включений в кислых изверженных породах Коростенского plutона происходит в направлении от гранитов к метасоматически измененным породам в пегматитах.

Интервал колебаний изотопного состава CO_2 из включений в гранитах и породах пегматитов является значительным (около 2,5% в величинах δC^{13}). Поскольку в пегматитах, кроме CO_2 , практически отсутствуют углеродсодержащие образования, фракционирование изотопов углерода, которое могло бы с понижением температуры привести к утяжелению углерода CO_2 , исключается. Метан во включениях присутствует в количестве первых процентов (Калужный и др., 1971). Сидерит является более низкотемпературным образованием (Гигашвили, 1970). Поэтому необходимо допустить, что утяжеление изотопного состава углерода CO_2 пегматитов по сравнению с CO_2 гранитов обусловлено привносом в область пегматитообразования двуокиси углерода с тяжелым углеродом. По данным об изотопном составе углерода CO_2 вулканических и термальных газов (Кропотова О.И. и др., 1970; Ohmoto, 1972) и теоретическим расчетам Э.М. Галимова (1973), изотопный состав углерода глубинной

CO_2 , унаследовавшей углерод углисто-хондритовой мантии, принимается равным $\delta \text{C}^{13} = -0,2 - -0,8\%$. Эта величина практически совпадает с полученной нами $\delta \text{C}^{13} = -0,92\%$ для CO_2 из включений в измененной выщелачиванием пегматитовой породе. Можно предположить, что CO_2 включений в породах пегматитов представляет смесь глубинной CO_2 и CO_2 , свойственной гранитам.

Образование занорышевых пегматитов по общепринятым мнению происходило в результате концентрации летучих из гранитов. Изотопный состав углерода CO_2 включений показывает, что в процессе становления пегматитов наряду с флюидами гранитной магмы принимали участие глубинные флюиды уже в самом начале этого процесса. CO_2 включений в пегматите графической структуры как наиболее раннем образовании содержит смесь глубинной и свойственной гранитам CO_2 . Со временем концентрация глубинной CO_2 в пегматите возрасла. Низкотемпературные метасоматические процессы в пегматите происходили в основном под влиянием глубинных флюидов.

На фоне значительного колебания изотопного состава углерода CO_2 из гранитов и пегматитов для углерода CO_2 из кварца наблюдается относительно компактная группа величин δC^{13} (рис. I). Значения изотопного состава углерода из валовых проб кварца, полученные в настоящем исследовании, совпадают с полученными ранее данными для отдельных включений в кварце (рис. I). Изотопный состав углерода показывает, что образование кварца в пегматите происходило в определенном интервале смеси летучих гранитного расплава и глубинных флюидов. Поступление глубинной CO_2 в пегматит было неравномерным во времени (рис. 2).

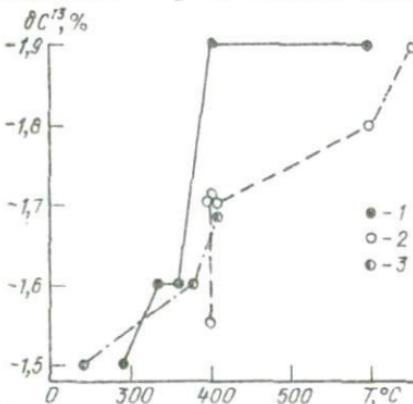


Рис. 2. Зависимость изотопного состава углерода CO_2 включений в кварце от температуры образования этих включений: 1 - пегматитовое тело II основное; 2 - пегматитовое тело II юго-западное; 3 - пегматитовое тело III.

Для пегматитового тела II основного изотопный состав углерода CO_2 включений постоянный при понижении температуры от 600 до 400°C и утаяивается при дальнейшем изменении температуры от 400 до 300°C. Углерод CO_2 из включений в кварце пегматитового тела II юго-западного плавно

утяжеляется при понижении температуры от > 600 до 400°C и резко - в области 400°C . Как видим, данные об изотопном составе углерода CO_2 включений в сочетании с термо-барометрическими определениями позволяют устанавливать продолжительность (температурный интервал) периодов равновесных условий в пегматите, в течение которых приток глубинных флюидов на место пегматитообразования на некоторое время приостанавливался. Геохимически интересна область температуры около 400°C , при которой резко увеличивается концентрация глубинной CO_2 в минералообразующих растворах. Это свидетельствует о новом возникновении условий доступа этой CO_2 в пегматит. Нам представляется перспективным использование изотопного анализа углерода в сочетании с другими исследованиями для изучения процесса пегматитообразования.

Возможные ореолы рассеяния глубинной CO_2 в окружающих пегматит гранитах приведут к утяжелению углерода их CO_2 . Это может служить дополнительным поисковым признаком пегматитовых тел.

По изотопному составу углерод CO_2 из гранитов подобен углероду органического вещества. Можно предполагать, что гранитная магма Коростенского plutона, прорывавшая и ассилировавшая осадочные породы (Соболев, 1947), могла насытиться углеродом углеводородов или иного органического вещества, рассеянного в осадочных породах. Флуктуации изотопного состава углерода CO_2 гранитов могут быть обусловлены влиянием глубинной CO_2 , что приводило к утяжелению углерода свойственной гранитам CO_2 , или фракционированием изотопов углерода в процессе окисления органического вещества.

ДИНАМИКА ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА В ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В. В. Кушев

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев)

Исследовались кристаллы кварца из полостей свободного роста (заношней и мелких миароловых пустот) камерных пегматитов Болины. Изучение особенностей внешней и внутренней морфологии кристаллов, характера их взаимоотношений, данные термобарометрии позволяют воссоздать историю формирования кристаллов.

В соответствии со стадиями минералообразования в пегматитах весь процесс роста кристаллов кварца в заношнях расчленяется на три этапа - доинверсионный, послеинверсионный пневматолитовый^{*} и послеинверсионный гидротермальный. Соответственно выделяются три основные гене-

* Пневматолитовый характер растворов, действующих в послеинверсионный период развития пегматита, не доказан полностью, хотя для этого и есть основания (Каложный и др., 1967, 1971).

рации минерала: кварц I генерации (молочно-белый, сотовый), кварц II генерации (бесцветный, дымчатый, морион) и кварц III генерации (поздний горный хрусталь, аметист).

В доинверсионную стадию развития пегматитов кварц отлагался в своей высокотемпературной гексагональной модификации. В современном состоянии кристаллы его представляют сильно трещиноватую параметрофозу низкотемпературной модификации, так называемый сотовый кварц. Кристаллы высокотемпературного кварца развивались путем дорастания ихтиоглиптов графиты, пегматоидных и блоковых обособлений. Судя по нахождению кристаллов с сотовой трещиноватостью, рост их происходил в области современного занорыша и мелких миароловых пустот в различных структурных зонах пегматитовых тел. О существовании этих полостей уже в доинверсионное время свидетельствует кристаллографическая правильная форма индивидов сотового кварца, возможная лишь в условиях свободного роста. Наблюдавшееся во многих случаях зональное строение сотовой части кристаллов показывает, что рост их происходил в условиях меняющихся термодинамических параметров.

Сотовая трещиноватость является своеобразным репером, разграничитывающим первоначально высокотемпературную и низкотемпературную модификации кварца (Цинзерлинг, 1948; Долгов, 1955). Точка модификационного перехода для кварца из пегматитов условно принята в 600°С. Считается, что резкий спад температуры, необходимый для быстрого $\alpha \rightarrow \beta$ превращения кварца, осуществлялся за счет адиабатического раскрытия пегматитовой системы при контракционном сжатии вмещающих пегматит гранитов (Долгов, 1963). Переход в отложение сотового и дымчатого кварца соответствует инверсия фазового и химического состава минералообразующих растворов (Калюжный и др., 1967).

Формирование кристаллов II генерации происходило как дорастанием уже готовых кристаллов сотового кварца, так и ростом из новых центров (обломков ранее выкристаллизовавшегося материала, зерен породообразующего кварца, получивших выход в полости свободного роста). В этот период интенсивно проявляются процессы метасоматического замещения. За счет переработки полевого шпата формируются сливные агрегаты кварца и корневые части кристаллов идиоморфного роста. Увеличение объема кристалла метасоматически обычно предшествует по времени свободному росту, но часто эти процессы протекают синхронно; в корневой своей части кристалл развивается за счет замещения полевошпатового субстрата, а в верхней — свободным ростом.

Индивиды III генерации (поздний горный хрусталь) формируются главным образом регенерацией сколов и обломков кристаллов предшествующих выделений. Процессы дробления, интенсивно протекавшие перед отложением позднего горного хрусталия, способствовали образованию большого коли-

чества обломков кварца – естественных затравок, на которых и происходил рост кристаллов этой генерации.

Рост кристаллов кварца в пегматитах не является однонаправленным, непрерывным процессом. Остановки в росте разграничают генерации кварца и соответствуют тектоническим подвижкам внутри пегматитовых тел. По морфологии тел растворения внутри и на поверхности кристаллов кварца из различных участков пегматитовых тел установлено, что формирование кристаллов кварца в занорышах три раза сменялось растворением. Первый акт растворения приурочен к перерыву в отложении дымчатого кварца и позднего горного хрусталя, второй – к перерыву в отложении последующих порций позднего горного хрусталя и третий – к заключительной стадии кристаллизации кварца. Первые два акта растворения связаны с кратковременными повышениями температур минералообразующих растворов, зафиксированными по включениям в минералах (Калижный и др., 1967, 1971). Завершающий этап растворения связан с общим падением насыщенности растворов кремнеземом в конце кристаллизации кварца.

Для каждой из выделенных генераций кварца характерны свои морфологические особенности. Кристаллы сотового кварца обычно одноконечны, облик их изометрический, реже вытянутый, габитус – дипирамидально-призматический. Дополнительных граней на кристаллах не обнаружено. Кристаллы II генерации имеют наиболее богатую морфологию. Среди них наблюдаются индивиды всех установленных типов облика и габитуса. Преобладают кристаллы вытянутого облика призматически-ромбоэдрического габитуса. Распределение кристаллов на месторождении подчиняется определенной закономерности; в пределах одного произвольно выбранного тела будут преобладать кристаллы призматической или остроромбоэдрической категории габитуса. Соотношение кристаллов-антиподов обычно составляет 1:10 и больше. Кристаллы ромбоэдрического габитуса изометрического облика не обнаруживают такой зависимости, присутствуя во всех пегматитовых телах. Для кристаллов заключительной III генерации кварца обычна более простая морфология, они имеют изометрический или искаженный облик и ромбоэдрический или ромбоэдрически-призматический габитус, в большинстве двуконечны.

Таким образом, форма кристаллов кварца из камерных пегматитов Волни испытывает эволюционные изменения, общее направление которых схематически отображено на рис. I.

Закономерное изменение формы кристаллов кварца наблюдается не только при переходе от одной генерации к другой, но и в пределах каждой из них. Кристаллы в процессе одной стадии роста "вытягиваются" вдоль тройной оси. Соответственно меняется и габитус кристаллов от ромбоэдрического в начале стадии через призматически-ромбоэдрический (остроромбоэдрически-ромбоэдрический) в середине ее до призматического (остроромбоэдрического) в конце стадии (рис. 2).

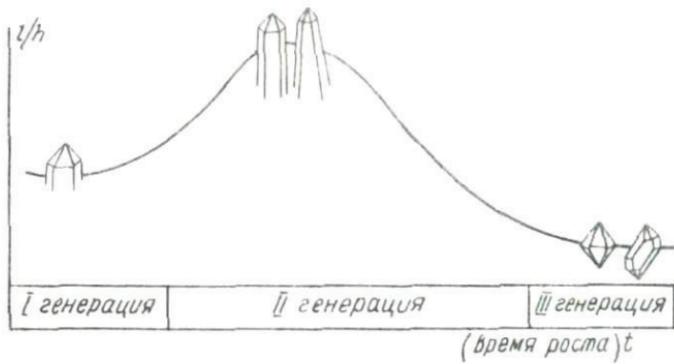


Рис. 1.

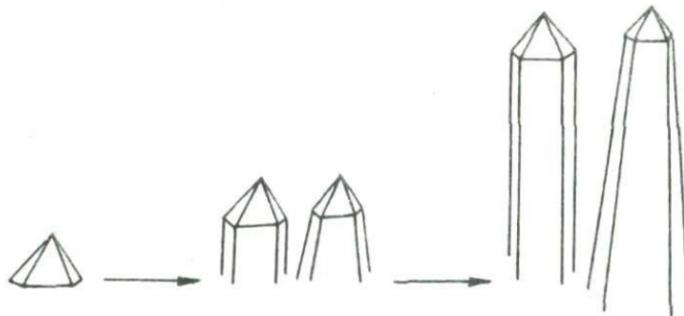


Рис. 2.

Чем же обусловлено изменение формы кристаллов кварца? До недавнего времени считалось, что ответственными за морфологическое разнообразие кристаллов кварца являются такие факторы внешней среды как пересыщение, химизм, температура и положение во время роста. Однако наблюдения на кристаллах кварца из камерных пегматитов Волыни, анализ литературного материала по наблюдениям на различных природных объектах, данные по синтезу кварца показали, что форма кристаллов кварца в природных средах определяется прежде всего такими факторами, как время непрерывной кристаллизации, режим кристаллизации, форма и величина первоначальной затравки, наличие и характер дефектов в ней.

Очевидно, не требует доказательств, что размеры кристалла будут прямо пропорциональны времени непрерывного роста. Вместе с тем этот факт не принимается во внимание исследователями при интерпретации

кристаллогенетических особенностей кварца. Как известно, для кварца имеется одно главное направление роста, совпадающее с тройной кристаллографической осью минерала. Экспериментально установлено, что приращение объема кристалла происходит за счет отложения вещества по ромбоздрическим граням кристалла, в то время как грани гексагональной призмы развиваются во времени лишь тангенциаль но. Наблюдения над природными объектами подтверждают эту закономерность. Хотя на большинстве природных кристаллов кварца имеется пирамида нарастания гексагональной призмы, мощности ее по сравнению с пирамидами роста основных ромбодротов кварца настолько мальы, что позволяют пренебречь ее влиянием на форму кристалла в целом. Принимая в расчет стабильность формы кристаллов кварца, выраженных в растворах разной концентрации и состава, следует полагать, что размеры кристалла вдоль тройной оси (при одинаковой плотности затравки) будут прямо пропорциональны времени непрерывного роста: при непродолжительной кристаллизации кристаллы будут иметь изометрический облик, при продолжительном — вытянутый и сильно вытянутый. Соответственно изменится и габитус кристалла. Очевидно, именно с таких позиций следует подходить к объяснению факта удлинения кристаллов к концу стадии роста, отмечаемого многими исследователями (Карякин, 1955; Полов, 1971, и др.).

Имеющиеся данные по физико-химическим условиям кристаллизации в камерных пегматитах Волыни не позволяют предполагать значительные колебания пересыщенности растворов кремнеземом при росте кристаллов кварца в занорышах. Тем не менее мы наблюдаем изменение формы кристаллов не только при переходе от одной генерации кварца к другой, но и в пределах одной генерации. Этот факт легко объясним, если принять во внимание фактор времени. Кристаллы изометрические являются более "молодыми", нежели кристаллы вытянутого и сильно вытянутого облика, что подтверждается особенностями их зонального строения.

Важным фактором, влияющим на форму кристаллов кварца, является величина затравки. Кристаллы, выросшие на площадной затравке, при прочих равных условиях будут иметь меньшее отношение e/h , чем кристаллы, росшие на точечной затравке. Это установлено экспериментально и подтверждено на природном материале (Балицкий и др., 1969). Именно с влиянием величины первоначальной затравки связаны более крупные размеры кристаллов в верхних частях занорышей, где кристаллы растут на блоковом кварце, тогда как в нижних частях занорышей затравками их служат зерна графита и пегматоидные обособления, имеющие несравненно меньшие размеры.

Из опытов по синтезу кварца известно также, что при непродолжительном времени роста форма кристалла во многом определяется формой затравки. На пластинках, вырезанных по пинакоиду кварца, вырастают

кристаллы обычной кристаллографической формы, тогда как на пластинках срезов (1011), (0111) и (1010) вырастают кристаллы уплощенные по данным направлениям. Такая закономерность связана с особенностями механизма роста кристаллов кварца. В камерных пегматитах Волыни такие кристаллы искаженного облика характерны для самой поздней генерации кварца – кварца регенерации. При тщательном изучении особенностей внешней и внутренней морфологии таких кристаллов выяснилась их полная идентичность с полученными экспериментально. Кристаллы с аномальной морфологией образовались при кратковременной регенерации спайных выколок по (1011), (0111) и (1010) предшествующих выделений кварца.

На форму кристаллов кварца большое влияние оказывает также режим кристаллизации. Кристаллы, выросшие в спокойных тектонических условиях на фоне эволюционного спада температур и давлений минералообразующих растворов, имеют меньшее количество дефектов, нежели кристаллы, росшие в условиях резких термодинамических флуктуаций. Разный характер внутреннего строения кристаллов находит свое отражение и во внешней морфологии кристаллов. Выше уже упоминалось о пространственной несовместимости кристаллов призматической и остроромбоздрической категорий габитуса из камерных пегматитов Волыни. Кристаллы относятся к одной и той же генерации дымчатого кварца. Кристаллы остроромбоздрического габитуса имеют большое количество разнообразных дефектов: дофинейские двойники в них мелкие, поражающие большую часть кристалла, бразильские двойники полисинтетические, мозаичность унаследованная и кристаллизационная, зональность четкая поликроматическая, трещиноватость поражает не только корневую часть кристалла, но и срединную. Напротив, кристаллы призматического габитуса содержат дофинейские двойники секториального типа, бразильские двойники в них редкие, мозаичность большей частью унаследованная, зональность слабо выраженная с постепенным переходом одной монохроматической зоны в другую, трещиноватость наблюдается лишь в корневой части кристалла. Отличный характер внутреннего строения кристаллов разных типов находит отражение и во внешней морфологии индивидов. На кристаллах призматических вицинали редкие, крупные, комбинационная штриховка тонкая, как правило, присутствуют гемиздрические формы. На кристаллах остроромбоздрических вицинали мелкие, усеченные, комбинационная штриховка грубая, грани гемиздрических форм, как правило, отсутствуют.

Перечисленные признаки указывают, что кристаллы призматические росли в относительно спокойной обстановке, в то время как кристаллы остроромбоздрические – в среде с частыми нарушениями минерализационного равновесия. Косвенным признаком неспокойной кристаллизации в пегматитовых телах с остроромбоздрическими кристаллами кварца является

отсутствие в них четко выраженной зоны выщелачивания под занорышем и заметных скоплений минералов-самоцветов. Очевидно, что кристаллизация в таких телах сопровождалась частными нарушениями сплошности пегматитов с отводом минералообразующего флюида за пределы пегматитового очага.

Следовательно, форма кристаллов кварца в природных условиях определяется такими факторами внешней среды, как время непрерывного роста, режим кристаллизации, форма и величина затравки. Влияние пересыщения, химического состава и температур растворов на форму кристаллов кварца возможно лишь на самых ранних стадиях роста при выпадении зародышей из раствора и в дальнейшем оказывается на формировании скульптурных неоднородностей кристаллической поверхности и распределении структурных примесей в кристалле, что выражается в зональном строении кристаллов. Воздействие последних параметров на форму кристаллов кварца возможно, но степень его влияния в природных условиях на фоне таких факторов, как время непрерывного роста, режим кристаллизации, форма и величина затравки, менее существенна.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ КВАРЦА ИЗ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОЛЫНИ

О.Н. Винар

(Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Кварц – распространенный минерал в постмагматических образованиях Волыни, морфологические особенности и химический состав которого позволяют конкретизировать условия его образования и, следовательно, могут иметь типоморфное значение.

Нами изучался кварц из различных по составу и генезису минеральных комплексов северо-западной части УКЩ: из гранитоидов Осницкого комплекса, метасоматических образований Сущано-Пержанской зоны (СПЗ), пегматитов и пегматитвмещающих гранитов окраин Волынского пегматитового поля (Коростенский plutон). В результате исследований выявлены отдельные типоморфные признаки кварца, к числу которых можно отнести форму его выделений и химический состав.

В гранитоидах Осницкого комплекса (аплит-гранитах, осиницких гранитах) и генетически связанных с ними жильных образованиях основной формой выделения кварца являются отдельные кристаллические зерна и их агрегаты. По характеру образования и микроскопическим особенностям можно выделить: пойкилитовые выделения размером до 0,1 мм в плагиоклазе, относящиеся к ранним продуктам кристаллизации; основная масса кварца в граните образует аллотриоморфные зерна размером 0,1 - 1,0 мм, заполняющие интерстиции других минералов, с четко выраженным волнистым погасанием, образуется кварц после полевых шпатов; мирамбитовые вы-

деления в плагиоклазе, образованные при метасоматическом замещении калишпата плагиоклазом в постмагматическую стадию; мелкозернистый мозаичный кварц, образованный в результате катаклаза пород; зернистые агрегаты, слагающие кварц-полевошпатовые и мономинеральные гидротермальные жилы. Цвет кварца в гранитоидах серый, темно-серый, прозрачный. Нередко приобретает голубовато-серый и фиолетово-серый цвет. Подобным цветом характеризуется кварц из аляскитовых гранитов СПЗ.

Кварц в метасоматических образованиях СПЗ является продуктом гидротермальной деятельности, протекавшей неоднократно на разных этапах метасоматического процесса (Галецкий, 1966). Характерной формой выделения кварца в метасоматических породах также являются зернистые агрегаты и реже - мелкие (размером в 2 - 5 мм) призматические кристаллики в полостях пород. Наиболее ранний кварц - средне-крупнозернистый (3 - 5 мм) серого, темно-серого цвета, образованный в результате метасоматических замещений. Встречается он в пержанских гранитах, граносиенитах. Нередко в результате перекристаллизации первого образуются мелкозернистые агрегаты мозаичного очертания со слабоволнистым погасанием, окаймляющие и корродирующие крупные зерна ранее образованного кварца.

Грейзеновый кварц отличается мелкозернистым строением, белым цветом и тусклым блеском. Он образует основной фон породы и представляет первую генерацию кварца. Вторая генерация кварца, более поздняя по времени образования, - это крупные (2 - 5 мм) округлые зерна серого цвета, под бинокуляром представлены разъединенными, скрученными формами. Широко распространены зернистые агрегаты серого до темно-серого цвета, образующие гнезда и прожилки в пержанских гранитах и различных по составу метасоматитах. Наиболее поздним по времени образования является "опаловидный" кварц - крупнозернистый (2 - 4 мм), серого цвета, тусклого-опаловидного блеска с волнистым погасанием. В пустотах пород образуются друзья этого кварца, представленные мелкими (2 - 5 мм) призматическими кристалликами со штриховкой на гранях призмы и нередко головками пирамид. Выделение семи генетических типов кварца в породах метасоматического комплекса СПЗ (Вербицкий, 1964) недостаточно обосновано.

Более разнообразные формы выделения кварца в зональном шлировом пегматите окраин Волынского пегматитового поля (Коростенский pluton). Кварц графической зоны пегматита образует закономерные сростки с полевым шпатом и представлен мелко-среднезернистыми ихтиоглиптами, а также выделениями изометрической формы серого и светло-дымчатого цвета. Отсутствие в кварце признаков индукционных форм роста может указывать на метасоматический характер кварц-полевошпатовых агрегатов. Кварц блоковой зоны массивный, темно-серого цвета, разбитый системой заleckенных

трещин. Занориша, вытянутой формы, размером 1,0x0,6 м², выполнен кристаллами мориона обелисковидного или призматического габитуса длиной до 5 - 10 см. Для первых характерно преобладающее развитие граней основных ромбоэдров, грани призмы самостоятельного развития не достигают, а находятся в комбинации с гранями ромбоэдра {3031}. Нередко кристаллы мориона регенерированы бесцветным кварцем.

В составе исследуемых кварцев спектральным анализом установлено небольшое количество элементов-примесей. Серый и серо-фиолетовый кварц из жильных образований Осницкого комплекса содержит в основном примеси петрогенных элементов: Al, Mg, Ca, Fe. Для серого блокового кварца и кристаллов мориона из занориша шлирового пегматита окраин Волынского пегматитового поля (Коростенский plutон) набор элементов-примесей увеличивается: Al (0,01-1,0%), Mg (0,01-0,1%), Fe (0,01-0,1), Ca, Mn (0,001-0,1), Ti (0,001-0,01%). Особенно обогащен элементами-примесями кварц из метасоматических образований СПЗ (пержанский гранит): Ca (0,1), Fe (0,01-0,1), Na (0,01), Be, Mn, Zn (0,01-0,001), Mg, Al, Ti, Cu, Zn, Y (0,001). Полученные данные могут указывать на общую тенденцию к убыванию содержания элементов-примесей от ранних генераций кварца (метасоматического) к более поздним (гидротермального).

Ценную информацию для выявления типоморфных особенностей кварца могут дать включения в минералах - сохранившиеся реликты минералообразующей среды, из которой происходило образование минерала.

Кварц из постмагматических образований Волыни не зависимо от условий образования насыщен в значительной степени включениями, размер которых минимальный (0,1 - 0,01 мм) в кварцах гранитов. В последних часто встречаются твердые кристаллические ксеногенные включения (рутин, циркон, апатит, слюда и др.). По генетическим признакам почти все встреченные включения вторичные. Исключением могут быть отдельные первичные газово-твёрдые включения трубчатой формы в бесцветном кварце регенерации из занорища и газово-жидкие включения ($\zeta = 60-70\%$, температура гомогенизации 450°C) из окварцованных осницкого гранита, которые условно можно отнести к первичным или ранне-вторичным. По агрегатному состоянию и фазовому составу среди вторичных включений в исследуемых кварцах выделяются газово-жидкие разного наполнения ($\zeta \approx 60-90\%$), сложные включения углекислоты и многофазовые (количество твердых фаз I-3).

Для кварца коростенского гранита и зонального шлирового пегматита окраин Волынского пегматитового поля доминирующими включениями являются газово-жидкие ($\zeta = 70-80\%$, температура гомогенизации 250-350°C), газовые включения имеют небольшое распространение. На основании изучения включений в кварце из всех структурных зон пегматита выделены 13 типов включений, отражающие изменение состава, агрегатного состоя-

ния и температуры минералообразующих растворов в процессе эволюции пегматита.

В кварцах осищих гранитов и генетически связанных с ними жильных образований наиболее распространены газово-жидкие включения с $L = 60\text{--}90\%$. В зависимости от наполнения температура гомогенизации включений - $250\text{--}370^\circ\text{C}$ (граниты), $300\text{--}200^\circ\text{C}$ (кварцовые жилы). В кварце гранитов включений углекислоты немного, содержание их заметно увеличивается в кварце жильных образований. Сравнительно часто встречаются многофазовые включения с минералами-узниками (галит) и минералами-спутниками (труднорастворимые силикаты).

В кварце из метасоматических образований СПЗ основная масса включений представлена газово-жидкими с $L = 60\text{--}80\%$, температура гомогенизации $200\text{--}350^\circ\text{C}$. В жильных кварцах встречаются сложные включения CO_2 и многофазовые (трех-четырехфазовые).

В результате изучения включений минералообразующих растворов в кварце из постмагматических образований Волыни установлено понижение температуры растворов в направлении от гранитов ($270\text{--}250^\circ\text{C}$) к пегматитам ($340\text{--}200^\circ\text{C}$) и кварцевым жилам ($320\text{--}200^\circ\text{C}$).

Исследование солевого и газового составов растворов включений проводилось валотными методами - анализом водной вытяжки и газовым анализом (Калужский, Притула, 1967; Калужский, Ковалышин, 1967).

Солевой состав водных вытяжек исследуемого кварца показывает, что кристаллизация его совершалась из среды, в которой концентрация натрия была выше концентрации калия. Четко намечается тенденция уменьшения роли калия в пегматит- и кварцообразующих растворах (соотношение Na/K колеблется от 0,8 - 2,0 в гранитах до 12,6 - 19,2 в пегматитах и кварцевых жилах). Содержание лития в растворах вытяжек из кварца пегматитов неравномерное: отмечается увеличение его количества от графитовой зоны (0,2%) к занорышу (1,6%). В вытяжках жильного кварца он не обнаружен. Кристаллизация кварца в шлировых пегматитах и жильных образованиях осуществлялась из растворов существенно хлоридно-гидрокарбонатного состава.

Удельная насыщенность кварца летучими компонентами крайне неравномерная. Максимальная газонасыщенность в кварце из блоковой зоны и кристаллов мориона из занорыша шлирового пегматита Коростенского plutona (200,0 - 70,6 мл/кг) значительно снижается в жильном кварце Осницкого комплекса (30 - 47 мл/кг) и минимальная - в кварце из жильных образований СПЗ (0 - 10 мл/кг).

В составе газовой смеси, извлеченной из кварца, обнаружены углекислота, водород, метан и азот.

Высоким содержанием углекислоты характеризуются кварцы из шлирового пегматита окраин (43,5 - 91,7%) и жильных образований Осницкого

комплекса (55,5 - 71,6%). В случае зональных пегматитов четко фиксируется увеличение ее количества в направлении к занорышу, что согласуется с ранее установленной закономерностью для занорышевых пегматитов Волыни (Калюжный, Ковалишин, 1967). Ограничное содержание водорода в кварце из жильных образований Осницкого комплекса и СПЗ (3,1 - 3,6 об.%) , в блоковом кварце пегматита количество его снижается до 0,3 - 0,6 об.%. В кристаллах мориона из занорыша водород не обнаружен. Содержание метана в жильном кварце Осницкого комплекса повышенное (20,7 - 25,1 об.%) и особенно из жильных образований СПЗ (44,8 об.%). Возможно, что содержание метана зависит от степени наложения метасоматических растворов на ранее образованную породу. Распределение азота в кварце дифференцированное. В плагиовом пегматите количество его уменьшается в направлении к занорышу от 21,6 до 4,3 об.%. В жильном кварце Осницкого комплекса содержание азота колеблется от нуля (с. Клесово) до 24,1 об.%(с. Селище). В кварце из метасоматических образований азот не обнаружен.

Установленные колебания химического состава кварца из различных минеральных комплексов, а также неравномерное распределение в нем газовых компонентов свидетельствуют об изменении состава и термодинамических параметров минералообразующих растворов на разных этапах постмагматической деятельности, интенсивно проявившейся в северо-западной части УКШ.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦЕВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН ПЕГМАТИТОВ ЗАНОРЫШЕВОГО ТИПА КАК ОЦЕНОЧНЫЙ КРИТЕРИЙ НА КАЧЕСТВО КРИСТАЛЛОСЫРЬЯ

Г.М. Гигашвили

(Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Исследователи пегматитов занорышевого типа уже не раз подчеркивали причины и значение для процессов минералообразования скачкообразных изменений термодинамических параметров минералообразующей среды, которые налагаются на эволюционный ход изменения этих параметров, связанный с остыанием материнской для пегматитов интрузии. Эти скачкообразные изменения вызваны подвижками, большая часть из которых в условиях застывшей интрузии платформенного типа представляет собой следствие контракционной усадки.

Для геологов важно иметь представление о том, какой режим минералообразования (эволюционный или скачкообразный) и в какие периоды развития преобладал на каждом из исследуемых пегматитов занорышевого типа. Различные проявления скачкообразности процесса определяются интенсивностью тектонических нарушений, а последние во многом определяют возможность, условия роста и сохранности качественного кристаллосырья.

На каждом месторождении пегматитов занорышевого типа можно установить отдаленные геолого-структурные, минералого-геохимические, минералого-парагенетические особенности и типоморфные признаки минералов, отражающие границу, отделяющую процессы со степенью эволюционности, достаточной для формирования качественных кристаллов кварца, от процессов, в которых скачкообразность изменения свойств минералообразующей среды, вызванная тектоническими нарушениями, препятствует формированию или сохранности такого сырья. Установление комплекса подобных признаков необходимо при оценке "слепых" пегматитовых тел в процессе их разведки. Одним из таких признаков служат типоморфные особенности метасоматических агрегатов, возникающих при повышающейся кислотности минералообразующих растворов в послеинверсионную стадию развития пегматита.

Исследованиями жидких включений в минералах и минеральных парагенезисов установлено, что в послеинверсионную стадию развития пегматитов периодически менялась кислотность-щелочность минералообразующих растворов (В.А.Калижный, Д.К.Возняк). Если I и P , которые в значительной мере влияют на химизм растворов, изменяются относительно плавко (эволюционно), то и кислотно-щелочные свойства раствора должны изменяться постепенно, вызывая образование ряда закономерно сменяющихся друг друга минеральных парагенезисов и отражая возрастание (или падение) подвижности различных по силе оснований (K , Na , Ca , Al и др.).

Резкое изменение физико-химических свойств растворов, связанное с тектоническими подвижками, приводит к замещению исходных пород метасоматическими минеральными парагенезисами, соответствующими максимальной кислотности или щелочности без промежуточных парагенезисов. При этом вновь образуемые минералы сохраняют в себе реликты исходного минерала и отличаются ксеноморфностью, часто унаследуя форму замещаемого минерала (псевдоморфизация).

При постепенном увеличении кислотности минералообразующей среды в интервале температур $570 - 370^{\circ}\text{C}$ и давлении, не превышающем 800 ат., микроклин в различных зонах пегматитов претерпевает ряд изменений, связанных с возрастанием подвижности оснований, входящих в его состав, — сначала калия, а при максимальной кислотности — алюминия. Умеренное повышение кислотности минералообразующей среды фиксируется по минеральным парагенезисам, замещающим микроклин, в которых содержание щелочей (K , Na) резко падает, или же они удаляются совсем из зоны реакции. К таким парагенезисам относятся: мусковит (биотит) + кварц; топаз + кварц (в случае повышения активности фтора в растворах).

Индикатором максимальной кислотности является подвижность алюминия, его вынос из зон реакции, в которой единственным устойчивым минералом становится кварц. В случае эволюционного изменения кислотности

мы должны наблюдать в участках протекания метасоматических процессов последовательную смену перечисленных минеральных парагенезисов. И в пегматитах с хорошо развитым занорышем мы действительно ее наблюдаем, что свидетельствует об относительно спокойной тектонической обстановке.

Так, в ряде пегматитовых тел в зоне окварцевания апографических пород, подстилающих полость занорыша пегматита, по исходному микроклину сначала развиваются идиоморфные таблитчатые кристаллы альбита и происходит частичное переотложение кварца. Повышение кислотности приводит уже к преимущественному развитию кварца и слюды переменного состава (литиево-железистые биотиты) по микроклину. Кристаллы же альбита остаются устойчивыми и захватываются разрастающимся кварцем. Повышение кислотности было незначительным и эволюционным. В пользу этого говорит присутствие альбита и слюд в замещающем комплексе, а также идиоморфность кристаллов альбита и кварца по отношению к микроклину. Здесь тенденция кварца приобрести равновесную кристаллографическую огранку преобладает над тенденцией использовать структурно-химические неоднородности в кристаллах микроклина, при этом он наращивает уже существовавшие в апографике ихтиоглины кварца. Проявлений более интенсивного повышения кислотности на этих пегматитах не наблюдалось.

В некоторых пегматитах занорышевого типа наблюдаются случаи псевдоморфного замещения микроклина кварцем без отмеченных выше промежуточных минералов, содержащих натрий и алюминий. Замещение микроклина кварцем происходит в наименее устойчивых направлениях по мурчессонитовой отдельности, при этом в кварце остаются ленточные реликты замещенного микроклина. В этом случае налицо резкая неравновесность протекания процесса, кислотность растворов настолько высоко и быстро поднялась, что подвижными в какой-то короткий промежуток времени становятся все основания вплоть до алюминия, и они выносятся из зоны реакции. Развитие кварца происходит так быстро, что в нем консервируются неравновесные и по форме и химически (по отношению к кислым растворам) реликты микроклина. В дальнейшем спад кислотности может происходить более медленно, и это приводит к образованию в других участках на удалении от окварцованных альбита и слюд, но зоны окварцевания с неравновесными реликтами микроклина сохраняются и свидетельствуют о резких тектонических подвижках и неблагоприятных в какой-то момент условиях для развития занорыша и качественных кристаллов кварца. Относительное время проявления окварцевания в общей картине развития пегматита может быть установлено сопоставлением разновозрастных типов включений в кварцах метасоматических зон и кварцах занорыша и ядра.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ С КВАРЦЕМ
БЕРИЛЛИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ ЗАНОРЫШЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

Б.Г. Ремешило

(Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов)

Изменения химического состава, агрегатного состояния и термобарометрии минералообразующей среды сопровождаются в процессе формирования пегматитов последовательной сменой парагенезисов минералов. Для полнейшей оценки условий кристаллообразования (в нашем случае кварцеобразования) необходимо знать типоморфные особенности не только одного минерала (кварца), но и существующих с ним.

В занорышевых пегматитах бериллиевые минералы являются второстепенными (акцессорными), но их генетические особенности связаны с кварцем.

Специфические для отдельных этапов типоморфные минеральные ассоциации берилля образуются на протяжении пегматитового процесса в результате частой смены кислотности-щелочности среды и, в меньшей мере, других факторов (температуры, давления и др.). Количественная и качественная оценка некоторых из названных типоморфных признаков бериллиевых минералов основывалась на изучении их минеральных парагенезисов и включений минералообразующих растворов в них.

Породы коростенского комплекса содержат берилль, особенно их более поздние дифференциаты. Насыщенность коростенской магмы летучими компонентами (в частности фтором) благоприятствовала накоплению берилля в пегматитовом расплаве, преимущественно в послеинверсионную стадию формирования пегматитов. Берилль выделяется в виде самостоятельных минералов (берилл, фенакит, берtrandит, эвклаз) при соответствующих физико-химических условиях: в довольно широком диапазоне температур ($500 - 150^{\circ}\text{C}$), но при определенных величинах потенциалов водорода (pH), щелочей (Na, K) и фтора.

Кристаллы берилла образовались двумя способами: свободной кристаллизацией из пегматитообразующего раствора (в занорышевой области) и в процессе метасоматического замещения других минералов (зона метасоматически измененных пород под занорышем).

Первичные трубчатые включения зоны роста кристаллов берилла из занорыша гомогенизировались в газовую fazу при $350 - 415^{\circ}\text{C}$, при $480 - 510^{\circ}\text{C}$ - из метасоматических областей. Среди вторичных преобладают включения гетерогенного происхождения, которые гомогенизируются в жидкую fazу при $250 - 350^{\circ}\text{C}$ (при $L = 80\%$). Растворы включений как первичных, так и вторичных показали (методом криометрии) низкие значения концентрации солей в них - в пределах 5 - 7 вес. % NaCl в H_2O . Величина pH раствора включений, замерянных микроколориметрическим методом (Ка-

дужный, 1960), равна для бериллов из занорыша $8,0-8,5 \pm 0,2$, а для мезосоматических — $7,2-7,5 \pm 0,2$.

Берилл, согласно парагенетическим диаграммам (Калужная, Калужный, 1963), образовался в послеинверсионную стадию формирования пегматитов во второй кислотный период (Калужный и др., 1971), который в неодинаковых масштабах проявился на пегматитовых телах. Обогащенные фтором растворы в этот период привели к образованию топаза за счет калишпата, а в зависимости от соотношения фтора и щелочей и наличия в растворах бериллия происходит кристаллизация бериллиевых минералов. Так, для берилла наиболее благоприятными являются слабо щелочные до нейтральных растворы при умеренных соотношениях в них потенциалов фтора и щелочей. При смене одного из них минерал становится неустойчивым и растворяется. С увеличением в растворе фтора, независимо от концентрации щелочей в условиях нехватки алюминия для кристаллизации берилла, образуется фенакит.

В пегматитах фенакит представлен двумя морфологическими типами кристаллов: ромбоэдрическим и длиннопризматическим. Первый тип образовался в условиях свободного роста в занорыше из чистых растворов ($\text{pH } 4,9-5,3 \pm 0,2$), находившихся в состоянии, близком к критическому ($T_{\text{гом}} = 370 - 380^{\circ}\text{C}$).

К продуктам изменения берилла относятся длиннопризматический фенакит и берtrandит, возникшие при действии на берилл $\text{Na}-\text{K}-\text{F}$ -содержащих гидротермальных растворов на поздних стадиях пегматитового процесса ($T_{\text{гом}} = \text{берtrandите } 130 - 160^{\circ}\text{C}$). По парагенетическим минеральным ассоциациям и включениям в них ромбоэдрический фенакит является более ранним и высокотемпературным, чем длиннопризматический. Однако температура не является решающим фактором изменения габитуса кристаллов: экспериментально получены длиннопризматические индивиды и при высоких температурах (Беус, Диков, 1967, и др.). Большинство исследователей (Костов, 1971; Соболев, 1949, и др.) объясняют связь внешней формы кристаллов степенью подвижности компонентов, зависящей в свою очередь от ряда факторов (химических их свойств, температуры, давления, pH , концентрации и пр.).

Эвклаз является наименее распространенным из бериллиевых минералов в пегматитах Волыни. Впервые описан в виде обильной присыпки в большом кристалле мориона (Калужная, Калужный, 1963). Минерал устойчив при относительно невысоком значении потенциала фтора, а от концентрации щелочей его стабильность не зависит. Поскольку такие условия трудно сохраняются в сложном процессе формирования пегматита, то эвклаз преимущественно разрушаются последующими изменениями кислотности-щелочности растворов.

Таким образом, образование бериллиевых минералов пегматитов и изменения их парагенезисов находятся в полной зависимости от величины

потенциалов фтора, щелочей (Na, K) и кислотности-щелочности минералообразующих растворов и могут служить типоморфными для заноритовых пегматитов.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

Н.П. Шейгас, И.С. Василишин, В.И. Панченко

(Всесоюзное шестое производственное объединение
при МГ СССР, рудник "Волынский")

Пегматиты в гранитоидах Коростенского пегматитового поля распределены неравномерно. В районах скопления пегматитов в пределах этого поля выделяются следующие структурно-морфологические элементы:

а) эндоконтактовая зона - зона контактов пород кислого и основного составов шириной 1,5 - 3,0 км, сложенная гибридными и в разной степени гибридизованными разностями пород;

б) пегматитоносные зоны - зоны сложной перемежаемости нескольких разновидностей гранитов (шириной 0,3 - 0,5 км), протягивающиеся в северо-западном и северо-восточном направлениях и находящиеся в пределах эндоконтактовой. В пегматитоносных зонах располагаются все известные группы пегматитов и одиночные камерные пегматиты.

Группы пегматитов - это пространственно локализованные скопления пегматитов разных типов, подтипов и разновидностей. Количество камерных пегматитов в группах колеблется от нескольких до 25 шт. В одном или нескольких из них имеет место топазовая минерализация. Наиболее крупные камерные пегматиты располагаются в центрах групп, а на периферии залегают бескамерные шлировые и кильные пегматиты. Отдельные сближенные группы пегматитов образуют крупные группы (мегагруппы). В межгрупповом пространстве в пределах пегматитоносных зон встречаются лишь отдельные камерные пегматиты.

Распределение пегматитов по глубине детально изучено лишь до 100 м. В разведанных группах основное количество камерных пегматитов приурочено к трем горизонтам: I - глубина до 25 м, II - 40-60 м и III - 75-100 м. Структурными скважинами камерные пегматиты обнаружены на глубинах 200 - 300 и даже 615 м.

Неравномерное распределение пегматитов в пределах пегматитоносных зон как в плане, так и на глубину свидетельствует, что их размещение обусловлено локально благоприятными структурно-тектоническими факторами.

КВАРЦ - ИНДИКАТОР УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА
В ПОРОДАХ УКРАИНСКОГО ШИТА

А.А. Вальтер

(Институт геологических наук АН УССР, Киев)

В работе изучены особенности планарных элементов и других деформационных структур кварца Ильинецкого метеоритного кратера (Винницкая обл.) (Вальтер, Рябенко, 1973; Масайтис, 1973), сделаны обобщения по ориентировке планарных элементов в импактиках.

Ударная волна резко отличается от хорошо известных геологам агентов метаморфизма. Она движется со сверхзвуковой скоростью (5 - 40 км/сек). Скорость деформации при ударных нагрузках составляет в среднем 10^6 %/сек. За фазой нагрузки следует фаза разгрузки (снятия напряжений). При очень больших давлениях (порядка 1 Мбар) в результате адиабатического сжатия породы разогреваются вплоть до плавления и испарения. Проявления ударного метаморфизма обнаружены в метеоритных и искусственных взрывных кратерах.

Изучение ударного метаморфизма показало, что специфические изменения кварцевых зерен являются наилучшими критериями удара (Шорт, 1968; Short, 1970; Engelhardt, Bertsch, 1969). К таким изменениям в первую очередь относятся различные деформационные структуры, в значительной мере отличающиеся от полученных при экспериментах со статической нагрузкой (Carter и др., 1964) и от изредка наблюдающихся в некоторых тектонитах (Scott и др., 1965), близко соответствующие в то же время деформационным структурам, полученным в эксперименте с контролируемой силой ударной волны (Müller, Deformeaux, 1968).

Деформационные структуры широко представлены в кварцевых зернах всех разновидностей горных пород Ильинецкой астроблемы: в рыхлых и спекшихся (типа зевитов) аллотигенных брекчиях, в плотных лавовидных импактиках (типа тагамитов), в обломках гранитов и других пород, встречающихся в брекчиях.

Детально изучены деформационные структуры кварцевых зерен брекчии из обнажения у с. Луговое и из округлого обломка пегматоидного гранита (диаметром 20 см) из этой брекчии. Деформационные структуры имеют сходное строение в обоих изученных объектах, хотя более отчетливо они выражены в обломке пегматоидного гранита. Дифрактограммы кварца не отличаются от эталонных. Для кварца аллотигенной брекчии, в которой встречаются и мало измененные зерна, не было замечено отклонений плотностных и рефрактометрических характеристик от стандартных значений. Для кварца гранитного обломка получено $\alpha = 2,63 \text{ г}/\text{см}^3$; $n_g = 1,542_5$. Измерение проводилось уравновешиванием в растворах жидкости Клеричи (α) и иммерсионным методом (n_g). В качестве эталона, вводившегося

В изучаемый препарат, использовался измельченный кварц пегматита Волыни.

В изученных образцах выявлены следующие признаки деформации кварца: волнистое погасание; деформационные полосы; структуры сцепления; грубые трещины; мозаичные "прожилки".

Эффект волнистого погасания хорошо известен в кварце тектонитов, регионально метаморфизованных пород, отмечен в импактитах (Шорт, 1968), а также получен экспериментально при статической деформации кварца (Carter и др., 1964).

Деформационные полосы – дальнейшее выражение оптической разориентировки. Мелкая блочность, вызывающая волнистое погасание, сменяется более крупной, вызывающей появление полос разновременного погасания. Деформационные полосы в нашем случае представляют собой шестоватые блоки кварцевых зерен. В разрезе, примерно параллельном оптической оси, они имеют размер 0,1 – 0,2 мм x 0,5 – 1,2 мм и более, в зависимости от размера зерна. Полосы вытянуты под небольшим углом (10-12°) относительно оптической оси кварца, ориентировка оптической оси на границе между полосами меняется скачком на 2 – 8°. Смещение оптической оси полос одного зерна кварца из обломка пегматоидного гранита изображено на рис. 1 в порядке чередования блоков от одного края зерна к другому. Хотя отклонения в положении оптических осей разных блоков не намного превышают точность замеров, можно предположить, что их ориентировка колеблется закономерно от одного края зерна к другому. Наблюдающиеся полосы близки к описанным в экспериментально деформированном кварце (Carter и др., 1964), где они возникают при несколько больших температурах и давлениях по сравнению с волнистым погасанием.

Иногда внутри деформационных полос при скрепленных николях видна еще более тонкая (микронная) полосчатость, характеризующаяся разориентировкой (0,1-2)° и несколько различным двупреломлением полосок. Эта полосчатость напоминает деформационные ламелли искусственно деформированного кварца (Carter и др., 1964) и иногда встречается в кварце импактитов (Engelhardt, Bertsch, 1969).

Структуры сцепления – это мелкозернистая "смазка" между более крупными зернами кварца в обломке пегматоидного гранита. Здесь часто наблюдается образование стилолитовых феноменов, тонкой мозаики взаимно разориентированных кварцевых зернышек размером до 0,1 мм.

Из деформационных структур кварца наиболее важными являются планарные элементы, поскольку они являются типоморфными признаками ударного метаморфизма. Планарные элементы изученного кварца при небольших увеличениях выглядят как открытые трещинки, прямолинейностью и параллельностью напоминающие трещинны спайности. Однако при больших увеличениях видно их дискретное строение: они состоят из отдельных округлых, эллиптических или сложной овальной формы листроподобных частиц – пустоток

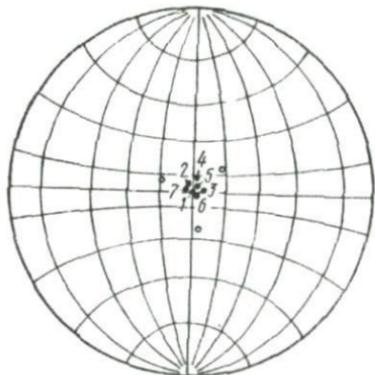
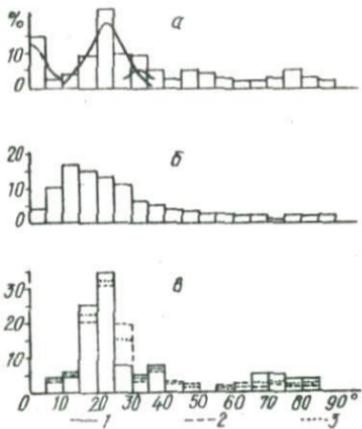


Рис.1. Стереографическая проекция Рис.2. Гистограммы частот встречаемости углов между полюсами планарных элементов и оптической осью кварца:
1 - брекчия (68 замеров); 2 - гранитный обломок в брекчии (116 замеров); 3 - общее (184 замера).



или однофазных включений (редко наблюдается двухфазное строение включений). Размер включений колеблется от 5 до 0,3 μ . Предварительное электронно-микроскопическое изучение показало, что размеры некоторых из них значительно меньше разрешающей способности оптического микроскопа. Наиболее крупные включения уплощены и вытянуты параллельно плоскости их концентрации. Подобные планарные элементы известны в кварце импактитов (Engelhardt, Bertsch, 1969). Они имеют некоторое сходство, судя по описанию (Carter и др., 1964), с так называемыми ламеллями Бема, явившимися редкими образованиями некоторых тектонитов. Однако ламелли Бема состоят из темных включений, не столь прямолинейны и, главное, не имеют определенной кристаллографической ориентировки.

Измерение ориентировки планарных элементов кварца Ильинецкой структуры производилось на Федоровском столике. Положение оптической оси определялось по пересечению трех главных сечений, треугольник погрешностей не превышал 2° . Измерялся угол между полюсом планарного элемента и оптической осью ($P_{\text{пл.эл.}} : 0.0$). Принадлежность нескольких плоскостей с одинаковыми значениями этого угла к одной и той же простой форме проверялось после перенесения проекции в центр, по симметричному положению $P_{\text{пл.эл.}}$ относительно направления оптической оси.

На рис. I, по данным конкретных замеров на одном из зерен (кружки), показано положение $P_{\text{пл.эл.}}$, отвечающее граням $\omega \{10\bar{1}3\}$.

Гистограмма частот встречаемости углов $P_{\text{пл.эл.:0.0}}$ для кварца Ильинецкой структуры (рис. 2, в) характеризуется четким максимумом, отвечающим ω -форме (71% всех замеров). Для области углов $II-35^\circ$ было рассчитано среднее значение $I32$ замеров: $22,7 \pm 3,9^\circ$ или после округления до шага измерения $23 \pm 4^\circ$, что совпадает с теоретическим значением угла $\{0001\}$: $P \{10\bar{1}3\}$ и точностью замеров на Федоровском столике. При построении распределения относительно этого значения с шагом, равным ошибке, наблюдается хорошее соответствие со стандартным нормальным законом распределения: $w = I/\sqrt{2\pi} [\exp(-z^2/2)]$, где w — вероятность (ордината) в %; z — разность между частным значением измеряемой величины и наиболее вероятным (абсцисса) (рис. 3, кри-
вая). При построении использовались значения функции табулирования в

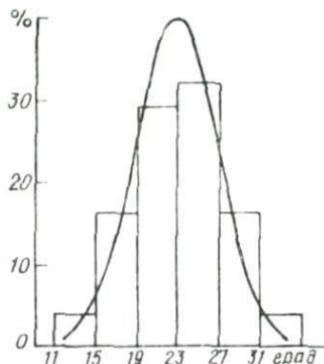


Рис.3. Гистограмма частот встречаемости углов между оптической осью и полюсами планарных элементов кварца Ильинецкой астроблемы в области $II-35^\circ$.

(Шаголов, 1969). Хорошее совпадение с нормальным законом распределения видно также из соотношения: количество значений в пределах $\pm \sigma$ 61% (теор. 65%); количество значений в пределах $\pm 2\sigma$ 94% (теор. 95%). Таким образом, весь разброс значений в этой области объясняется нормальным законом распределения погрешностей измерения одной и той же величины: $\{0001\} : P \{10\bar{1}3\}$. Планарные элементы такой ориентировки — лучший критерий удара (Шорт, 1968). Их возникновение связывают с давлением ударной волны не менее 120 кбар (Müller, Deffreux, 1968; Engelhardt, Bertsch, 1969).

В то же время статистическая обработка результатов измерений не выявила для кварца Ильинецкой структуры максимума, отвечающего $\omega \{10\bar{1}2\}$. Небольшой максимум в области $35-40^\circ$ следует, вероятно, отнести к иному, еще не определенному, направлению. Такой максимум отчетливо виден и для некоторых образцов Русского кратера (Engelhardt, Bertsch, 1969).

Максимумы при больших углах (рис. 2,в) могут быть сопоставлены с
{0001} : Р{II $\bar{2}$ I} = 65°33' ; {0001} : Р{2I $\bar{3}$ I} = 73°26' и
{0001} : Р{5I $\bar{6}$ I} = 81°57'.

Планарные элементы, отвечающие ω -форме, обычно четкие, плоские, изредка плавно изогнутые на границе между деформационными полосами, и имеют видимую густоту от 40 - 50 до 200 - 300 мм^{-1} . Такую же, а иногда и более высокую густоту (порядка 500 мм^{-1}) имеют планарные элементы, отвечающие большим углам. Планарные элементы промежуточных углов имеют, как правило, меньшую густоту (10 - 30 мм^{-1}).

Гистограмма (рис. 2,а) построена на основании сводки по работам Engelhardt, Bertsch (1969); Carter (1968); Short (1967); Short (1970) и представляет собой обобщение около 3500 замеров ориентировки планарных элементов в кварце импактитов пяти кратеров. Были использованы все работы, в которых точно или приближенно приведено количество выполненных замеров. На гистограмме проявляются максимумы, отвечающие {10 $\bar{1}$ 3} (главный), {0001} и {10 $\bar{1}$ 2} (теор. 32°25'). Кривые показывают теоретическое распределение результатов измерения соответствующих углов при $\sigma = 5^\circ$. Остальные мало интенсивные максимумы могут быть сопоставлены с {II $\bar{2}$ 2} (47°43'); {10 $\bar{1}$ 1} (51°47'); {II $\bar{2}$ 1}; {2I $\bar{3}$ I}; {5I $\bar{6}$ I}.

Как установлено экспериментально (Müller, Deforges, 1968) базальная {0001} система планарных элементов появляется в кварце при давлении ударной волны 50 - 100 кбар, ω -ориентация - при 120 кбар, λ -форма появляется при 160 - 200 кбар и преобладает при давлении, большем 280 кбар. Сводная диаграмма, таким образом, отображает различные условия ударного метаморфизма, существовавшие при образовании разных кратеров.

Гистограмма ориентировки планарных элементов в кварце тектонитов (рис. 2,б), заимствованная из работы Scott и др. (1965), построена на основании 3835 замеров. Гистограмма характеризуется очень широким асимметричным максимумом (10 - 15°), резко отличающимся от соответствующих диаграмм для импактитов (рис. 2, а,в). Это, очевидно, вызвано тем, что при медленном возрастании нагрузки превалирующее значение имеет ориентировка кварца по отношению к главной оси сжатия (Scott и др., 1965; Carter и др., 1964).

К деформационным структурам, не обладающим закономерной кристаллографической ориентировкой в кварце Ильинецкого кратера, относятся грубые трещины и мозаичные прожилки. Грубые трещины имеют переменную толщину от 3 - 5 до 40 - 60 μ и выполнены мельчайшими, как показывает электронная микроскопия, хорошо ограниченными кристалликами кварца. Грубые трещины иногда следуют плоскостям планарных элементов, но чаще закономерность в их ориентировке отсутствует. Вдоль грубых трещин

иогда заметен небольшой сдвиг планарных элементов ($5 - 10\text{мм}$), но разница в оптической ориентировке соседних блоков неразличима. Мозаичные " прожилки ", вероятно, образования той же природы, что и грубые трещины, но мощность их достигает десятых миллиметра, а размер кристаллов кварца - десятков микрон.

Грубые трещины, как показывает электронная микроскопия, часто являются плоскостями раскола, в то же время планарные элементы не соответствуют ослабленным плоскостям кристаллов. Об этом свидетельствует отсутствие текстурирования кварца по $\{10\bar{1}3\}$, что устанавливается по дифрактограммам спрессованных порошков.

Временные взаимоотношения описанных деформационных структур не всегда выявляются достаточно четко. Плоскостная ориентировка планарных элементов обычно не нарушается ни в зонах волнистого погасания, ни на границах слабо разориентированных деформационных полос. Лишь при значительной разориентировке деформационных полос ($\sim 8^\circ$) иногда наблюдается плавный изгиб планарных элементов, что соответствует более позднему возникновению планарных элементов. Мелкие зерна структур сцепления имеют различную ориентировку планарных элементов, число их систем в более крупных зернах обычно большее, что соответствует более раннему возникновению структур сцепления по отношению к планарным элементам. Грубые трещины и мозаичные прожилки - образования явно более поздние по отношению к планарным элементам.

Такая последовательность событий позволяет относить волнистое погасание, деформационные полосы и структуры сцепления к наиболее ранним. Эти структуры и планарные элементы (следы пластического течения), очевидно, характеризуют фазу нагрузки, а грубые трещины и мозаичные прожилки возникают при увеличении объема после снятия напряжений и залечиваются свободно растущим кварцем.

Результаты изучения кварца Ильинецкой структуры являются наиболее четкими признаками ее ударно-взрывного (метеоритного) происхождения. ω -ориентировка планарных элементов и небольшое, но определенно устанавливаемое уменьшение плотности и показателей преломления кварца (влияние аморфной фазы) свидетельствует о давлении ударной волны $120 - 200$ кбар (вероятно, и несколько более). По данным Ю.Ю. Юрка, Г.К. Еременко и Ю.А. Полканова, ω - и λ -ориентировки планарных элементов наблюдаются также в кварце из пород Болтышской астроблемы.

Л и т е р а т у р а

Вальтер А.А., Рябенко В.А. Петрографические признаки ударно-метеоритного происхождения Ильинецкой структуры (Винницкая обл.). - Геол. журн., 1973, т. 32, вып. 6, с. 142.

Масайтис В.Л. Геологические следствия падений кратерообразующих метеоритов. "Недра", Л., 1973.

Шорт Н.М. Ударные процессы в геологии. - В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. "Мир", М., 1968, с. 30.

Щиголев Б.М. Математическая обработка наблюдений. "Наука", М., 1969.

* Carter N.L. Meteoritic Impact and Deformation of Quartz. - Science, 1968, vol. 160, N 3827, p. 525.

Carter N.L., Christie J.M., Griggs D.T. Experimental deformation and recrystallization of quartz. - The Journal of Geology, 1964, vol. 72, N 6, p. 687.

Engelhardt W., Bertsch W. Shock Induced planar Deformation structures in Quartz from the Ries Crater, Germany. - Contr. Miner. and Petrol., 1969, vol. 20, N 3, p. 203.

Müller W.F. Defourneaux M. Deformationsstrukturen in Quarz als Indikator für Stoßwellen eine experimentelle Untersuchung an Quarzeinkristallen. - Z. Geophysik, 1968, vol. 34, p. 483.

Scott W.H., Hansen K., Twiss R.J. Stress analysis of quartz deformation lamellae in a minor fold. - Am. Journ. Sci., 1965, vol. 263, № 9, p. 729.

Short N.M. A review of shock processes pertinent to fragmentation and lithification of the lunar terrain. - В кн.: Interpretation of lunar probe data. Washington D.C., 1967, p. 17.

Short N.M. Anatomy of the Meteoritic Impact Crater: West Hawk Lake, Manitoba, Canada. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 3, p. 609.

КВАРЦ ЖИЛЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОНБАССА И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ГЕНЕЗИСА

А.С. Ширица

(Опытное предприятие Института геохимии и физики минералов АН УССР,
Киев)

Основные типы жил, среди которых отмечен кварц, - кварцевые, кварц-анкеритовые, кварц-сульфидные. Распространение их в пределах Донбасса неравномерно и тесно связано с тектоническим строением района (Яккин, 1940; Сиденко и др., 1966).

Мономинеральные кварцевые жилы сложены молочно-белым, иногда северным массивным кварцем, который к центру жилы переходит в шестоватый и гребенчатый. Крупные жилы содержат гнезда с горным хрусталем. В некоторых участках вместе с кварцем встречается анкерит. В жилах с анкеритом горный хрусталь особенно прозрачен.

Анкерито-кварцевые жилы сложены молочно-белым массивным кварцем средней- и грубозернистой структуры, переходящей участками в шестоватую и друзовую. Местами жилы сложены исключительно карбонатом. Как примеси встречаются сульфиды. С этим типом жил связана незначительная хрусталеносность. Кристаллы преимущественно мелкие.

В кварцево-сульфидных жилах рудные минералы обычно преобладают над верудицами. Мощность жил небольшая (10 - 20 см), обычно они тонкие до нитевидных. Кварц образует идиоморфные кристаллы и наблюдается в массе рудных минералов - галенита, сфалерита, халькопирита и др.

В описываемых жильных образованиях кварц присутствует в виде отдельных зерен, шестоватых и друзовых скоплений и в виде ограниченных кристаллов. Размеры зерен и кристаллов от 0,1 мм до 25 - 30 см.

По окраске, прозрачности можно выделить следующие разности кварца: молочно-белый, серый, сахаровидный, бесцветный прозрачный, редко розовый (или с розовым оттенком). Часто окраска и прозрачность кварца обусловлены наличием жидких включений.

А.А. Якжин (1940) считает, что серый и молочно-белый кварц более высокотемпературные, чем прозрачный или полупрозрачный.

По форме кристаллов молочно-белый кварц почти не отличается от бесцветного прозрачного. Под микроскопом для всех разностей, за исключением горячего хрустала, характерна зернистая структура.

Химический состав кварца довольно постоянен. Кристаллы горячего хрустала имеют меньше примесей, чем жильный кварц. Для жильного кварца характерно меньшее количество примесей в центре, чем в зальбандах жил. Спектральный анализ различных жил показывает, что молочно-белый кварц содержит (в %): ~I (*Fe*), 0,0₁ (*Mg, Ca*), 0,0₁ (*Al, Ti, K, Na*), 0,00₁ (*Zr, Ti*), 0,000₁ (*Cu*). Кроме того, в кварце сульфидных жил находится *Ni*, *Co*, *Mo* (0,001 - 0,0001). В горных хрусталах из тех же жил присутствует меньшее количество элементов и с меньшим содержанием: 0,0₁ (*Al, Ca, Mg, Fe, Mn, K, Na*), 0,001 - 0,0001 (*Mn, Zr*), иногда следы *Pb*, *Ag*, *Cr*, *Cu*.

Рентгеновские исследования порошка кварцев различных разностей показывают их идентичность.

По цвету и прозрачности кристаллы кварца группируются по типам: I - прозрачные - горячие хрустали; 2 - прозрачные в головках; 3 - полупрозрачные, серые и молочно-белые. Облик кристаллов - столбчатый, иногда обелисковидный, реже уплощенный и изометрический. Отмечается кристаллы искаженного облика.

Габитус - призматический, реже псевдодипирамидальный (примерно одинаковое развитие основных ромбоэдров). Огранка кристаллов довольно однообразна: положительный {1011} и отрицательный {0111} ромбоэдры, гексагональная призма {1010}, иногда тригональная дипирамида {1121}, очень редко положительный трапециоэдр {5161}. Встречены также ряд других простых форм. Грань дипирамиды со следами заростания - гемиэтическая - служит показателем качества кристаллов горного хрустала.

По оси *L*₃ в среднем кристаллы достигают 1,5 - 3,5 см, по оси *L*₂ - 0,8 - 1,1 мм, однако попадаются и более крупные - по *L*₃ - 18 - 20 см, по *L*₂ - 8 - 10 см. Наблюдаются хорошо ограниченные кристаллы микроскопических размеров.

Встречаются кристаллы двухголового роста, параллельные и неориентированные сростки. При регенерации обломков образуются искажение

кристаллы. Поздняя регенерация кристаллов происходит многоглавым ростом, часто внешняя зона представляет оболочку расщепленных индивидов, соприкасающихся поверхностями совместного роста.

Бразильские и дофинейские двойники прорастания для кристаллов кварца Донбасса не характерны.

Многими исследователями отмечается несколько (3 - 4) генераций кварца, однако нет достаточно объективных критериев их выделения.

Изучение включений в кварце исследованного района позволяет объективно оценить температуру, давление, агрегатное состояние, химический состав минералообразующих растворов, а также происходящую на протяжении геологического развития эволюцию этих параметров.

Детально исследованы включения кварца Нагольного Кряжа. Среди них выделены три генетические группы включений, для каждой из которых характерно наличие общих черт состава и РТ-условий.

Наиболее характерным признаком состава жидких включений является присутствие углекислоты. В зависимости от содержания жидкой углекислоты при 15 - 25°C можно выделить три генетические группы включений. Результаты их изучения приведены в таблице.

Включения первой генетической группы встречаются не на всех участках, особенно часто отмечаются в кристаллах кварца Острого Бугра, Нижнего Нагольчика, Нагольно-Тарасовки, Есауловки.

На отдельных участках (Михайловский, Іманский, Новолюбимовское месторождение и др.), особенно в кристаллах горного хрустали небольшого размера, включения этой группы не встречаются. Отсутствуют они также в кристаллах кварца, содержащих иголочки буланжерита. Основная масса кварца, а также, по-видимому, сфалерита, анкерита образовалась из растворов этой группы.

Время образования включений первой, наиболее ранней, генетической группы относительно двух других выделенных групп устанавливается методом перенаполнения (Леммлей, 1956; Калужный, 1971).

Включения второй генетической группы встречаются в кварце, анкерите хрусталеосных жил, приуроченных к центральной структурной линии Нагольного кряжа. Незначительное распространение включений второй группы можно объяснить кратковременностью периода гетерогенизации минералообразующих растворов. В периферийных частях кристаллов кварца отмечаются своеобразные по форме твердые включения анкерита, отвечающие антискелетам (Икорникова, 1970). По-видимому, гетерогенизация растворов сопровождалась резким пересыщением раствора и способствовала росту антискелетов анкеритов и, таким образом, зафиксировалась при росте кристаллов кварца.

Включения третьей группы наиболее распространены на участках сел Новолюбимовки, Михайловки, Іманкили, Тапино и др. Очень часто на отдельных участках в небольших кристаллах встречаются лишь включения

Характеристика жидких включений в минералах Нагольного кряжа
(Составлена по работам В.А. Калюжного, А.С. Ширицы)

Включения	Отношение включения к вмещающему его веществу	Фазовый состав при 15-25°C	Температура гомогенизации, °C		Давление, ат	Среда минералообразования	Концентрация солей в водном растворе включения
			частичная	полная			
Первый генетический тип	Вторичные	$L_1 + L_2$; $L_2 + L_1$, иногда $L_1 + L_2 + \delta$; $L_2 + L_1 + \delta$, где $L_1 = 50-70\%$	18-21 300-350° 5-8		Выше 700-600	Гомоген- ная	$n=1,340 \pm 0,003$, что отвечает приближительно 4% -ному водному раствору $MgCl_2$
Второй генетический тип	Вторичные	$L_1 + L_2; L_2 + L_1;$ $L_1 + \delta + L_2$ $L_1 + L_2 + \delta$ где $L_2 = 7-10$ до 90-97%	180-150 13-23	700-580	700-580 и выше	Гетеро- генная	
Третий генетический тип	Первичные, ранне- вторичные	$L_1 + \delta + L_2$ где $L_1 = 75-$ 90%, $\delta = 25-$ 10% и $L_2 =$ = 0-5%	270-130 115-125*			Гомоген- ная	76,66 г/л

*Из работы В.А. Калюжного, Л.И. Колтуна (1953).

Условные обозначения: L_1 - водный раствор; L_2 - жидкая углекислота; δ - газовая фаза.

данного типа. Заключительный период минералообразования сопровождается развитием низкотемпературных минералов из групп хлорита, каолинита, пирофиллита, слюд. Изменение солевого состава водных вытяжек из включений в кварце показывает, что ранние минералообразующие растворы характеризуются сравнительно высоким содержанием калия, относительно натрия, количество Cl^{-1} у них почти идентично SO_4^{2-} и несколько меньше HCO_3^{-1} . В дальнейшем относительное количество K^{+1} резко уменьшается и увеличивается содержание Ca^{+2} . Среди анионов основная роль принадлежит Cl^{-1} , а SO_4^{2-} и HCO_3^{-1} находятся в резко подчиненных количествах.

Увеличение концентрации водных растворов включений от первой к третьей генетической группе свидетельствует об увеличении концентрации солей в минералообразующем растворе в процессе формирования жильных образований Нагольного Кряжа.

Соотношение H_2O и CO_2 в составе растворов на отдельных участках и в разных периодах колеблется в широких пределах. Наряду с участками (Острый Бугор, Нагольно-Тараевка, Есауловка), где количество CO_2 и H_2O почти равно, известны места со сравнительно небольшим содержанием CO_2 (Новолюбимовское месторождение, Михайловский, Тацинский, Чапаевский, Імакинский и другие участки). Однако последние имеют подчиненное значение.

Таким образом, рассмотренные выше типоморфные особенности кварца жильных образований Донбасса разнообразны и требуют дальнейшего исследования.

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА ЗАКАРПАТЬЯ

Б.В. Захиха, М.И. Куроев, А.В. Любинецкая
(Ивано-Франковский институт нефти и газа)

В Закарпатском регионе по типоморфным признакам выделено несколько типов низкотемпературного K -кварца (Захиха и др., 1973), причем выделенные типы имеют региональное распространение и могут быть использованы в практике поисковых и разведочных работ на ртуть, полиметаллы, нефть, газ и другие полезные ископаемые.

Наиболее ранние и наиболее высокотемпературные типы кварца встречаются в составе руд и проявлений Вышковского и Берегово-Бегальского рудных полей, которые в тектоническом отношении приурочены к глубинному Припанскому разлому (Мерлич, 1965).

Высокотемпературный кварц обоих рудных полей образовался в конце полиметаллической стадии гидротермальной минерализации и кристаллизовался на протяжении длительного времени.

Кварц Вышковского рудного поля (Гренадем, Ровное, горы Сильгедь и Кварцевая, участок Баня и др.) представлен удлиненно-призматическими

кристаллами с характерным треугольным сечением, что связано с неодномерным развитием граней ромбоэдров ($\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}\bar{1}\}$). Для граней призмы характерна комбинационная штриховка.

Данные кристаллы кварца часто суживаются от основания до вершины, их размер по \angle_3 достигает от 1 - 2 мм до нескольких сантиметров.

Высокотемпературные кристаллы кварца характеризуются одноглавым ростом, иногда отмечаются двуглавые формы, причем нижняя часть обычно развита меньше верхней. Такие образования характерны и для Береговского рудного поля (Лазаренко и др., 1963), а их образование объясняется неодновременным зарождением индивидов.

В большинстве случаев высокотемпературный кварц характеризуется следующим строением: а) внутренняя прозрачная зона на глубине $1/4$ от поверхности граней призмы содержит массу газово-жидких включений гетерогенных систем, расположенных по зонам роста кристаллов; б) чуть ближе к поверхности располагаются микрозоны роста с присыпками пирита; в) внешняя опалевидная (мутная) зона молочно-белого до кремового кварца часто с кокардовыми структурами отложения вещества.

Вероятно, после гетерогенизации гидротермальных растворов формирование внешней опалевидной зоны происходило в результате отложения кремнезема из коллоидных растворов (Грендеш, Ровное, Сильгельд), на что также указывают Я.В. Маслякович и В.А. Калижный (1968).

Кварц месторождений Шаян и Боркут по морфологическим особенностям отличается от описанного выше. Во-первых, это короткопризматические (Шаян) до "бипирамидальных" (типа "мармарошских алмазов") хрусталевидные кристаллы без газово-жидких включений; во-вторых, развитие граней призмы равномерное даже при неравномерном (иногда) развитии граней ромбоэдров; в третьих, на гранях призмы отсутствует штриховка, а иногда появляются грани дипирамид.

Кварцеобразование на Вышковском рудном поле определяется РТХ-параметрами гетерогенизации растворов (таблица) и в основном происходит при $265-170^{\circ}\text{C}$ и 300-200 ат.

Кварц месторождения Шаян образовался при температурах, превышающих $240-245^{\circ}\text{C}$ (температуры гомогенизации первичных включений в кальците, цементирующей кристаллы кварца, сфалерита и сидерита), а кварц месторождения Боркут, по-видимому, образовался выше 175°C (по включениям в киновари, которая нарастает на сфалерит и кварц - рудное тело "брос").

Жильный кварц, выполняющий тектонические трещины в туфах Ковачского карьера, образован удлиненно-призматическими кристаллами копьевидного облика, уплощенными по \angle_2 . Его кристаллизация происходила при температурах $160-150^{\circ}\text{C}$ из гетерогенных растворов.

К этому типу морфологически близок жильный кварц, встречающийся в аргиллизированных породах окрестностей санатория Синяк, образо-

Результаты термобарогеохимических исследований первичных включений в кварцах Закарпатья и Карпат

Рудопроявления и участки	$T_{\text{гом}}$, $^{\circ}\text{C}$	P, ат	Состав раствора, мг, газовой фазы, %	Агрегатное состояние
<u>I. Вышковское рудное поле</u>				
Грендеш	160-165	200±10	pH=6,5/7,5-7,7/	Гетероген. системы
М. Ракош	250-275		pH=6,5	То же
Баня	255-260		pH=6,5-6,7	"
Г. Кварцевая	262-267	300±10	CO_2 -40,0 N_2 -37,2 CH_4 -4,2 H_2 -160 pH=7, I	"
Г. Малиновая	230-250		pH=6,5	"
Г. Сильгель	248-255		CO_2 -30,3 N_2 -62,02 CH_4 -0,03 H_2 -7,65	"
Ковач	150-180		CO_2 -55,56 N_2 -33 CH_4 -3,15 H_2 -7,85 C_2H_6 - ^{алкогол.} C_3H_8 - ["] Na^{+} -0,27 K^{+} -2,39 Ca^{+2} -0,50 Mg^{+2} -0,248 Cl^{-} -1,18 SO_4^{2-} -1,59 HCO_3^{-} -5,434 F^{-} -0,06 pH=7, I/8, 9/	"
<u>II. Углиńskое рудное поле</u>				
Лужанский	90-140			Гетероген. системы
<u>III. Раховский р-н</u>				
Черный поток	165-170			Гомоген. системы
<u>Флишевые Карпаты</u>				
с. Подполозье	140-135			Гетероген. системы нефтяных флюидов
Межгорский р-н	85			То же
Кобыльешкая поляна	140-180			"
Окраина г. Рахова	160			"
<u>IV. Черноголово-Соймовский р-н</u>				
Черноголово	220-225			Гомоген. системы
	90 (хруст. кварц)			

Примечание: Хроматографическое определение углеводородов дало следующий состав: CH_4 - 43,0%; C_2H_6 - 8%; C_2H_4 - 17,5%; C_3H_8 - 26%; C_3H_6 - 25,5%; C_4H_{10} - 0,1%; изо- C_4H_{10} - 0,9%; изо- C_4H_8 - 1,5%; C_4H_8 - 0,5%.

вание которого проходило при $165 - 145^{\circ}\text{C}$ (Лазаренко и др., 1963).

Морфологически к описанным выше типам очень близок кварц Берегово-Беганьского рудного поля. Здесь в основном выделяются два морфологические типа (Лазаренко и др., 1963): более ранний удлиненно-призматический кварц и более поздний коротко-призматический, переходящий в близповерхностных зонах в аметист.

Наиболее характерные кристаллы первого типа из Береговской каолиновой штольни имеют суживающиеся к верху сильно искривленные грани призмы и типичное треугольное сечение. Для кварца характерно зональное строение, заключающееся в образовании зон с газово-жидкими и твердыми включениями.

Включения внутренних зон кристаллов кварца относятся к гетерогенным системам, но большинство исследователей не отмечали явлений гетерогенизации, и сопоставление термометрических данных затруднительно. Только в работе В.М. Брандибури (1966) приводится интервал температур гетерогенизации 340–290°C (для Бегани). По А.В. Пизнеру и Э.Л. Платоновой (1972), "беганьский" кварц, ассоциирующий с полиметаллами, образовался при 265–230°C, а аметист Бегани – при 180°C. Аналогичные результаты по беганьскому кварцу получили З.И. Ковалишин и др. (1973).

Кварц рудной зоны Береговского месторождения в нижних туфах образовался при температурах 260–280°C (Лазаренко и др., 1963), а по З.И. Ковалишину и др. (1973), внутренние зоны кристаллов из рудных жил содержат первичные включения с температурой гомогенизации 210–230°C.

Аметист, или более поздний кварц внешних аметистовых зон зональных кристаллов, образовался при 120–180°C (Лазаренко и др., 1963) или при 180–190°C по З.И. Ковалишину (1973). Аметист Бегани образовался при 180°C (Пизнер, Платонова, 1972).

Таким образом, кварц Берегово-Беганской рудной зоны образовался в интервале 260–180°C из гетерогенных низкоконцентрированных растворов, в составе газов которых установлено существенное содержание метана, углекислоты и азота (Ковалишин, 1973).

Совсем иного морфологического типа кристаллы кварца, которые развиты в флишевых отложениях Карпат.

Кварц типа "мармарошских алмазов" приурочен к круто падающим трещинам зон дробления песчаников и аргиллитов и тесно ассоциирует с кальцинитами и битумами смоляно-черного цвета. Их распространение имеет региональный характер и ограничивается полосой, заключающейся между зонами Закарпатского глубинного разлома (Чивчинские горы, окрестности г. Рахова, с. Кобылецкая Поляна) и зоной Петрошского глубинного разлома (с. Ясина, Межгорский район, с. Подполозье и др.).

Морфология кристаллов кварца типа "мармарошских алмазов" приведена в работе О.И. Матковского (1961). Для этого типа кварца нами установлено две разновидности: столбчато-призматический, с преобладающим развитием граней призмы со штриховкой (развит в окрестностях с. Подполозье), и "бипирамидальный", с преобладающим развитием граней ромбозадров {1011} и {0111} и реже дипирамиды {1121}. Это типичные двухголовые "мармарошские алмазы" (Чивчинские горы, окрестности г. Рахова, с. Кобылецкая Поляна, Межгорский р-н).

Изучение включений в кристаллах "мармарошских алмазов" показало, что их образование происходило из сложных гетерогенных систем, состоящих из водных растворов с примесью нефтеподобных веществ, в интервале температур $150^{\circ}\text{--}185^{\circ}\text{C}$ ($140^{\circ}\text{--}180^{\circ}\text{C}$). Наши наблюдения включений "нефтяных флюидов" в кварце Межгорского района и наблюдения Д.К. Возняка и др. (1973) в районе р. Перкалаб совпадали, несмотря на удаление этих проявлений почти на 100 км. Интересно, что нами также обнаружены "взорванные" типы включений "нефтяных флюидов", причем дочерние включения заполнены уже гомогенным водным раствором ($T_{\text{гом}} = 85^{\circ}\text{C}$).

Кварц Черного потока (в 5 км на юг от г. Рахова) ассоциирует с кальцитами и представлен удлиненно-призматическими кристаллами; грани призмы не несут штриховки. Их кристаллизация происходила из гомогенных систем при температуре $165^{\circ}\text{--}170^{\circ}\text{C}$.

Кварц мышьянково-рутутных проявлений от описанных выше отличается по своей морфологии и условиям кристаллизации. Так, кварц Лужанки (Углианское рудное поле), ассоциирующий с киноварью, представлен коротко-призматическими кристаллами хрустала с почти равным развитием грани призмы и ромбоэдров. Газово-жидкие включения гомогенизируются при $90^{\circ}\text{--}140^{\circ}\text{C}$.

Кварц Черноголово представлен двумя генерациями. Ранний - удлиненно-призматический кварц иногда со штриховкой на граниях призмы - кристаллизовался при $220^{\circ}\text{--}225^{\circ}\text{C}$ из гомогенных систем. Поздний - хрусталевидный столбчато-призматический кварц, который ассоциирует с реальгаром и поздним кальцитом, - кристаллизовался при температуре около 90°C .

Наиболее низкотемпературные столбчато-призматические кварцы типа горного хрустала, ассоциирующие с битумом нефтяного типа, ювеллитом и более поздними кальцитами ромбоэдрического габитуса, обнаружены в скибовой зоне (скв. Шевченково-1, глубина 6 км). Включения в кварце гомогенные (наполнение 98-99%) субмикроскопических размеров.

Выводы

Исследования показали, что типоморфизм кварца главным образом определяется термобарогеохимическими особенностями (РТХ) процесса кристаллизации.

Результаты изучения типоморфных признаков кварца, их зонального распространения и сходных термобарических условий кристаллизации в соответствующих структурно-тектонических зонах Закарпатья и Карпат свидетельствуют о едином, по-видимому, пульсирующем, глубинном источнике гидротермальных растворов, обогащенных тяжелыми металлами.

Гидротермальные кварцобразующие растворы при своем движении в верхние горизонты вмещающих пород проходили сквозь нефтесодержащие пласты, возгоняя и экстрагируя из последних нефть. При этом во мере уменьшения их температуры в составе включений кварца установлена смесь метановых газов - "нефтяных флюидов" на нефть.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ "МАРМАРОШСКИХ ДИАМАНТОВ"

Д.К. Возняк, В.Н. Квасница, Ю.А. Галабурда
(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев)

Хорошо образованные мелкие, водянопрозрачные кристаллики кварца, называемые мармарошскими диамантами или драгомитами, развиты во многих местах Советских Карпат. Они впервые отмечены И. Фигтелеем (Fichtel, 1791) и в дальнейшем описаны во многих работах (Лазаренко и др., 1963). "Мармарошские диаманты" обладают рядом типоморфных особенностей.

Морфология кристаллов. Кристаллы представлены обычно изолированными, преимущественно двухголовыми, хорошо ограненными индивидами и реже в виде сростков. Как правило, это мелкие от 0,5 - 1,0 мм до 1,5 см по главной кристаллографической оси кристаллики. Кристалломорфологическое описание дано Лейдольтом (1885), Матковским (1961) и др. Гониометрическими измерениями установлены следующие простые формы: гексагональная призма {1010}, ромбоэдры {1011}, {0111}, а также обычно слабо развитая тригональная дипирамида {1121} (Возняк и др., 1973). Относительно неравномерное развитие призмы и ромбоэдров определяет своеобразие габитуса кристаллов (рис. I). Среди них можно

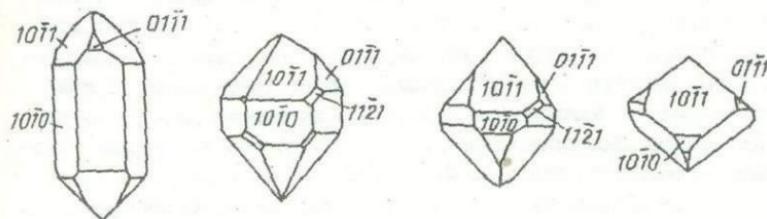


Рис. I. Габитус кристаллов "мармарошских диамантов".

выделить три типа: 1) призматический, с преобладающим развитием граней призмы; 2) ромбоэдрический, с преобладающим развитием граней ромбоэдров (положительного и отрицательного); 3) псевдокубический, с резко преобладающим развитием граней положительного ромбоэдра и при отсутствии или почти полном отсутствии граней призмы. Отрицательный ромбоэдр слабо развит, его можно заметить лишь под микроскопом или при измерениях на гoniометре. Кристаллы псевдокубического габитуса встречаются сравнительно редко и имеют небольшие размеры (< 1,0 - 1,5 мм). Между выделенными габитусами кристаллов наблюдаются промежуточные типы.

Для многих кристаллов характерно наличие горизонтальной штриховки на гранях призмы, грани ромбоэдров, как правило, гладкие. Редко

на их поверхности развиты одиночные или групповые треугольные вицинальные образования - плоские и в виде пирамидок типа I (Минералы, т. 2, вып. 2, 1965).

Иногда под гранями ромбоздротов находятся крупные каверны, образовавшиеся в период роста кристаллов, которые не изолированы слоями нарастания и сообщаются с поверхностью. Сростки кристаллов легко разделяются по поверхностям соприкосновения. Часто встречаются параллельные сростки.

Двойники. Искусственным травлением установлены монокристаллы левого и правого кварца, а также дофинейские двойники прорастания (Матковский, 1961). Иногда дофинейские двойники проявляются развитием тригональной дипирамиды {1121} (см. рис. I).

Включения минералообразующей среды. Вследствие того, что одни индивиды не содержат включений, а другие имеют их в большом количестве, кварц становится полупрозрачным и приобретает молочно-белую окраску.

Первичные включения представлены относительно крупными (до 2 - 4 мм) полостями преимущественно неправильной и более или менее уплощенной формы. Поверхности их уплощения параллельны граням кристаллов (рис. 2, а, б). Включения приурочены к пирамидам роста ромбоздара. В плоскости грани форма их близка к треугольнику со склоненными углами или же повторяет более сложные контуры граней ромбоздара (рис. 2, в). Такие полости образуются вследствие того, что ускоренный рост кристаллов происходит по ребрам и вершинам, а грани отстают в своем развитии. Очень редко полости представляют собой треугольные отрицательные пирамидки, аналогичные положительным аксессориям роста на грани ромбоздара. Как указывалось ранее, иногда они не успевают обособиться и выходят на поверхность грани.

Впервые на возможность первичного происхождения таких включений указал Д.П. Григорьев (1948), а обосновал ее В.А. Калюжный (1968).

Более мелкие (<0,2 - 0,4 мм) первичные включения обычно имеют форму отрицательных кристаллов и приурочены к плоскостям ромбоздротов.

Наполнение первичных включений различное: обычно две жидкости ($L_1 + L_2$, $L_1 = 2 - 5\%$) или газ ($G + L_1$, $L_1 = 2 - 5\%$), иногда газово-жидкое ($G + L$, $L = 70 - 95\%$). При комнатной температуре включения типа ($L_1 + L_2$) и ($G + L_1$) неразличимы между собой.

Результаты масс-спектрометрического анализа (Калюжный, 1968) двух отдельных макровключений следующие: CH_4 (67,9% и 94,9%), N_2 (23,0% и 3,5%), CO_2 (2,0% и 1,6%), H_2O (7,1% и 0,0%). H_2 , CO , Ar - отсутствуют.

По данным криометрии и люминесцентного анализа (Возняк и др., 1973) установлена многокомпонентность состава включений типа ($L_1 + L_2$), ($G + L_1$), (L_1), представленного рядом насыщенных углеводородов, сре-

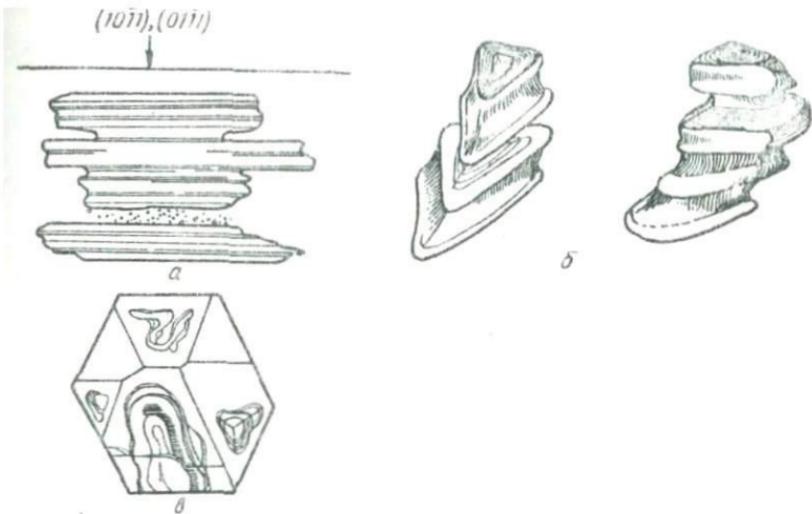


Рис. 2. Форма полостей первичных жидких включений:
а, б - в плоскости перпендикулярной грани ромбоэдра;
в - в кристалле, L_3 которого перпендикулярна плоскости
рисунка.

ди которых преобладает метан (более 90%). Среди первичных включений типа ($L_1 + L_2$), (L_2) часто встречаются растрескивание. Величина дочерних включений различная: от субмикроскопических до сотых долей миллиметра. Субмикроскопические включения находятся в плоскостях, параллельных граням призмы а {1120}. В плане (проекция на (0001) они совпадают с ребрами, образованными гранями положительного ромбоэдра, и имеют вид тригонального пучка. Кроме того, наблюдаются две плоскости, параллельные граням {1011} отрицательного ромбоэдра. Ориентировка залеченных плоскостей разрыва устанавливается легко. Плоскости тригонального пучка перпендикулярны к трем граням призмы т{1010}, т.е. параллельны граням призмы а {1120}. Плоскость {1011} отрицательного ромбоэдра параллельна ребром (1101):(0111), (1011):(1010).

Жидкая фаза включений типа ($L_1 + G$) является водяным раствором низкой концентрации (последняя льдинка исчезает в процессе нагревания замерзших включений при минус 0,1 - 0,2°C).

Отметим специфические черты минералообразующей среды. В.А. Калюжный (1968) считает, что наличие во включениях нефтеподобных жидкостей свидетельствует о связи формирования кварц-кальцитовых жил флиша Кардат с нефтепроявлениями этих районов. Наблюдения Возняка и др. (1973) показывают, что связь мармарашских алмазов с нефтяными флюи-

дами была близкой (родственной). Так как трещины разрыва залечены раствором растресканных включений, представляется возможным и образование содержащего их кварца (или определенных частей кристаллов) из нефтяных флюидов, по-видимому, за счет перекристаллизации вмещающих пород. Мармарошские алмазы могут быть использованы в качестве поискового критерия на нефть и газ. Кроме того, результаты детального изучения включений помогут решить многие вопросы миграции нефти.

НЕКОТОРЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА ИЗ ГИДРОТЕРМАЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДОНБАССА

Ю.Г. Майский

(Государственный университет, Ростов-на-Дону)

Многочисленные гидротермалиты Центрального Донбасса сложены частично или целиком кварцем, имеющим различные морфологические и структурно-текстурные характеристики. Уже в полевых условиях с некоторой долей условности можно выделить следующие разности кварца: параллельно-шестоватый, волокнистый, опалесцирующий, зернистый, идиоморфно-кристаллический.

Наличие нескольких разновидностей одного и того же минерала в генетически однотипных геологических образованиях свидетельствует о вариациях основных параметров ($T-P-X-V$) минералообразующих систем, изменении их во времени и пространстве, неоднородности в характере взаимодействия растворов с окружающей средой. Упомянутые разновидности кварца имеют не только внешние различия, но характеризуются также определенными системами флюидных включений.

Параллельно-шестоватый кварц имеет ограниченное распространение, образует небольшие линзы и маломощные прожилки в песчаниках, развит в центральной части Главной антиклинали, преимущественно в хрусталеносных проявлениях. Шестоватая текстура обусловлена наличием субпараллельных подограниченных кварцевых иадивидов, ориентированных нормально по отношению к kontaktам линзочек и прожилков. Контакты четкие, но не резкие, кварцевый материал прочто "спаян" с вмещающими песчаниками. Прожилки мономинеральные безрудные.

Включения в кварце имеют газово-жидкое наполнение, распределены неравномерно. Наибольшее их количество наблюдается в межкристаллических пространствах и приурочено к трещинам, секущим "шесты" кварца в различных, но чаще субпараллельных kontaktах, направлениях. Средние размеры вакуолей составляют $5 - 7 \mu$. Гомогенизация содержимого мицвоторических включений происходит в жидкую фазу при температурах от $160 - 170$ до $320 - 330^{\circ}\text{C}$ с наибольшим количеством идентичных замеров в пределах $160 - 180, 210 - 230, 310 - 330^{\circ}\text{C}$. Вакуумные декриптограммы показывают наличие четких максимумов взрываемости в пределах

220 – 300 и 360 – 400°C. Первый максимум по объему газовыделения из включений в несколько раз значительнее второго.

Водокнистый кварц встречается повсеместно в областях развития углей высокой степени метаморфизма непосредственно в угольных пластах или вмещающих их породах. Макроскопически это молочно-белый или полупрозрачный кристаллический агрегат, сложенный закономерно ориентированными (чаще всего по нормали к kontaktам прожилков) сростками угловидных индивидов. Иногда наблюдается совместно с карбонатом и в этом случае, как было отмечено С.А. Куршевым (1971), замещает его. Кварцевые волокна часто изогнуты или разорваны, прожилки имеют извилистые очертания, резкие контакты со сложной скульптурой поверхности. Большинство изученных образцов обладают явлением слабой опалесценции. Под микроскопом в массе минерала обнаруживаются твердые (в основном углистые) и газово-жидкие включения. Распределение их неравномерное. Углистые частички и газово-жидкие включения неправильной формы (по-видимому расщущированные) приурочены к межзерновым пространствам, овальные, округлые субравновесные вакуоли локализуются в системе залеченных трещин, секущих кварцевые иглы перпендикулярно удлинению. Фазовый состав наиболее крупных (до 3 – 5 μ) включений – газ + жидкость. Нередки гомогенные жидкие включения.

На вакуумных декримограммах максимумы газовыделения из включений отмечаются при температурах 220 – 280 и 320 – 400°C, т.е. массовые разрывы включений происходят в тех же температурных интервалах, что и у шестоватого кварца. Однако по объему газовыделения высокотемпературный максимум явно преобладает над низкотемпературным.

Опалесцирующий кварц распространен в гидротермальных Нагольного р-на, в большинстве гидротермальных проявлений Главной и Северной антиклиналей, а также в зоне мелкой складчатости. Морфологически представлен агрегатами разной степени зернистости – от близких к сливным, сахаровидным до среднезернистых минеральных образований. Во всех случаях достаточно отчетливо наблюдается явление опалесценции. В полиметаллических проявлениях Нагольного р-на этой разновидностью кварца сложены безрудные мономинеральные маломощные жили и прожилки, кроме того, он наблюдается и в рудоносных образованиях, но, как правило, совместно с другими разновидностями кварца.

По содержанию флюидной фазы, локализованной во включениях, опалесцирующий кварц относится к наиболее бедным разновидностям, хотя количество вакуолей в нем может достигать $1 \cdot 10^6$ вкл./мм³ и более. Основная масса включений приурочена к залеченным трещинам, секущим зерна в различных направлениях, иногда закономерно ориентированным. Размеры вакуолей не превышают 1 – 3 μ . В наиболее крупных включениях наполнение газово-жидкое, в остальных фазовый состав оптическими методами установить не удается. Декримограммы опалесцирующего кварца

обычно имеют по 2 - 3 разновеликих максимума газовыделения в пределах 80 - 120, 220 - 260 и 340-380°С.

Зернистым кварцем сложены в основном кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки полиметаллических, золоторудных и хрустальных проявлений Нагольного района. Это молочно-белые мелко-, средне- и крупнозернистые агрегаты, имеющие массивную, иногда миаролитовую текстуру. Размеры зерен обычно увеличиваются по направлению от зальбандов к центральным частям, наблюдаются постепенные переходы к шестоватым и друзовым образованиям.

Первичные и мимо-вторичные включения минералообразующих сред размером 3 - 10 μ , по составу двух- и трехфазовые (газово-жидкие и сложные углекислотно-водные). Основная масса вакуолей локализуется в "слепых" защелченных трещинах и межзерновых пространствах. Гомогенизация содержимого включений происходит в жидкую и газовую фазу в широком температурном диапазоне от 220 - 230 до 300 - 310°С. Максимумы газовыделения, обусловленные взрыванием включений в вакууме, очень велики, фиксируются при температурах 200 - 300°С и являются обычно единственными на декриптограммах.

Идиоморфно-кристаллический кварц выполняет остаточные миаролы и полости выщелачивания в жильном кварце, образуя друзы и скопления двухголовчатых кристаллов. В первом случае наблюдается постепенный переход от массивного зернистого кварца к шестоватому и друзовидному, во втором - локальные изменения облика жильного кварца (исчезновение опалесцирующих, молочно-белых и появление полупрозрачных льдо-подобных разностей), резкий переход от ксеноморфных агрегатов к кристаллическим индивидам, наличие двухголовчатых кристаллов.

В северной зоне мелкой складчатости имеются маломощные (до 10 - 15 см) жилы, сложенные идиоморфными кристаллами молочно-белого, полупрозрачного и водяно-прозрачного кварца, ориентированными в различных направлениях, находящихся во взаимных прорастаниях, в результате чего образуются своеобразные "губчатые" текстуры жильной массы.

Включения остатков минералообразующих сред в идиоморфно-кристаллическом кварце разно типны. В первую очередь различия устанавливаются по количеству флюидной фазы на единицу объема минералов и по характеру ее распределения. Кристаллы из остаточных миарол по содержанию включений, их размерам, фазовому составу и характеру распределения мало отличаются от зернистого кварца, отмечается лишь некоторое снижение температуры гомогенизации содержимого вакуолей. Только в прозрачных головках кристаллов заметно увеличение размеров включений до 20 - 30 μ , уменьшение содержания в них CO_2 и резкое сокращение числа вакуолей. По положению интервалов газовыделения на температурной шкале, интенсивности максимумов на декриптограммах миаролитовый кварц близок к зернистому, отмечается лишь некоторая асимметрич-

ность пиков с выталкиванием их в область повышения температуры.

Прозрачные кристаллы из полостей перекристаллизации характеризуются относительно малым содержанием флюидной фазы, локализованной в виде газово-жидких и углекислотноводных включений, имеющих средние размеры $20 - 25 \mu$, образующих шлейфоподобные скопления, особенно в участках регенерации. Температура гомогенизации таких включений $160 - 170^{\circ}\text{C}$.

"Губчатый" кварц насыщен мельчайшими ($2 - 3 \mu$ и менее) включениями, в наиболее крупных из которых виден двухфазовый их состав. Вакуумные декриптометрии характеризуются максимумом в интервале $260 - 360^{\circ}\text{C}$, т.е. по температуре образования "губчатый" кварц сопоставим с зернистым.

Описанные типоморфные разновидности кварца не охватывают всего разнообразия его проявлений в гидротермалах Центрального Донбасса. В частности, не рассматриваются наиболее низкотемпературные разности. Все упомянутые образования принадлежат к среднетемпературным ($200 - 350^{\circ}\text{C}$) гидротерматилам, однако в силу различий в динамике процесса и специфики среды кристаллизации приобрели упомянутые характерные признаки.

Параллельно-шестоватый кварц, волокнистый и опалесцирующий относится к ранним, наиболее высокотемпературным образованиям, формировавшимся субсингенетично процессу метаморфизации углей в период начала инверсионных движений. Источниками минералообразующих растворов являлись, по-видимому, породы карбона, содержащие воду, аккумулированную в поровых межзерновых пространствах и на поверхности минеральных частиц, входившую в той или иной форме в структуру минералов и наполнявшую вакуоли включений.

При трещинообразовании, т.е. появлении свободного пространства, вследствие возникновения барических градиентов происходили истечение растворов, насыщенных SiO_2 , в трещины и кристаллизация различных структурно-морфологических агрегатов кварца. В песчаниках, имевших предварительно структурированные растворы, относительно высокую пористость и обилие затравочного материала, кристаллизовался параллельно-шестоватый кварц. В аргиллитах и углях, кроме SiO_2 , в растворах присутствовали, по-видимому, в значительных количествах органические компоненты и гидроокислы алюминия, способствовавшие образованию коллоидальных агрегатов, поэтому наряду с ростом волокнистых кристаллов кварца на стенках трещин происходило заполнение межкристаллических пространств коллоидальным кремнеземом, дававшим при раскрытии кристаллизации синеретические включения. В том случае, если трещинообразование развивалось быстро, а полости кристаллизации имели значительный объем, процесс образования коллоидальных агрегатов преобладал, в

результате чего кристаллизовался опалесцирующий кварц, характеризующийся, по данным электронно-микроскопических исследований, наличием в решетке минерала неструктурных примесей аморфного кремнезема. Высокая степень пересыщения^{*} растворов кремнеземом, избыток их во вмещающих породах, небольшой объем свободного пространства обусловили выполнение его кристаллическими агрегатами раннего кварца с образованием однородноэзернистых структур.

Зернистый кварц, кристаллизовавшийся в субизотермических условиях во всех изученных гидротермальных проявлениях, также является продуктом деятельности метаморфогенных растворов. Подробно механизм образования его рассматривался ранее (Ю.Г. Майский, 1972). Здесь следует лишь отметить, что кристаллизация этой типоморфной разновидности происходила, по-видимому, двумя способами: отложением SiO_2 из предварительно структурированных растворов и при их гетерогенизации в условиях автодемпфирования гидротермальных систем и частичной перекристаллизацией ранних генераций кварца.

Идиоморфно-кристаллический кварц в первичных миаролах кристаллизовался из растворов, локализованных в пустотах жильного кварца, образовывался при перекристаллизации его в связи с поступлением новых порций растворов и термодинамической активизации их в результате неоднократного приоткрывания трещин. Типичным примером кристаллизации кварца из термодинамически активизированных растворов в бароградиентных условиях является "губчатая" его разновидность.

КВАРЦ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НИКИТОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ДОНБАССЕ

А.Ф. Горовой

(Горно-металлургический институт, Коммунарск)

Одним из основных структурных элементов Донбасса является Главный антиклиналь. Шарнир антиклинала испытывает несколько подъемов и опусканий, в результате которых эта крупная структура распадается на отдельные части. Северо-западная ее часть - Горловская антиклиналь, в пределах которой расположено Никитовское рудное поле, проходит западнее г. Горловка и прослеживается до г. Дзержинска.

Горловская антиклиналь осложнена мелкой складчатостью второго типа, представляющую серию брахискладок, к большинству из которых приурочены ртутные месторождения.

Рудные тела месторождений юго-восточной и центральной части рудного поля (Новозаводское, Софиевское, полукупол Новый, Чегарникское и Железнякское) располагаются в мощных толщах песчаников вблизи надвига "Секущая", а оруденение Черного Бугра и Черной Курганки - в переслаи-

вающихся песчано-алевролито-аргиллитовых породах соответственно в зоне дробления Чернобугорского и Нежданного надвигов.

Гидротермальное оруденение на глубоких горизонтах изучено по опорной скважине, пробуренной в пределах полукупола Новый в северо-западной части Чегарникской брахиантеклиниали (Кирикилица, Ольховский, 1970).

В никитовских рудах кварц гидротермального происхождения встречен: а) в регенерационных каемках по обломочному кварцу; б) малоносовых корочеках по стенкам трещин и пустот; в) в жилках; г) в кристаллах горного хрустала.

Регенерационные каемки по обломочному кварцу. Регенерация зерен кварца в обломочных породах развита широко и встречается на всех месторождениях. Особенно часто регенерированные каймы встречаются в песчаниках, слагающих мощные толщи (Чегарникские - верхи свиты C_2^2 , Софиевские и плитчатые - низы свиты C_2^3 , первые Чернокурганские - верхи свиты C_2^3), вмещающие ртутное орудение (месторождения юго-восточной и центральной частей). Регенерационная каемка развивается по всему периметру обломочного зерна, мощность ее составляет 0,02 - 0,06 мм. Однако мощность каемки не всегда выдерживается, и можно наблюдать зерна с частичной регенерацией. Оптическая ориентировка новообразований кварцевой каемки и старого зерна совпадают. А.П.Большаков (1965) в софиевских песчаниках описал регенерированное зерно обломочного кварца, представлявшего двойник. Кварцевое новообразование имеет ориентировку, совпадающую с той частью двойника кварца, на которую каемка нарастает. Старое или материнское зерно узнается по мелким черным точкам, расположенным на границе между зерном и каемкой, которые представляют, очевидно, пустоты, образовавшиеся вследствие неплотного прилегания новообразованной каемки к зерну. Иногда между зерном и каемкой располагаются мелкие зерна железистого карбоната. И.Л. Никольский (1959) отмечает в зоне контакта зерна арсенопирита и киновари. Нами неоднократно в софиевских песчаниках в регенерированных зернах обломочного кварца наблюдались метакристаллы арсенопирита, однако они располагались самым различным способом (в старой части зерна, среди новообразованной каемки, на контакте между старым зерном и регенерацией, пронизывая старое зерно и каемку). Регенерационные каемки подвергаются процессам коррозии со стороны минералов элемента (карбонаты и гидрослюды) и гидротермальных (диккит). Интенсивность коррозии может быть значительной, а местами коррозия может достигать материнского зерна.

Регенерационные каемки могут возникнуть как в процессе регионального метаморфизма (Логвиненко, 1953), так и при гидротермальном рудообразовании. Сравнивая песчаники, вмещающие никитовские руды, с аналогичными песчаниками в других районах, можно убедиться, что оболочная часть рудоемещающих песчаников более регенерирована.

И.Д. Никольский (1959) указывает, что софиевские и чегарникские песчаники южного и северного крыла различаются по содержанию кремнезема. В песчаниках северного крыла количество кремнезема выше. Это становится понятным, если учесть, что рудоподводящий надвиг "Се-кущая" обнажается на северном крыле. Следовательно, в значительной степени причиной появления регенерированных каёмок являются рудоносные гидротермальные растворы, выщелачивающие кварц и отлагающие повторно при изменении условий.

Регенерационные каёмки возникли до арсенопирита, киновари и ликкита. Арсенопирит замещает кварцевые новообразования, ликкит корродирует каёмки. Хотя на границе между киноварью и каёмкой новообразованного кварца не заметны следы коррозии, нередко регенированное кварцевое зерно катаклизировано, а в киновари следы дробления не отмечены.

Маломощные корочки по стенкам пустот и трещин. В песчаниках стекни многочисленных пустот выщелачивания и тектонических трещин покрыты корочкой кремнезема. Мощность корочек составляет 1 - 10 мм. Корковидные кремнеземистые образования покрывают стекни почти сплошным слоем, образуя своеобразный защитный барьер. Замечено, что в тех местах, где по каким-то причинам такой слой отсутствует, вмещающие породы замещаются минералами поздних стадий. Кварцевое новообразование отчетливо наблюдается в поляризованном отраженном свете из-за меньшей отражательной способности по сравнению с кварцем обломочных пород. Контакты с вмещающей породой резкие, хотя некоторые из зерен обломочного кварца без перерыва переходят в кварцевую корочку. Между коркой и вмещающими породами наблюдаются мелкие (сотые доли миллиметра) зерна антимонита. На внешней стенке корки развиты мелкие кристаллики кварца размером до 1 мм. Кристаллики прикрепляются основанием к стенке, количество их различное. Кристаллы обладают совершенной огранкой. Всегда удается наблюдать грани ромбоэдра, а в отдельных случаях - и грани призмы. Кварцевые корки возникли до антимонита, киновари и ликкита, так как эти минералы заполняют оставшиеся пустоты, и по времени совпадают с образованием регенерационных каёмок.

Кварц в жилах. Мономинеральные кварцевые жилы и жилы, в которых кварц не является единственным минералом, встречаются на всей площади Никитовского рудного поля, и опорной глубокой скважиной прослеживаются до глубины 2385 м. Мощность жилок до 5 см. Жилки в основном секущие и простые по форме, реже межплаговые, ветвящиеся и брекчированные. Преобладает кварц голубовато-серый, серый, прозрачный и полупрозрачный. Е.Е. Захаров (1940) наблюдал 2 см жилы молочно-белого непрозрачного кварца. Форма зерен в основном неправильная, хотя не-

редко встречаются гипидиоморфные и идиоморфные зерна. Размер зерна может достигать 2 см (Чернобугорское месторождение).

В жилах глубоких горизонтов отмечается две генерации кварца. Ранняя генерация представлена относительно крупными (миллиметры) индивидами с более совершенной кристаллографической формой. Размеры зерен поздней генерации – десятые доли миллиметра, форма неправильная, располагается в центральных частях жил. Некоторые крупные зерна раннего кварца обладают зональностью. Вокруг кристалла по внешней стороне отмечается внутренняя зона 0,07 – 0,12 мм и внешняя – до 0,4 мм, указывающие на перерывы в росте кварца. Другой случай последовательного образования жили заключается в том, что вначале в трещине, по стенкам которой расположены мелкие зерна чечевицеобразного анкерита, развиваются кристаллы кварца размером 1,5 – 2 мм с развитыми гранями призмы и ромбоэдров. Кристаллы срастаются между собой по призме. Оставшаяся пустота заполняется поздним кварцем с такой же оптической ориентировкой.

С жильным кварцем наблюдались карбонаты (анкерит, кальцит, сидероплезит и доломит), разновозрастной пирит, арсенопарит, антимонит, киноварь, сфалерит, апатит и диккит. Судя по взаимоотношениям кварца с различными минералами, нетрудно убедиться, что кварц кристаллизовался после карбонатов и раннего пирита, но раньше остальных минералов жил. Арсенопарит замещает жильный кварц (полукупол Новый), большинство из остальных минералов заполняет пустоты между зернами кварца (киноварь, антимонит, сфалерит, апатит, поздний пирит) без видимой коррозии. В чернокурганских рудах отмечается пирито-кварцевые сростки, в которых пентагондодекаэдры пирита находятся в кварце. Диккит, образуя мелкочешуйчатые скопления между зернами кварца, повсеместно корродирует их, а диккитовые прожилки пересекают зерна кварца. Для руд Черного Бугра и минерализации глубоких горизонтов характерно замещение кварца диккитом. Чешуйки глинистого минерала располагаются в зернах кварца, и их количество увеличивается в направлении к периферии зерен. Кварц глубоких горизонтов несет следы давления, раздроблен (трещины катаклаза, раздробленные мозаичноугасающие зерна).

Жильный кварц встречается в виде кварцевого цемента брекчированных жил, имеющих мощность до 10 см и располагающихся в различных по составу вмещающих породах, которые содержат остроугольные обломки вмещающих пород размером 2 – 3 см. А.П. Большаков (1965) г. софиевских песчаниках наблюдал кварцевый цемент в брекчированных жилах. По нашим данным, в составе цемента, кроме кварца, встречаются карбонаты, диккит. В виде небольших зерен присутствуют киноварь, антимонит и сфалерит. Последовательность кристаллизации минералов такая же, как и в жилах. В углистых аргиллитах встречаются согласные углистокварцевые жилы.

Жилы содержат обломки углистого вещества, которое попало туда механически при образовании трещин по углистому прослою.

Кристаллы горного хрустала. Горный хрусталь встречен в пустотах выщелачивания и тектонических трещинах. Пустоты выщелачивания развиваются по вмещающим оруденение песчаникам или по кварцево-карбонатным жилам. Кристаллы располагаются по стенам пустот. Наблюдаются различные стадии развития: от стадии роста отдельных изолированных кристаллов через стадию друзового роста к стадии параллельно-шестоватого роста (Лазаренко, 1971). Размеры кристалликов - от нескольких мм до 5 см. Количество - от нескольких десятков до 2 - 5 кристаллов. Количество кристаллов обратно пропорционально размерам. Здесь проявляется геометрический отбор, проявляющийся в сохранении и развитии тех кристаллов, которые находились в наиболее благоприятных позициях. Следствием этого является уменьшение количества индивидумов с увеличением размера.

В рудах Никитовского рудного поля развиты короткостолбчатые (бипирамидальные) кристаллы с отношением высоты к ширине, лежащим в пределах I:I - I:3. Устойчиво развиты грани обеих ромбоэдров {101̄} и {011̄}. Длина граней призмы {101̄0} в размерах колеблется. Е.Е. Захаров (1940) упоминает о шестоватых длинностолбчатых кристаллах горного хрустала. Нами кристаллы длинностолбчатого (призматического) облика встречены на Веровском и Лесном участках гидротермальной минерализации, расположенных в пределах Ольховатско-Волынцевской антиклинали к юго-востоку от Никитовского рудного поля. Здесь же присутствует короткостолбчатый горный хрусталь. Размеры кристаллов 1 - 15 мм. Призматические кристаллы встречаются в полостях кварцевых песчаников, короткостолбчатые - в пустотах кварцево-карбонатных жил. В кристаллах развиты грани призмы и грани обеих ромбоэдров с той разницей, что в призматических кристаллах грани призмы удлиненные.

В никитовском горном хрустале Л.И. Колтун и Н.Г. Головченко (1962), А.П. Большаков (1965), Н.Г. Головченко (1966) отмечают зерна арсено-ширита, киновари и антимонита.

В пустотах песчаников кристаллы основанием прикрепляются к стенке и образуется непрерывный переход от кварцевого песчаника к кристаллу. В данном случае образование кристаллов происходит за счет перекристаллизации вещества вмещающей породы, такие образования можно назвать кристаллами перекристаллизации. От них генетически отличаются кристаллы нарастания, возникающие за счет привносимого растворами кремнезема. Они образуются в свободном пространстве и основанием нарастают на ранее выделившиеся из раствора карбонаты.

Свободное пространство между кристаллами горного хрустала редко бывает пустым. Чаще всего оно заполняется минералами кварцево-карбонатной стадии (антимонит и киноварь), а иногда и минералами других

стадий (лиллит, пирито-марказит). Нередко можно наблюдать явления выщелачивания граней призмы и ромбоэдра.

Идиоморфные кристаллы кварца в агрегатах киновари и антимонита, наблюдавшиеся в антиклиналах, также представляют собой кристаллы горного хрусталия, образовавшиеся до рудных минералов.

Н.Г. Головченко (1966) в кристаллах горного хрусталия выделяет три разнотемпературные зоны со следующими температурами гомогенизации: внутренняя ($200 - 175^{\circ}\text{C}$), промежуточная ($150 - 120^{\circ}\text{C}$) и внешняя ($110 - 90^{\circ}\text{C}$). Температура гомогенизации мелких кристалликов кварца, проросших зернами киновари и антимонита, составляет $150 - 120^{\circ}\text{C}$ при давлении $160 - 140$ ат, безрудного кварца - $290 - 240^{\circ}\text{C}$. Элементы-примеси кварца приведены в таблице.

Микро- элементы	Содержание, %			
	Месторождения			
	Софьевское (Большаков, 1965)	Чернокурганская	Черноуральское	Глубокие гор- изонты
Барий	-	-	0,01	0,01
Ванадий	-	-	0,001	0,001-0,005
Галлий	0,0000005	-	0,001	-
Германний	0,00005	-	-	-
Иттербий	-	0,0001-0,001	-	0,0005
Кобальт	-	-	-	0,0005
Медь	-	0,0001-0,001	0,0001-0,001	0,0005-0,01
Молибден	-	-	0,0001	-
Мышьяк	-	-	-	0,01
Никель	-	-	0,001	0,001-0,002
Олово	-	0,001-0,003	0,0001-0,02	-
Ртуть	-	0,0005-0,0003	0,001	-
Свинец	-	-	0,0001	0,0005-0,02
Серебро	-	0,0001-0,001	-	-
Сурьма	-	0,01-0,03	-	-
Стронций	-	-	-	0,02-0,06
Титан	-	-	-	0,01-0,1
Цирконий	-	-	-	0,02
Цинк	-	0,006-0,01	-	0,005-0,01

Сравнение элементов-примесей в гидротермальном кварце и во вмещающих породах показывает, что во вмещающих породах более широкий набор микрэлементов и количества их более высокие. Такой вывод можно сделать не только в отношении кварца, но и пирита, карбонатов и линнита. Это свидетельствует о влиянии вмещающих пород на геохимические особенности гидротермальных минералов.

Е.Е. Захаров (1940), И.Л. Никольский (1959) и Б.С. Панов (1957) выделение кварца и арсенопирита объединяют в одну стадию. А.П. Большаков (1965) различает начальную (регенерационные каймы и мелкозернистые агрегаты), промежуточное (прожилки, цемент брекчий, идиоморфные кристаллы в киновари) и конечное (кристаллы горного хрусталия и дружи).

кварцеобразования. На две стадии в выделении кварца указывает и Н.Г. Головченко (1973).

Как показывают наши наблюдения, арсенопирит никакого отношения к кварцу не имеет. Он является более поздним минералом, замещает не только гидротермальный кварц, но и киноварь. Кристаллизация кварца происходила вслед за карбонатами в одну стадию, начинаясь образованием регенерационных каемок, мелкозернистых агрегатов в межзерновых пустотах, корок по стенкам трещин и пустот. При благоприятных условиях (поступления вещества, наличие пустот) возникают мелкие кристаллики горного хрусталия по стенкам пустот и кварцевым коркам, из которых в дальнейшем геометрическим отбором формируются друзы и агрегаты. Последние могут кристаллизоваться в условиях стесенного пространства или в постепенно приоткрываемых трещинах и приобретать деформированную форму. Процесс образования отдельных кристаллов, друз и агрегатов длителен во времени и поэтому должен перекрываться выделениями сульфидных минералов, кристаллизующихся в эту же стадию, но несколько позже. Следовательно, горный хрусталь может содержать единичные зерна арсенопирита, антимонита и киновари. На длительность формирования кварца указывает зональное строение горного хрусталия с различными температурными зонами и последовательное заполнение кремнеземом кварцевых жил. Ни диккит, ни марказит в кристаллах горного хрусталия не встречаются, так как они формируются в более поздние стадии, когда отложение кварца уже прекратилось. Неравновесность растворов, отложивших диккит и марказит, с кварцем вызвало разъединение граней горного хрусталия.

Источником кремнезема в гидротермах служил обломочный кварц и силикаты вмещающих пород. Шелочные растворы способны растворять кремнезем и переотлагать его при изменении физико-химических условий.

КВАРЦ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА

Ю.А. Галабурда

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев)

Все этапы сложной геологической истории формирования железистых пород и руд Криворожского бассейна характеризовались протеканием процессов, в которых значительную роль играла SiO_2 . Образование кварца происходило в процессе регионального метаморфизма, последующих стадий метасоматоза и в связи с гипергенными процессами. Поэтому изучение кварца железистых пород Криворожья и его важнейшего для генетических выводов типоморфного признака — включений минералообразующей среды — имеет большое значение.

В метаморфических породах криворожской серии кварц представлен тремя основными генерациями. Кварц первой генерации слагает кварцевые

прослои железистых пород. Он переполнен микроскопическими минеральными микроявлениями, среди которых преобладает тонкодисперсный гематит, отчего многие кварцевые прослои окрашены в красный цвет. Размеры зерен кварца первой генерации 0,02 - 0,06 мм. Кварц второй генерации образовался в результате перекристаллизации кварца первой генерации. Он более чистый и крупнозернистый, размеры зерен до 1 мм. Встречается в породах и рудах. Кварц третьей генерации образует сектующие, реже послойные прожилки, густой сетью пронизывающие все породы и руды Криворожского бассейна. Образовался он на завершающей стадии прогрессивного метаморфизма и последующих процессов метасоматоза. Этот кварц наиболее крупнозернистый.

Включения минералаобразующей среды выявлены во всех генерациях кварца из пород разных стратиграфических горизонтов и районов бассейна. В большинстве случаев установить объективные факторы, достоверно обосновывающие первичность включений, не удалось, так как кварц не имеет видимых зон роста и кристаллографических ограничений. Поэтому все включения классифицируются как вторичные, среди которых по времени консервации выделены две группы - более ранние и более поздние.

К первой группе относятся включения, находящиеся обособленно внутри зерен кварца и равномерно "насыщающие" весь объем некоторых зерен. Они имеют правильную форму, часто в виде отрицательных кристаллов, гомогенизируются в узком интервале высоких температур.

Включения второй группы фиксируют трещины залечивания и находятся в межзерновом пространстве. Форма их чаще неправильная, гомогенизируются в широком интервале более низких температур.

Высокотемпературные включения отнесены к ранневторичным, низкотемпературные - к поздневторичным (Калужный, 1961).

В ранневторичных включениях законсервированы реликты растворов, наиболее близких по физико-химическим параметрам к растворам, возникшим на определенных стадиях метаморфизма и метасоматоза. В поздневторичных включениях законсервированы растворы периода затухания каждой из этих стадий.

В некоторых наиболее низкотемпературных кварцевых прожилках железистых пород Криворожья кварц образует мелкие хорошо ограниченные кристаллики горного хрусталия, аметиста и реже дымчатого кварца, обнаруживающего иногда зональное строение. В таких кристаллических кварца установлены первичные и вторичные включения.

Изучение включений в кварце разных генераций проводилось методами гомогенизации, водной вытяжки и газового анализа, криометрии.

Результаты всестороннего изучения включений минералаобразующей среды в кварце из железистых пород Криворожского бассейна позволили охарактеризовать генетические особенности одного из важнейших периодов

его геологического развития – периода метаморфизма, а также последующих процессов метасоматоза.

Метаморфизм всего объема пород криворожской серии происходил при участии жидких растворов. Главным компонентом их была вода, наряду с которой присутствовала углекислота в различных содержаниях в пределах разных районов. В процессе метаморфизма температура повышалась до 386°C в Южном, до 372°C – в Северном и до 310°C – в Центральном районах бассейна (температуры без поправки на давление). Метаморфогенные растворы периода прогрессивного метаморфизма характеризовались бикарбонатно-натриевым составом с некоторыми отклонениями в пределах разных районов, зависящими от состава метаморфизующихся пород.

Процессы щелочного метасоматоза происходили при несколько низших температурах, минимальные значения которых составляли $250 - 220^{\circ}\text{C}$. Растворы на стадии щелочного метасоматоза характеризовались бикарбонатно-натриево-кальциевым составом.

Углекисло-кальциевый метасоматоз в породах криворожской серии обусловлен температурами, верхний предел которых составлял 220°C , а нижний – $50 - 60^{\circ}\text{C}$. Растворы имели бикарбонато-кальциевый состав.

Минимальные давления процессов метаморфизма определены на основании установленного массового "растрескивания" включений перед моментом гомогенизации и при помощи сингенетичных включений CO_2 . Их значения составили $1100 - 900$ ат.

Концентрации растворов на разных стадиях метаморфических процессов и в пределах разных районов бассейна имели довольно близкие значения, не превышающие 10 вес. % по NaCl – эквиваленту. Величина pH водных вытяжек позволяет предположить слабощелочной характер растворов. Газовая составляющая их представлена двуокисью углерода, предельными углеводородами, азотом в сумме с редкими газами, кроме которых иногда присутствовал водород.

Данные относительно физико-химических параметров метаморфизма и связанного с ним метаморфогенного рудообразования в Криворожском бассейне, полученные в результате исследования газово-жидких включений в кварце, имеют значение для развития теории метаморфогенного рудогенеза и окончательного выяснения условий образования сложных докембрийских железорудных месторождений.

МИКРОИЗОМОРФИЗМ В КВАРЦЕ КАК КРИТЕРИЙ СТРУКТУРНОГО ТИПОМОРФИЗМА

В.А. Франк-Каменецкий, И.Е. Каменцев
(Государственный университет, Ленинград)

Современные методы минералогических исследований характеризуются все более глубоким проникновением в кристаллохимические особенности реального кристалла и установлением зависимости между структурными

особенностями минерала и условиями его образования. Большой интерес представляют кристаллы кварца, где наблюдаются незначительные изменения свойств (электрических, магнитных, оптических, показателей преломления, точки α - β -перехода и пр.), которые в большинстве случаев объясняются наличием посторонних примесей.

Методы химического контроля (количественный спектральный анализ) позволяют достаточно точно определить количество микропримесей в кристаллах кварца, однако структурное положение примесей и отличие их от неструктурных остается нерешенным. Между тем характер вхождения примесей в структуру кварца имеет связь с условиями образования.

Наиболее совершенными методами выявления собственно структурных примесей и их положения в структуре являются рентгеновские дифракционные исследования. При исследовании кварца нельзя использовать прямые методы рентгеноструктурного анализа (анализ интенсивности) в связи с малым количеством примесей (сотые и тысячные процента), в этом случае характеристику структурного положения примесей можно провести только на основании прецизионного определения линейных параметров (a, c).

Структура низкотемпературного тригонального α -кварца характеризуется наличием кремниекислородных тетраэдров, связанных винтовой осью третьего порядка. В элементарной ячейке содержится три атома кремния и шесть атомов кислорода. Параметры ячейки кварца, не содержащего примесей: $a = 4,9122 \text{ \AA}$, $c = 5,4040 \text{ \AA}$ [1]. При вхождении в структуру кварца посторонних примесей изменяются средние межатомные расстояния, а вместе с ними и параметры элементарной ячейки, которые с увеличением атомной концентрации примесей изменяются линейно, подчиняясь закону Вегарда.

Для точного определения параметров кварца используются методы порошка и монокристалльные. Съемку методом порошка целесообразно проводить в фокусирующей камере, например, в камере РКЭ [2] или на дифрактометре. На медном излучении используются линии $234 \alpha_1$ ($\theta = 76,8^\circ$) и $216 \alpha_1$ ($\theta = 78,5^\circ$). Методом порошка при съемке с атalonом может быть получена точность $\pm 0,0001 \text{ \AA}$.

Использование монокристалльных методов [3, 4] значительно повышает точность определения параметров и позволяет проводить локальные исследования в разных точках монокристального образца.

На основании определения параметров синтетического кварца, выращенного в различных условиях, и сопоставления этих данных с результатами количественного спектрального анализа [5] была установлена зависимость между изменением параметров и содержанием примесей.

Изменение параметра c связано с тем, что алюминий замещает кремний в кремниекислородных тетраэдрах. Компенсирующий заряд алюминия ионы ($R = Na, Ca, Mg, Fe$), располагаясь в полых каналах структуры,

вызывают увеличение параметра a . Между изменением параметра c и количеством алюминия (вес. % Al_2O_3), между параметром a и R (количество атомов примеси на $10^6 Si$) существуют следующие зависимости:

$$\% Al_2O_3 = (c - 5,40395) \cdot 35,36; \\ R = (a - 4,91224) \cdot 367500.$$

Обычно осуществляется одновременное изменение параметров a и c , что связано с изоморфным замещением по схеме $Si^{+4} \rightarrow Al^{+3} + R^{+}$ или $2Si^{+4} \rightarrow 2Al^{+3} + R^{+2}$. Максимальное количество структурного алюминия у образцов синтетического кварца не превосходит 0,05 - 0,08%, что соответствует формуле $R 0,001 Al 0,001 Si 0,999 O_2$.

Во многих случаях отсутствует эквивалентное изменение параметра a и c , что указывает на наличие алюминия и одновалентных и двухвалентных ионов в неэквивалентных количествах. В этом случае компенсация зарядов обусловлена появлением дефектов (вакансий кислорода, вхождение водорода, появление OH и др.).

Некоторая часть примесей в кварце может быть связана с газово-жидкими включениями или посторонней фазой. В этом случае изменения параметров не наблюдается.

Количество примесей в кристаллах синтетического кварца прежде всего зависит от содержания примесей при росте кристаллов. Синтетические кристаллы, выращенные в присутствии алюминия, содержат большее количество структурных примесей, что устанавливается по данным спектральных анализов, по интенсивности окраски после облучения [6] и изменению параметра c [7]. При этом пирамида роста ромбоэдра, как правило, содержит больше примеси алюминия, чем пирамида роста пинакона.

Влияние скорости роста на количество структурного алюминия исследовано на кристаллах синтетического кварца, выращенного при различных температурных перепадах, а следовательно, и различных скоростях роста (при соблюдении постоянными других условий) [8]. Полученные данные показывают, что с увеличением скорости роста уменьшается количество алюминия, входящего в структуру кварца (уменьшается параметр c) и интенсивность окраски, возникающей при облучении образцов [8]. Аналогичное изменение интенсивности окраски для большинства природных образцов отмечалось Г.Г. Леммлейном [9].

Была предложена следующая зависимость [10], выражающая связь между температурой кристаллизации (T) и содержанием примеси алюминия в структуре кварца (% Al_2O_3):

$$\log Al_2O_3 = \frac{K}{T} + A,$$

где K — коэффициент пропорциональности, A — постоянная.

Эта зависимость показывает, что с падением температуры кристаллизации количество структурной примеси алюминия (параметр c) увеличивается. Увеличение параметра c при снижении температуры кристаллизации, определенной по гомогенизации газово-жидких включений, для кварца удалось наблюдать из кварцевых жил Памира, Каунрада, Караобы [7]. Изучение характера изменения параметров кварца из магматических пород Большого Хингана [II] показало, что изменение параметра c можно объяснить влиянием температуры кристаллизации. Рентгеновские исследования, выполненные рядом авторов, подтверждают установленную зависимость влияния температуры кристаллизации на изменение параметров [I2, I3].

Однако следует осторожно оценивать температуру кристаллизации по данным о параметрах структуры кварца, так как вхождение примесей определяется не только температурой кристаллизации но и другими условиями (скоростью роста, изменением химического состава среды, кислотностью-щелочностью и др.).

Исследование большого количества образцов кварца показало, что кварц из горных пород и пегматитов имеет минимальное значение параметра c (среднее содержание алюминия около 0,01%), кварц из гидротермальных жил - несколько большие (среднее содержание алюминия 0,018%). Максимальное среднее значение параметра c (содержание алюминия 0,025%) наблюдается у синтетического кварца. Следовательно, средние значения параметра c решетки кварца магматического и гидротермального генезиса отличны [7], что также подтверждается данными других исследователей [I3, I4].

Таким образом, на основании рентгеновского исследования I70 образцов кварца установлено наличие определенных связей между химическим составом среды, скоростями роста, температурой кристаллизации и количеством структурных примесей в кварце. Необходимо продолжить исследования и изучить возможности вхождения других примесей в кристаллы кварца, а также влияние других условий роста.

Приведенные данные по исследованию характера микроизоморфных замещений в кварце разного генезиса несомненно показывают их широкое распространение и связь с условиями генезиса (химическим составом среды, скоростью роста, температурой кристаллизации). Детальный рентгеновский анализ природных кварцев дает ценную информацию об их структурных отличиях и может быть использован как один из существенных элементов структурного типоморфизма для решения некоторых минералогогенетических проблем.

Л и т е р а т у р а

I.Каменцев И.Е. О положении примесей в структуре кварца. - Записки Всесоюзн. минерал. сощ., 1965, ч. 94, вып.6.

- 2.Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. Рентгеновское исследование синтетического кварца. - В кн.: Рост кристаллов. "Наука", М., 1961.
- 3.Bond W.L. Precision lattice Constant determination. - Acta Cryst, 1960, vol. 13, p.814.
- 4.Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. Влияние химического состава и $Al-Si$ -упорядоченности на параметры элементарной ячейки полевых шпатов. - Кристаллография и кристаллохимия. Ученые записки Ленинградского университета, 1973, вып. 2.
- 5.Семенов Н.Н. Спектральный анализ кварцевого сырья. Промстройиздат, М., 1958.
- 6.Цинобер Л.И. Распределение дымчатой окраски в рентгенизованных кристаллах синтетического кварца. - В кн.: Труды Всесоюзн. научно-исслед. ин-та пьезооптического минер. сырья, т. 3, вып. 2, 1960.
- 7.Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. Микроизоморфизм и условия образования кварца. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. "Наука", М., 1967.
- 8.Цинобер Л.И., Каменцев И.Е. Влияние скорости роста на концентрацию центров дымчатой окраски и параметры элементарной ячейки синтетического кварца. - Кристаллография, 1964, т. 9, вып. 3.
- 9.Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. "Наука", М., 1973.
- 10.Каменцев И.Е. О влиянии температуры кристаллизации на изменение параметров решетки и количество примесей, входящих в структуру кварца. - Геохимия, 1963, № 6.
- 11.Каменцев И.Е., Прияткин А.А. Об изменении параметров элементарной ячейки кварца в зависимости от условий его образования в различных магматических породах Большого Хингана. - Рентгенография минерального сырья, вып. 3, 1963.
- 12.Булдаков И.В. Влияние условий образования на количество структурных примесей и параметры элементарной ячейки кварца. - В кн.: Минералогия и геохимия. вып. 3. Изд-во ЛГУ, 1968.
- 13.Белковский А.И. Прецизионное определение параметров элементарной ячейки и температуры α - β -превращения кварцев из некоторых месторождений Среднего и Южного Урала. - ДАН СССР, 1964, т. 154, № 1.
- 14.Картенко Н.Ф. и др. О влиянии условий образования и примесей на параметры элементарной ячейки природного кварца. - Рентгенография минерального сырья, 1971, № 8.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОКРАСКИ И ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ КВАРЦА

А.И. Серебренников

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев)

В последние годы люминесцентные свойства минералов используются при детальных геохимических исследованиях, связанных с вопросами типоморфизма и генезиса руд. Различия минералов по характеру термовысвечивания обусловлены различиями в степени дефектности кристаллов, которая в свою очередь является функцией тех физико-химических условий, в которых эти минералы образовались. Поэтому исследования окраски и термовысвечивания (ТВ) кварца дают важную информацию не только об истории минералов, их типоморфных особенностях, но и о процессах, сопровождающих рост кристаллов и их генетическую связь с окружающей средой.

Экспериментально установлено, что обесцвечивание кристаллов кварца при нагревании сопровождается явлением термolumинесценции. Естественно предположить, что центры окраски и центры люминесценции взаимосвязаны. Учитывая важность исследования типоморфных свойств кварца, одного из основных породообразующих минералов, нами выполнена серия наблюдений за изменением окраски и ТВ кварца из различных структурных зон камерных пегматитов Волнины, Казахстана, Алдана.

Исследование ТВ кварца проводилось на термolumинесцентной установке с применением постоянной скорости (10^0 /мин) нагрева по линейному и гиперболическому закону. Спектры оптического поглощения снимались на спектрофотометрах СФ-4 и "Specorder UV-vis" в диапазоне 200 - 1100 нм; спектры излучения - на монохроматоре ДМР-4, спектры электронного парамагнитного резонанса - на радиоспектрометре РЭ-1301.

Аметист. Характерные полосы поглощения аметиста располагаются в видимой области спектра с максимумами 527 - 560 нм и в ближнем ультрафиолете (УФ) 360 нм (Kata, 1956, Listz, 1959). Для некоторых образцов установлены также полосы поглощения (ПП) при 950 и 225 - 260 нм. В отличие от дымчатого кварца окраска аметиста термически более устойчива. Лиц Дж. и Мэнхберг В. (1956), исследуя уральский аметист, установили, что ПП 540 и 360 нм относятся к двум красящим центрам и термически разрушаются при 300 и 450°C .

На основании данных ЭПР и оптического поглощения предложено несколько моделей центров окраски аметиста: центр замещения $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Si}^{4+}$ с компенсацией заряда на междоузельном ионе щелочи; центр $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Si}^{4+}$ с компенсацией на протоне; междоузельный Fe^{3+} центр (Lehman 1971). Принято считать, что окраска аметиста связана с переносом заряда: $\text{Fe}^{4+} + \text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{O}^-$. Отмечается корреляция интенсивности спектра ЭПР Fe^{3+} центра и полосы поглощения 545 нм. Указывается также, что в создании центров окраски принимают участие ионы калия (Самойлович и др., 1966).

Исследование аметиста методом ТВ показало, что для него характерны максимумы при 280 - 300 и 380°C , температурное положение которых слегка варьирует от образца к образцу. Для отдельных образцов с чередующейся фиолетово-дымчатой окраской наблюдаются дополнительный максимум 240 - 260°C на восходящей ветви пика 280°C . По интенсивности и температурному положению пиков ТВ выделяются три группы аметистов. Аметисты с интенсивной окраской, которая приурочена к головкам кристалла с хорошо развитой кристаллографической формой, характеризуются интенсивным высокотемпературным максимумом 380°C . Кристаллы промежуточной окраски имеют примерно одинаковую интенсивность пиков ТВ при 280 - 300 , 365 - 380°C с нечетким разрешением максимумов. Первые сдвигаются в сторону высоких, а вторые - низких температур. К третьей группе кристаллов относятся аметисты со слабовыраженной окраской.

Кривые ТВ таких кристаллов имеют очень интенсивный максимум 280°C . Максимум 380°C также четко размежевается, но интенсивность его значительно меньше первого. Характерная особенность ТВ аметиста - отсутствие максимума $220 - 240^{\circ}\text{C}$, обычно наблюдаемого во всех кварцах, независимо от их окраски.

Согласно данным спектрального анализа количество алюминия в аметисте значительно меньше, чем в дымчатом кварце (Худоба, 1962, Дэна, 1966). Кристаллы аметиста с интенсивным максимумом 280°C отличаются повышенным содержанием Li ($1,2 \cdot 10^{-2}\%$), относительно низким содержанием натрия ($3,0 \cdot 10^{-4}\%$), что и объясняет отсутствие максимумов $220 - 240^{\circ}\text{C}$, характерных для дымчатых кварцев.

Образование аметиста в природных условиях происходит при повышенном содержании железа и высоком отношении K/Na в существенно нейтральных и слабокислых растворах, при низких температурах (порядка $200 - 120^{\circ}\text{C}$) и давлениях (первых десятков атмосфер) (Балицкий и др., 1968).

Таким образом, окраска и люминесценция аметиста, а также характерное положение пиков ТВ его могут служить типоморфным признаком кварца, образующегося при пониженных температурах и давлениях в растворах с высоким содержанием железа.

Цитрин. При исследовании цитрина методами оптической спектроскопии и ЭПР установлено, что центром окраски является дырочный параметрический "алюминиевый" центр AlO_4^{4-} , стабилизированный ионами лития и водорода (Самойлович и др., 1966). Для него характерен спектр ЭПР ($g_{min} = 1,995$, $g_{max} = 2,07$) и полоса поглощения $395 - 410$ нм. Данные ИКС свидетельствуют о повышенном содержании OH-литиевых дефектов в зонах с цитриновой окраской. Литий участвует в создании центров окраски цитрина (Буканов, 1970). Образование кристаллов цитрина происходит в слабощелочных растворах в интервале температур $350 - 250^{\circ}\text{C}$ (Комов и др., 1971; Возняк, 1971).

При исследовании кристаллов цитрина (Волынь) методом ТВ на кривой термовысвечивания обнаружен один широкий максимум 285°C . Для искусственных кристаллов кварца, выращенных в LiF растворах, наблюдался пик ТВ 273°C . Исследование кристаллов цитрина Полярного Урала методом ТВ (Комов, 1971) показало также распространение максимумов $265 - 280^{\circ}\text{C}$. Анализ приведенных данных позволяет полагать, что за ТВ в области $265 - 285^{\circ}\text{C}$ ответственны уровни захвата, обусловленные литием, стабилизирующим дырочный AlO_4^{4-} комплекс.

Цитриновая окраска, а также хорошо разрешенные пики ТВ $265 - 285^{\circ}\text{C}$ указывают на состав растворов, обогащенных литием, и достаточно низкие температуры кристаллизации кварца и может служить типоморфным признаком.

Розовый кварц. По современным представлениям радиационная розовая окраска кварца связывается с замещением $Ti^{5+} \rightarrow Si^{4+}$ при компенсации дефекта на Na^+ , Li^+ , H^+ (Wright, 1963; Солнцев, 1968). Кварцы с розовой окраской характеризуются широкой полосой поглощения ~ 490 нм, которая интерпретируется как оптический переход на ионе Ti^{5+} в тетраэдрическом окружении.

Агрегаты розового кварца наиболее часто встречаются в центральных блоковых частях пегматитов. Для него характерно наличие центра ЭПР $Ti^{5+} \rightarrow Si^{4+}$ ($g_z = 1,912$, $g_y = 1,933$, $g_x = 1,987$). Высокая концентрация "титановых" центров ЭПР обнаружена для кварца из эфузивов Кавказа, являющегося параметром тригонального кварца по гексагональному (Лысаков и др., 1969). Центры $Ti^{5+} \rightarrow Si^{4+}$ наблюдались также для высокотемпературных кварцев оловорудных месторождений Забайкалья (Доломанова и др., 1971). По мере падения температуры кристаллизации концентрация Ti^{5+} уменьшается. Примерные температуры кристаллизации розового кварца, по данным изучения газово-жидких включений, достаточно высоки, порядка $650 - 500^\circ\text{C}$ (Базаров, 1965).

При исследовании кварца методом ТВ установлено, что для него характерны пики ТВ 180 , $220 - 240$ и 320°C . Исследование искусственного кварца с примесью титана (Балицкий, 1969), а также изучение температурной зависимости полосы излучения 610 нм (Серебряников, 1974) и спектров ЭПР от концентрации титана, вводимого методом электродиффузии и гидротермальным синтезом, позволило установить, что максимум 320°C в розовом кварце обусловлен примесью Ti^{5+} . Об этом также свидетельствуют исследования титанового центра ЭПР в полевых шпатах, проведенные Л.В. Бершовым, в которых максимум 320°C приписан $Ti^{5+}-Si^{4+}$.

Таким образом, наличие радиационной розовой окраски, пика ТВ при 320°C и центра ЭПР Ti^{5+} может служить типоморфным признаком относительно высокой температуры кристаллизации кварца.

Дымчатый кварц. Наиболее изученной окраской кварца считается дымчатая. Она обусловлена замещением $Al^{5+} \rightarrow Si^{4+}$. Кристаллы с дымчатой окраской характеризуются наличием широкого поглощения в видимой области спектра с максимумами 450 и 620 нм. Поглощение связано с наличием широчного центра AlO_4^{4-} , компенсированного ионами щелочных металлов (Батрак, 1957; O'Brien, 1956). При облучении кристалла ионизирующей радиацией электрон отрывается от одного из атомов кислорода тетраэдра, в котором кремний замещен алюминием, и локализуется на ионе щелочного металла, располагающегося поблизости в структурном канале (Батрак, 1957). Электрон, захваченный щелочным ионом на уровне ловушки может переходить в возбужденное состояние и обуславливать поглощение света в видимой области спектра. С другой стороны (Ченцова и др., 1972), показано, что в образцах после электролиза в вакууме и удаления

щелочных элементов ПП 450 и 620 нм остаются неизменными, что свидетельствует о том, что последние происходят из чисто дырочного алюминиевого центра, не возмущенного присутствием щелочных ионов-компенсаторов.

Большинство исследователей считают, что ПП 620, 450, 300, 240 - 200 нм обусловлены алюминием. Однако один и тот же элемент примеси не может вызывать поглощение в таком широком диапазоне частот. Скорее всего это комплексный центр, имеющий множество других слабо выраженных и тесно взаимодействующих центров, обладающих перекрывающимися ПП. Сейчас никто не отрицает, что алюминий является основным элементом, замещающим кремний в структуре кварца (Самойлович и др., 1970). Он присутствует даже в особо чистых синтетических кристаллах. Нарушения, вызываемые наличием Al , могут быть разнообразными. Замещение $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ требует в первую очередь компенсации заряда, которая может осуществляться: 1) входжением одновалентных ионов-компенсаторов; 2) нелокальной компенсацией - наличием в структуре вакансий анионов, расположенных в дальней координационной сфере, существование которых доказано экспериментально и теоретическими вычислениями (Roth, 1970); 3) компенсация может осуществляться двух-, трехвалентными ионами Cu^{2+} , Co^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} и т.д., расположеными в структурных каналах и объемно компенсирующими несколько AlO_4^{4-} центров. Эти положения могут быть подтверждены данными рентгеноструктурного анализа (Коза, 1958; Франк-Каменецкий, 1964; Сорокин, 1970), экспериментами со стеклами с различными добавками (Катс, 1956) и электродиффузией щелочей и металлов переходных элементов по структурным каналам кварца. Анализ поглощения кварца с примесью алюминия указывает, что, кроме входжения $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$, обуславливающего ПП 450 нм, междоузельный Al создает дополнительные ПП 340 и 270 нм (Leill, 1960). В этом случае электронейтральность кристалла поддерживается входжением Al в междоузлия в сочетании с AlO_4^{4-} центрами. Уже при наличии междоузельного Al ПП перекрываются с ПП $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$. Для кристаллов кварца, интенсивно окрашивающихся в дымчатый цвет, обнаружено около 5 различных центров ЭПР (Самойлович, 1970). Установлено, что интенсивность дымчатой окраски увеличивается, если, кроме изоморфного алюминия, в кристалле присутствуют "структурные" титан, натрий и "неструктурный" алюминий (Доломанова и др., 1971). Одновременное присутствие нескольких центров ЭПР вызывает интенсивное поглощение в широком диапазоне частот, обуславливая появление интенсивной черной окраски. Естественно, при наличии большого набора центров ПП могут быть разрешены на отдельные полосы. Теоретический расчет, выполненный П. Леви (1960) разложением кривой поглощения темнодымчатого кварца, облученного нейtronами, на гауссовые кривые различной интенсив-

ности и спектрального положения (6,1; 5,5; 4,5; 2,3; 2,0 эв), показывает хорошую аппроксимацию сложной кривой поглощения темно-дымчатого кварца суммой полос поглощения. Это указывает, что дымчатая окраска носит комплексный характер.

При исследовании темно-дымчатых кристаллов методом ТВ установлено максимальное количество максимумов на кривых ТВ. Основные из них: 180, 220 - 240, 260 - 280, 300 - 320, 340 - 350°C. Известно, что запасенная кристаллом светосумма и интенсивность пиков ТВ соответствует концентрации, а температурное положение - глубине и типу примесных или тепловых дефектов, ответственных за ТВ. Для темно-дымчатого кварца максимумы ТВ разрешаются очень плохо, что свидетельствует о широком наборе примесей, участвующих в создании центров захвата.

Исследованиями спектров излучения и поглощения установлено, что полосы излучения дымчатого кварца ($\lambda = 470$ нм) сильно перекрываются с полосой поглощения ($\lambda = 450$ нм), что объясняет низкую интенсивность ТВ темноокрашенного кварца эффектом концентрационного тушения люминесценции. Для всех темно-дымчатых кристаллов характерно повышенное содержание примесей титана, железа, натрия и особенно алюминия, являющегося основным излучающим и поглощающим центром в природном кварце.

Дымчатые кристаллы кварца встречаются практически во всех зонах пегматитов. На фоне постепенного эволюционного спада температур и давлений в процессе кристаллизации кварца из пегматитов наблюдаются также резкие отклонения и смена температур и давлений (Долгов, 1964; Базаров, 1965). В соответствии с изменением термодинамических параметров изменялся и состав примесей, захваченных кристаллом. Поскольку на различных этапах формирования примесный состав был неодинаковым, сложность его отражается в окраске и люминесценции кварца. Дымчатые кристаллы кварца характерны для высокотемпературных (600 - 300°C) зон пегматитов и образуются при активном участии щелочных элементов, особенно натрия. При постепенном падении температур и давлений закономерно уменьшается концентрация щелочей и отмечается тенденция к смене одновалентных катионов в порядке натрий, литий и водород. В случае компенсации AlO_4^{4-} -комплекса водородом реализуется бесцветная окраска кварца (Доломанова и др., 1971). Температурная последовательность чередования радиационной окраски природного кварца следующая: розовая, дымчатая, цитриновая, бесцветная и аметистовая. Подобным образом изменяется интенсивность и встречаемость характерных типов ТВ для указанных разностей окрашенного кварца.

Таким образом, окраска и люминесценция кварца - важные типоморфные признаки и могут быть использованы при оценке термодинамического режима формирования и состава минералообразующих растворов при изучении генезиса пегматитов.

ПРИМЕСЬ ЖЕЛЕЗА В КВАРЦЕ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ЦЕНТРЫ ОКРАСКИ

Л.И. Цинобер, В.Е. Хаджи, Е.М. Цыганов, М.И. Самойлович

(Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья, г. Александров)

Железо наряду с алюминием, щелочными металлами (Li , Na и в меньшей степени K) и водородом является одним из самых распространенных примесных элементов в кристаллах природного кварца. Этот факт, а также возможная связь различных типов окраски кварца с железом уже давно обсуждались в минералогической литературе. Однако лишь в последние годы благодаря применению таких высоконформативных методов исследования дефектной структуры кристаллов, как электронный парамагнитный резонанс и оптическая спектроскопия, стало возможным выявить различные формы входления примесного железа в кварц и скорректировать их с известными типами окрасок. Успешное решение этой проблемы обусловлено овладением методом гидротермального синтеза кварца, благодаря которому удалось получить в заданных условиях практически все известные (а также некоторые не встречающиеся в природе) окрашенные разновидности этого минерала.

При выращивании кварца в натриевых системах (в водных растворах соды или едкого натрия) при сравнительно низких температурах (до 300 - 400°C) железо активно связывается в малорастворимых силикатах типа эгирина, акмита или рибекита. Поэтому кристаллы кварца, выращенные в таких условиях, содержат примесь железа лишь в незначительных количествах. Интереснее в этом отношении калиевые системы (водные растворы поташа или едкого калия). В этих системах аналогичные нерастворимые силикаты отсутствуют, железо в виде окисных и закисных ионов в значительных концентрациях поступает в раствор и активно поглощается растущими кристаллами кварца. Именно в этих условиях удалось получить кристаллы кварца зеленого, бурого и желтого цвета, а также (первично бесцветные) синтетические аметисты.

В опытах по выращиванию установлено, что окраска кристаллов зависит, как от соотношения концентраций двух- и трехвалентных ионов железа в растворе, так и от формы, в которой это железо захватывается растущим кристаллом. В свою очередь соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} и форма захвата могут регулироваться изменением кислотно-щелочного потенциала (концентрация поташа в растворе и введение специальных окислителей), скорости роста, пересыщения и направления выращивания (ориентации затравок).

При выращивании кристаллов на затравочных пластинах базисной и некоторых косых ориентаций в условиях повышенной щелочности образуются кристаллы зеленой и бурой окраски, а с уменьшением щелочности можно получать кристаллы желтого цвета - железистые цитрини. Данные хими-

ческого анализа, оптической спектроскопии и электронного парамагнитного резонанса показывают, что зеленая окраска вызвана примесью ионов железа в основном в виде двухвалентного иона. В бурых кристаллах железо присутствует одновременно в двух- и трехвалентной форме. Кристаллы желтого цвета содержат железо преимущественно в трехвалентном состоянии. В зеленых и желтых кристаллах примесь железа захватывается в основном в неструктурной форме в составе коллоидно-дисперсной примеси, хорошо обнаруживаемой при электронно-микроскопическом исследовании таких кристаллов. На неструктурный характер входления примеси в зеленых, желтых кварцах указывает также отсутствие дихроизма в спектрах поглощения этих кристаллов, интенсивное рассеивание света и большая концентрация в них примесной молекулярной воды (по ИК-спектрам). Иная форма захвата примеси железа предполагается для кристаллов с бурой окраской. По данным ЭПР и оптической спектроскопии во всяком случае часть железа в этих кристаллах присутствует в трехвалентной форме в виде примеси внедрения, располагаясь в сильно искаженных тетраэдрах в структурных каналах. Подобная модель примесных центров объясняет наличие в этих кристаллах достаточно сильного дихроизма, меньшее содержание в них (по сравнению с зелеными и желтыми образцами) молекулярной воды и меньшее рассеивание света.

При выращивании кварца в калиевых системах на затравочных пластинах ромбодиэдрических ориентаций образуются первично неокрашенные кристаллы, которые под воздействием ионизирующего облучения приобретают фиолетовую аметистовую окраску. На основе указанной методики в настоящее время отработан промышленный способ получения высококачественных аметистов.

Полученные таким образом кристаллы кварца с фиолетовой окраской являются практически точными аналогами природных аметистов. Можно отметить тождественность их оптических спектров не только в ультрафиолетовой и видимой области спектра, но и в инфракрасной области ($3000 - 3700 \text{ см}^{-1}$), в которой проявляются OH-дефекты в кварце. Такое совпадение спектральных характеристик свидетельствует о близости условий образования синтетических и природных разновидностей.

Для синтетического аметиста так же, как и для природного, характерна более высокая плотность окраски в пирамидах положительного ромбодиэдра по сравнению с пирамидами отрицательного.

Аналогично природным образцам ведет себя синтетический аметист и при термической обработке: обесцвечивается при $400 - 450^\circ\text{C}$, желтеет (переходит в железистый цитрин) при $\sim 500^\circ\text{C}$ и мутнеет при температурах выше 550°C . В синтетическом аметисте так же ярко проявляется эффект аномального плеохроизма.

Детально исследовались оптические спектры аномально плеохроичных кристаллов синтетических аметистов. При визуальном просмотре замечено,

что особо сильное различие окраски в противолежащих пирамидах <111> наблюдается в пластинах, ориентированных примерно по плоскости (1011) (если наращивание производилось по грани (0111)). При нормальном рассмотрении плоскоконцентрической пластины указанной ориентации противолежащие пирамиды роста <0111> и <0111> кажутся окрашенными одна в синевато-серебристый цвет, а другая в красновато-фиолетовый (условно будем называть их синей и красной). Для обеих пирамид были измерены спектры поглощения в поляризованном свете, причем направления колебания электрического вектора совпадали с двумя взаимно перпендикулярными направлениями поглощения в данной пластине.

Результаты измерения показывают резкое различие спектров в синей и красной частях; смещение положения максимума от 530 (в красной) до 550 нм (в синей); резкий дихроизм максимума 530 - 550 нм (в то время, как для обычных x - и y -орезов этот максимум, как правило, почти не дихроичен) и различный знак дихроизма в участках с разной окраской; наличие достаточно интенсивного и резко дихроичного максимума в области 930 нм (10750 см^{-1}).

Как известно, полоса поглощения в области $\lambda \approx 10000 \text{ см}^{-1}$ характерна для соединений, содержащих ионы закисного железа (Fe^{2+}). Таким образом, появление этой полосы под действием облучения является веским доводом в пользу возможного перехода $2Fe^{3+} + \gamma \rightarrow Fe^{2+} + Fe^{4+}$ и связи аметистовой окраски с четырехвалентным состоянием железа в кварце.

О ЗАВИСИМОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ИНВЕРСИИ И ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ КВАРЦА ОТ ЕГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

*Е.И. Доломанова, Р.В. Боярская, Г.А. Горбатов, Г.О. Пилоян
(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР, Москва)

Изучены физические и химические свойства гидротермальных кварцев оловорудных месторождений Забайкалья и для сравнения кварцы других генетических типов. Дополнительно к уже опубликованным данным (1966-1972 гг.) определена зависимость величины диэлектрической проницаемости (ϵ) кварца от генезиса. Выделены три группы образцов кварца, характеризующихся различной зависимостью ϵ от химического состава, степенью дефектности (от содержания изоморфных примесей Al^{3+} и Ti^{3+}), содержания газово-жидких включений и степени катаклаза кварца. В первую группу (9 образцов) попадают нерудоносные гребенчатые λ -кварцы, содержащие много щелочей и небольшое количество (0,001%) изоморфной примеси, преимущественно Al^{3+} ; компенсатором заряда в них служат Li^+ или H^+ . Для всех них ϵ близка по значению и варьирует от

4,44 до 4,48. Во вторую группу (19 образцов) входят жильные рудоносные α -кварцы второй стадии минерализации из месторождений касситерит-кварцевой формации и все кварцы месторождений касситерит-сульфидной формации. Эти кварцы в среднем характеризуются большим (0,07%) содержанием изоморфной примеси Al^{3+} и Ti^{3+} , чем первая группа. Компенсаторами заряда выступают Na^+ и Li^+ . Отмечается повышение величины ϵ от содержания суммы щелочей от 4,50 до 4,78. В третью группу (38 образцов) объединяются кварцы пегматитовых жил и жильные рудоносные кварцы первой стадии минерализации, состоящие из α и β -модификаций, содержащие мало щелочей, но много (0,1 - 0,07%) изоморфной примеси Al^{5+} и Ti^{5+} по сравнению с кварцами первых двух групп. Компенсатором заряда в этой группе в основном выступает Na^+ , поэтому при γ -облучении эти кварцы интенсивно окрашиваются в дымчатый цвет, тогда как кварцы второй группы окрашиваются слабо или остаются бесцветными, как и кварцы первой группы. Значение ϵ для этих кварцев колеблется от 4,43 до 4,99. По величине ϵ_{α} и ϵ_{β} для этих кварцев существенно различаются: $\epsilon_{\alpha} = 4,72 \pm 0,05$ (5 образцов) и $\epsilon_{\beta} = 4,50 \pm 0,03$ (6 образцов). Намечается тенденция влияния степени катаклаза кварца на величину ϵ .

Методом рентгеноспектрального микроанализа в составе твердых осадков в вакуолях кварца обнаружены алюминий, титан, кальций, магний, натрий, калий, железо, марганец, никель, кобальт, хром, олово, медь, цинк, мышьяк, хлор, сера, азот, фосфор (кремний не определялся). Эти элементы в различных сочетаниях входят в смеси порошковидных осадков. Из минералов-узников с большой долей вероятности можно определить касситерит, кобальтин, цинкит (?), гематит, ильменит, галлит, рутил. По-видимому, среди осадков присутствуют галоиды, фосфаты, нитраты, сульфиды или сульфаты. Вероятно в составе осадков могут быть силикаты и алюмосиликаты, но определить кремний в виде осадка в вакуолях кварца пока невозможно. Не определены и соли углекислоты, поскольку исследуемые образцы напылялись углеродом. Но несомненно они присутствуют, так как в вакуолях часто наблюдается жидкая углекислота, а иногда и кальцит в виде минерала-узника. Методом ИКС в каналах некоторых кварцев обнаружены газообразные CO_2 , CH_xX (где $X = F, Cl$), а эмиссионным микроспектральным анализом установлено присутствие CN в вакуолях тех кварцев, которые кристаллизовались в углисто-глинистых известняках. Результаты изучения состава газовой и жидкой фаз в вакуолях кварца опубликованы (1972).

В электронном микроскопе выявлена неоднородность образцов кварца из различных генетических типов оловорудных месторождений, связанная с микроминералами и газово-жидкими включениями. Минералы-узники в последних определены методом микродифракции.

Термогравиметрическое изучение кварца разного генезиса из тех же месторождений показало, что в пределах одного месторождения наблюдается тенденция увеличения потери веса при нагревании от высоко- к низкотемпературным рудоносным кварцам. Гребенчатые нерудоносные кварцы имеют меньшую потерю веса. Потеря веса происходит за счет вскрытия при нагревании вакуустей, содержащих минералообразующий раствор. В связи с этим кварцы, содержащие преимущественно включения газообразной фазы, имеют меньшую потерю веса, чем кварцы, в вакуолях которых преобладает жидккая фаза. Кроме того, установлено, что потеря веса зависит и от размеров вакуолей. Очень мелкие однофазовые вакуоли не вскрываются даже при нагревании кварца до 900⁰С. Очевидно, в связи с этим гребенчатые нерудоносные кварцы, образованием которых заканчивается гидротермальный процесс на месторождениях, имеют меньшую потерю веса, чем рудоносные гидротермальные кварцы, так как содержат очень много мелких вакуолей. Увеличение содержания воды в каналах кварца по мере снижения температуры его образования установлено и методом ИКС, но методом термогравиметрии эта вода не обнаруживается, поскольку количество ее незначительное. Величина потери веса кварцем при нагревании зависит также от степени его катализма, так как при этом часть вакуолей, особенно наиболее крупных, вскрывается, и от состава вмещающих пород, в которых формируется месторождение. Например, наблюдалось обогащение кварца углекислотой в тех случаях, когда он кристаллизовался в карбонатных породах.

Определение температуры инверсии тех же кварцев показало, что у кварцев из оловоносных гранитов она колеблется в пределах 571,8-572,1⁰С (при доверительном интервале ±0,3⁰С (доверительная вероятность 0,95). Гистерезис между нагреванием и охлаждением составляет всего 0,3⁰С. У сливных кварцев из центральных зон пегматитовых тел температура инверсии от 569,9 до 573,9⁰С, а гистерезис составляет 1,3 - 0,1⁰С. У кварцев первой стадии минерализации из месторождений кассiterит-полевошпат-кварцевой формации средняя температура инверсии по существу одна и та же - 572,4⁰С, а гистерезис составляет 0,2 - 0,5⁰С. У анадогичных кварцев из месторождений кассiterит-кварцевой формации и у менее однородных кварцев той же стадии минерализации из месторождений кассiterит-кварц-сульфидной формации средняя температура инверсии колеблется от 571 до 573,7⁰С. Гистерезис у первых кварцев колеблется от 0,1 до 2,7⁰С; у вторых - от 0,1 до 1,2⁰С. У кварцев первой стадии минерализации из месторождений кассiterит-сульфидной формации средняя температура инверсии варьирует в пределах 571,1 - 572,6⁰С; гистерезис составляет 0,3 - 0,8⁰С. Отмечено, что самые большие колебания температуры инверсии наблюдаются у неоднородных сливных жильных кварцев, отдельные зерна которых отличаются по химическому составу или, где на-

ряду с α -модификацией присутствует кварц, претерпевший инверсию (β -модификация). По-видимому, мозаичность строения жильного кварца является главной причиной колебаний температуры инверсии кварца.

По характеру термограмм все изученные кварцы (70 обр.) можно разбить на 3 группы. В первую отнесены кварцы, на термограммах которых в интервале 550 - 600°C не фиксируется термический эффект полиморфного перехода $\alpha = \beta$. К числу их относятся гребенчатые кварцы из нерудноносных жил, образованием которых заканчивается гидротермальный процесс на месторождениях. Во вторую - кварцы, на термограммах которых термический эффект полиморфного перехода имеет один пик - классическую форму, правда, глубина этого пика бывает различна. В этой группе объединяются относительно однородные жильные кварцы из месторождений разных оловорудных формаций и кварцы из жеод в карбонатных породах Подмосковья. К третьей группе относятся кварцы с необычной формой термического эффекта, когда последний расщеплен на две, три и более частей. В этой группе сосредоточиваются наиболее неоднородные кварцы из пегматитовых жил, высокотемпературные гидротермальные жильные кварцы из оловорудных месторождений. Вариации температуры инверсии, как предполагают некоторые исследователи, обусловлены неодинаковым химическим составом зерен кварца, слагающих жилы. Однако нам не удалось найти прямой связи между содержанием различных элементов в структуре кварца и температурой полиморфного перехода. Причины этого явления изучаются.

ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ В КРИСТАЛЛАХ КВАРЦА

ДЛЯ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ И КАЧЕСТВА СЫРЬЯ

(на примере Украины и Урала)

Б.А. Колбин, А.Г. Малышев, М.И. Самойлович, Л.И. Цинобер

(Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья, г.Александров)

Вид, состав, количество и особенности распределения примесей в кварце являются типоморфными признаками условий его образования (температуры, кислотности-щелочности и состава минеральнообразующих растворов, скорости роста и т.д.). Примеси влияют и на физико-технические свойства кварца (электрические, упругие, оптические и др.), определяющие область использования его в различных отраслях промышленности. Для познания условий образования и оценки качества пьезооптического кварца и кварца для плавки оптического стекла большое значение имеют структурные примеси, входящие в кристаллическую решетку кварца (Al^{+3} , Ge^{+4} , Ti^{+4} , Fe^{+3} , Mg^{+2} и др., а также ионы-компенсаторы Na^+ , X^+ , Li^+ , H^+ и др.).

Ряд структурных примесей в кварце под действием ионизирующей радиации образуют центры окраски, которые могут фиксироваться оптическими методами или визуально, что позволяет широко использовать эту информацию в геологической практике (метод γ -декорирования). Изменения состава и особенностей распределения структурных примесей в кристаллах кварца находят отражение в зонарности и секториальности. Последние существенно влияют на изменчивость физических свойств кварца и отражают условия его образования в процессе роста кристаллов (Колбин и др., 1973). Зонарность и секториальность в кристаллах кварца проявляются через полихромию и интенсивности радиационных окрасок.

Смена состава и кислотности-щелочности среды минералообразования фиксируется в кристаллах кварца через смену типов радиационной окраски, ее полихромию (табл. I).

Таблица I

Кислотность-щелочность среды	Тип радиационной окраски	Примесные центры окраски	Источник информации
Кислотная	Радиационно-устойчивая (бесцветная)	Алюмо-водородные	Балицкий и др., 1969; Штернберг и др., 1969
Кислотная и нейтральная	Аметистовая	Железо-алюмо-водородные (щелочные - калиевые)	Балицкий и др., 1970; Цинобер, Самойлович, 1971
Кислотная Щелочная	Цитриновидная ^х и комбинированное	Алюмо-водородные и алюмо-водородно-щелочные с Li , Be , Ba	Цинобер, Самойлович, 1971; Балицкий, 1972; Балицкий и др., 1970.
Слабо щелочная	Дымчатая	Алюмо-щелочные	Цинобер, Самойлович, 1971; Балицкий, 1972;
Щелочная	Морионавая	Алюмо-щелочные	и др.

^хПо вопросу кислотности-щелочности среды при образовании кварца с цитриновой окраской имеются противоречивые высказывания (Цинобер, Самойлович, 1971, стр. 184; Балицкий, 1972, стр. 137; Букаев, Ко-карев, 1972, стр. 112). Это объясняется наличием нескольких разновидностей кварца с цитриновидной окраской (иногда они отличаются по оттенкам: зеленоватый, коричневый, дымчатый и др.), которые связаны с различными типами центров и образуются в неодинаковых условиях. Идентификация их возможна только с применением данных ЭПР, оптической спектроскопии и термолюминесценции.

Природные кристаллы кварца имеют одну (монохромные на Урале) или несколько (полихромные на Украине) зон с разными типами радиационной окраски. Окраска, доведенная облучением до полного насыщения, в монохромных или в отдельной зоне полихромных кристаллов может иметь различную интенсивность и распределяться в пределах зон неодинаково. Интенсивность окраски коррелирует с концентрацией примесей (дымчатая с содержанием Al^{+5} , Na^+ , цитриновая - Li^+ ; аметистовая - Fe^{+3} ;

Цинобер, Самойлович, 1971; и др.) и зависит от температуры, щелочности минералообразующей среды (Балицкий и др., 1966; Балицкий, 1972; и др.). Характер изменения плотности окраски в зоне или в монохромном кристалле зависит от изменения во времени состава кварцобразующего раствора, скорости роста грани и ряда других факторов (Григорьев и др., 1969). Таким образом, зонарность кристалла отражает изменчивость условий роста отдельных слоев через распределение примесей в них.

В природных кристаллах кварца встречаются следующие виды зонарного распределения окраски: а) равномерная, свидетельствующая о стабильных условиях роста; б) с плавноувеличивающейся плотностью к концу роста кристалла; подобное распределение дымчатой окраски указывает на возрастание щелочности кварцобразующего раствора при постоянной или уменьшающейся температуре кристаллизации; в) с плавноуменьшающейся плотностью к концу образования зоны; для дымчатой окраски это может свидетельствовать о понижении температуры при постоянной щелочности; г) ритмично-чередующаяся; д) грубо- и тонкополосчатая; е) струйчатая и пятнистая (вторичная секториальность), которые отражают степень дефектности кристаллосыря (кристаллизационное двойникование, мозаичность).

Различия в скорости роста и способности к захвату примесей отдельными гранями проявляются в секториальном строении кристаллов. Секториальность наиболее четко обнаруживается в низкотемпературном кварце благодаря значительному отличию в скоростях роста граней положительного и отрицательного ромбодротов и призмы. Для высокотемпературного кварца секториальность менее характерна. Кроме того, для высокотемпературных кристаллов типично повышенное содержание примесей.

Дененом (Dennen a.o., 1970) предложено уравнение регрессии, на основании которого по количеству примеси алюминия в кварце можно определить температуру его образования:

$$y = 3,6(\pm 0,7)x + 33(\pm 3,0).$$

Определение температур по этому геотермометру для кварцев Украины и Урала показало, что для высоких и относительно низких температур результаты значительно отличаются от температур кристаллизации (или гомогенизации включений), установленных другими независимыми методами (табл. 2). Это может указывать (Dennen a.o., 1971) на то, что концентрация алюминия в кварцобразующем растворе для Украины была выше $1 \cdot 10^{-2}\%$, а для Урала — ниже этих значений.

Температура кристаллизации влияет не только на распределение примесей по зонам, слоям и пирамидам роста в кристаллах кварца, но и на неравномерную заселенность трех эквивалентных положений кремния в элементарной ячейке примесными ионами Al^{+5} , Fe^{+5} (возможно и дру-

Таблица 2

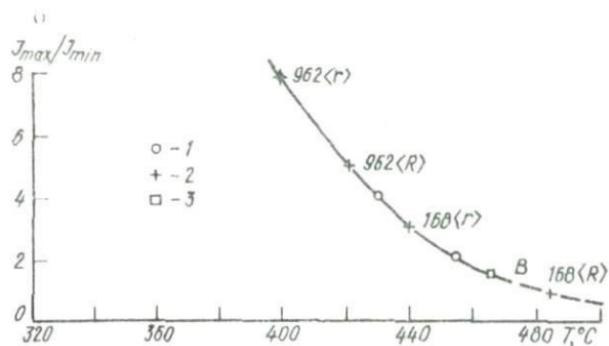
Номер образца	Тип радиационной окраски	Содержание примесей ($n \cdot 10^{-4}$ вес.%)								Центры ЭПР (усл. ед.)	
		Al	Tl	Fe	Mn	Mg	Na	K	Li	Al	Be
I	Радиационно-устойчивая I	350	32	72	0,5	39	2,8	3	33	Не опр.	Не опр.
2(B)	Цитриновидная	250	26	16	2	1	3	5	25	300	100
3	Морионовая	140	50	20	Не опр.	Не опр.	1,3	5	15	Не опр.	Не опр.
4(962-г)	Дымчатая	22	I	8	0,3	2,6	2	2	1,2	160	20

Продолжение табл. 2

Al-геотермометр	Температура кристаллизации в °C по:		Температура гомогенизации включений, °C	Добротность, $n \cdot 10^6$	Коэффициент поглощения, см ⁻¹		
	данным ЭПР	косвенным геологическим методам			λ 220 нм	λ 450 нм	λ 3000 нм
I293±248	Не опр.	>573	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
933±178	470	<573(550-450)	320	4,6	2,64	0,528	0,470
537±101	Не опр.	<573(450-300)	300		Не опр.	Не опр.	Не опр.
110±18	400	<573(450-300)	200	6,0	0,396	0,198	0,310

Примечание. Образцы кварца № I, 2(B), 3 - из пегматитов Украины; № 4(962-г) - из кварцевых жил Урала.

тих), что фиксируется по наличию аномального плеохроизма и спектром ВИР (Цинобер и др., 1967; Цинобер, Самойлович, 1971).



Определение температур образования кристаллов кварца Украины и Урала по величине аномального плеохроизма (кривая - по данным для искусственного кварца из пирамиды отрицательного ромбоэдра, <*r*>):

1 - точки для искусственного кварца; 2 - для кристаллов кварца Урала; 3 - для кристаллов кварца Украины.

Наиболее четко эта неоднородность проявляется для кварца с дымчатой радиационной окраской при температуре образования ниже 450 - 500°C (рисунок). Неравномерность примесных дефектов для определенных положений кристаллической решетки с понижением температуры увеличивается. Отношение концентраций примесей алюминия с максимальной и минимальной заселенностью для двух кристаллографических направлений эквивалентно I_{\max}/I_{\min} . Значения I_{\max}/I_{\min} возрастают с понижением температуры кристаллизации кварца. Эта зависимость проявляется в пирамидах роста отрицательного и положительного ромбоэдров по-разному, что необходимо учитывать при определении температур роста кристаллов кварца.

Изучение внутреннего строения кристаллов кварца Украины и Урала с применением метода γ -декорирования показало следующее. Для Украины характерны полихромные, хотя встречаются и монохромные, кристаллы. Типы радиационной окраски: цитриново-дымчатая (Самойлович и др., 1973); дымчатая, переходящая в морионовую и аметистовую. Встречаются также бесцветные неокрашенные зоны. Если первые два типа окраски встречаются довольно широко (особенно второй), то третий тип и бесцветные зоны распространены значительно реже в виде зон высокотемпературного α -кварца или маломощных зон и "рубашек" во внешней части кристаллов. Наряду с этим были встречены и отдельные бесцветные дипирамидальные кристаллы кварца с радиационно-устойчивой окраской в некоторых пегмати-

товых телах. В кристаллах обнаруживаются почти все виды зонарности (наиболее характерные а, б, д). Секториальность проявлена у большинства кристаллов, но в значительной части только во внешних зонах, что указывает о начале роста их при высоких температурах. Последнее также подтверждается присутствием "сотовой трещиноватости".

Анализ зонарной полихромии и зонарности в кристаллах кварца для ряда пегматитовых тел указывает на постепенное возрастание щелочности в системе от возможно слабо кислых или нейтральных в начале роста (центральные части с радиационно-устойчивой I и высокотемпературной цитриновидной) до щелочных (внешние морионовые зоны), которые сменялись на кислые (аметистовая и радиационно-устойчивая II). Такая последовательность зон выдерживается не во всех пегматитовых телах и характерна только для некоторых из них.

В ряде месторождений Урала тип радиационной окраски бывает выдержан для месторождения и даже групп месторождений: в кристаллах кварца фиксируется только одна зона с дымчатой радиационной окраской. В кристаллах кварца отмечены все виды зонарности, но в отличие от украинских в них часто наблюдается струйчатое распределение окраски, что указывает на большую скорость роста.

Состав и количество примесей в кварце влияют на его физические свойства и определяют качество пьезооптического кварца и кварца для плавки оптического стекла (добротность, поглощение в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной области спектра). Стабильность качественных характеристик сырья определяется степенью его однородности, т.е. особенностями распределения примесей по зонам, слоям, пирамидам роста. Результаты изучения физических свойств пьезооптического кварца и кварца для плавки Украины и Урала показали существенное различие их по добротности и поглощению в разных частях спектра (табл. 2).

НОВЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

Л.Н. Хетчиков, С.В. Колодиева, Б.А. Колбин, Н.П. Гаврилко, В.Е.Хаджи
(Всесоюзный научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья, г.Александров)

Применяемые в качестве типоморфных признаков минералов электрические характеристики - коэффициент ТЭДС, удельное сопротивление ρ и диэлектрическая проницаемость ϵ , измеренные при температурах, близких к комнатным, - являются недостаточно информативными для диагностики термодинамических условий минералообразования. Это связано с тем, что указанные характеристики зависят в значительной степени от состояния среды, в которой проводятся измерения: ее состава, влажности, колебаний температуры. Даже вариации режима измерений - питающего напряжения, способа нанесения электродных покрытий, силы давления токопод-

водящих электродов на образец – существенно искажают результаты измерений. Обусловленная перечисленными причинами неоднозначность определяемых экспериментально ρ , ϵ и ТЭДС может привести к установлению ложной конвергенции минералов и, следовательно, затруднениям в расшифровке их условий образования.

Проведенный детальный анализ электрических свойств с позиций пригодности их применения в качестве объективных типоморфных признаков позволил выделить три основных параметра: энергию активации процесса электропроводности – E , температуру релаксационного максимума $tg\delta - T_m$ и температуру окончания "ступеньки" на графиках $lg\rho(\frac{1}{T}) - T_2$.

Энергия активации E представляет собой энергию, необходимую на "отрыв" и диффузию точечного дефекта, и рассчитывается по зависимостям удельного сопротивления минерала от температуры по известной формуле Раша-Хинрихсена $\rho = \rho_0 e^{\frac{E}{kT}}$. Следовательно, величина E является чувствительным индикатором энергетического положения электрически активных точечных дефектов в кристалле.

Электрически активные точечные дефекты способны релаксировать в кристалле при наложении переменного электрического поля. Согласно классическому уравнению Дебая $tg\delta = A \frac{\omega t}{1 + (\omega t)^2}$ (t – время релаксации; ω – частота измерения; A – константа), и следовательно, будет иметь максимум при условии $\omega t = 1$. При фиксированной частоте измерения необходимость выполнения условия максимума $tg\delta$ приводит к прямой зависимости температуры T_m максимума $tg\delta$ от величины E , поскольку $t = t_0 e^{\frac{E}{kT}}$, где t_0 – период собственных колебаний структурной единицы.

На кривых $lg\rho(\frac{1}{T})$ обнаружена аномалия – наличие участков с нулевым или положительным температурным коэффициентом ρ – "ступеньки". Температуры окончания "ступенек" (T_2) практически совпадают с температурами гомогенизации газово-жидких или расплавных включений, определяемых в кристаллах методами термобарометрии.

Использование предлагаемых параметров в качестве типоморфных признаков минералов является перспективным, поскольку они не подвержены перечисленным выше воздействиям внешней среды при измерениях и дают объективную информацию о типе и энергетическом распределении дефектов структуры в объеме кристалла, а также сведения о температурах гомогенизации включений, размеры которых находятся за пределами разрешения современных микроскопов.

Опробование параметров E , T_m и T_2 было проведено на визуально бездефектных образцах, приготовленных из моноблоков пьезокварца разных месторождений, а также различных гнезд в пределах одного из месторождений Урала. Экспериментальные результаты приведены в таблице.

Место взятия образца (месторождение, гнездо)	№ образца	E , ккал/моль	T_g , °C
Украина	I	19	300
"	2	22	310
Якутия	3	19,5	317
Памир	4	18	310
Урал, м-ние В гнездо I	I52	20-23	222
" "	I53	25	203
" " A	I63	23	270
" "	2	II8	22
" "	3	I076	19
" "	4	I68	26
" "	4	A	26
" "	4	888	21
" "	4	962	22

Как видно из таблицы, температуры гомогенизации включений в кристаллах кварца из разных месторождений и различных гнезд, определенные по электрическому параметру T_g , различаются между собой, причем наблюдаемые различия соответствуют определениям температур гомогенизации другими методами.

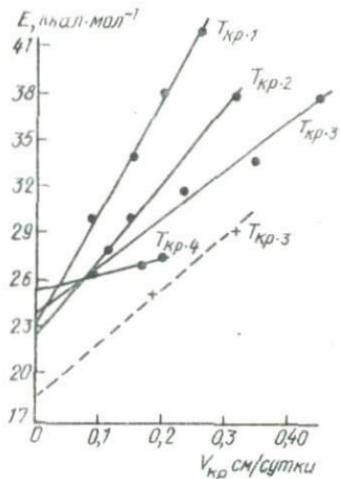
Величина T_g в пределах кристалла уменьшается от внутренних зон роста к внешним, фиксируя спад температур в процессе роста кристаллов, который составляет по отдельным кристаллам одного из месторождений Урала до 20°C и более. Различия между максимальными и минимальными значениями T_g по некоторым кристаллам одного гнезда составляет $\sim 40^{\circ}\text{C}$, а по месторождению - 70°C .

Кроме температур образования, по электрическим параметрам можно судить о составе минералообразующих растворов и скорости роста.

Величина $E = 23 \pm 2$ ккал/моль соответствует энергии активации ионов Na^+ , а $E = 18 \pm 2$ ккал/моль ионов Li^+ , а соответствующие значения T_m равны 225 ± 10 и $190 \pm 10^{\circ}\text{C}$. Минералообразующие растворы при росте исследованных кристаллов Якутии, некоторых кристаллов Памира и Украины (вернее отдельных зон кристаллов) были обогащены литием, а остальных кристаллов - натрием (см. таблицу).

В качестве иллюстрации возможностей параметра E для определения температур и скоростей роста природных кристаллов кварца на рисунке приведена серия графических зависимостей E от скорости роста (V_{kp}) при фиксированных температурах кристаллизации (T_{kp}). Эти зависимости получены для образцов синтетического кварца, выращенных из содового раствора в заданных термодинамических условиях.

При наличии аналогичных серий кривых $E(V_{kp})$ при $T_{kp} = \text{const}$ и $P = \text{const}$ или $E(T_{kp})$ при $V_{kp} = \text{const}$ и $P = \text{const}$ для различных по химизму, кислотности-щелочности и концентрации растворов и информации о составе газово-жидких включений в природных кристаллах вполне реальным является определение по ним скорости и температур кристаллообразования.



Зависимость энергии активации от скорости роста кварца при температурах кристаллизации $T_{kp.1} < T_{kp.2} < T_{kp.3} < T_{kp.4}$ для кристаллов, полученных в растворе Na_2CO_3 , x -с добавлением солей лития.

Кроме того, по электрическим параметрам можно определить дозу природной радиации. Подбором доз облучения установлено, что образцы кварца Украины (центральная часть кристалла) получили в природных условиях дозу γ -радиации $\sim 10^6$ рад, а морионы (внешняя часть) - более 10^8 рад.

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСНОГО СОСТАВА КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА НА СВОЙСТВА КВАРЦЕВОГО СТЕКЛА (на примере кварца Украины и Урала)

Э.М. Ташкер

(Всесоюзный научно-исследовательский институт синтеза минерального сырья, г. Александров)

Твердые минеральные и газово-жидкие включения, а также структурные примеси, развитые в кристаллах кварца, играют существенную роль при кристаллизации стекла и соответствующе отражаются на его свойствах.

Наиболее отрицательно воздействуют на качество кварцевого стекла твердые минеральные примеси. В зависимости от химического состава минералов они способствуют образованию в кварцевом стекле концентрированных включений, нарушающих однородность стекла и резко снижающих его оптические свойства и светопропускание во всех областях спектра (Кинд, Стародубцева, 1958; Щеколдин и др., 1968).

Отрицательная роль газово-жидких включений состоит в том, что они несут химические соединения, нарушающие однородность кварцевого стекла. Кроме того, при безвакуумных методах наплава газово-жидкие включения способствуют образованию в кварцевом стекле мелких газовых пузырьков, снижающих пропускание лучей в широком диапазоне волн, особенно в ультрафиолетовой области спектра (табл. I).

Таблица I

Характеристика образцов кварца (Украина)	Показатель светопропускания наплавленного кварцевого стекла, %		
	220 ММК	250 ММК	300 ММК
Кристаллы густодымчатого кварца без газово-жидких включений	71	85	93
То же с газово-жидкими включениями	77	93	97

Структурные примеси в кварце, суммарное количество которых обычно не превышает 0,01%, оказывают меньшее влияние на свойства кварцевого стекла, чем твердые и газово-жидкие. Такие металлы, как марганец, кобальт, железо и другие образуют устойчивую окраску стекла, а натрий, алюминий и другие - понижают или повышают его вязкость (Ботвинин, Запорожский, 1965). При этом большое значение имеет характер

Таблица 2

Характеристика образцов кварца (Украина)	Содержание элементов-примесей в кристаллах кварца в $\text{pp} \cdot 10^{-4}$ вес. %						Показатель светопропускания наплавленного кварцевого стекла, %		
	Al	Ca	Na	Ti	Fe	Mn	220-230 - ММК	250-260 - ММК	300 ММК
Кристаллы густо-дымчатого кварца без включений	45	5	10	8	9	2	77-80	90-93	97
Кристаллы бледно-дымчатого кварца без включений	13	5	6	1,2	7	3	89-91	92-94	97

вхождения примесей в решетку кварца. На примере кристаллов кварца Украины и Урала (табл. 2) видно, что повышенные содержания алюминия, титана и натрия в кварце Украины снижают показатель светопропускания направляемого кварцевого стекла в области 220 - 230 ммк.

ОБ АУТИГЕННОМ КВАРЦЕ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ПАЛЕОГЕНА ПЛАТФОРМЕННЫХ ФАЦИЙ УКРАИНЫ

Н.Н. Цихоцкая

(Институт геологических наук АН УССР, Киев)

Аутигенный кварц встречается в песчаниках наиболее мелководных морских фаций нижнего и среднего зоена, развитых в Днепровско-Донецкой впадине, на северо-восточном склоне Украинского щита и северной окраине Донбасса, а также в песчаниках континентальных фаций среднего зоена Украинского щита. Обычно это очень крепкие кварцитовидные породы, в которых кварц самостоятельно цементирует обломочный материал или (реже) вместе с другими минералами кремнезема.

Цементация разнофациональных песчаников палеогена только аутигенным кварцем шла за счет одно- или многоразовой регенерации им об-

ломочного кварца. При многоразовой регенерации зерна обломочного кварца всегда обрастили сначала одной или двумя каемками аутигенного кварца, благодаря чему происходило соприкосновение зерен и возникновение пор, в которых развивалась последующая регенерация. Наблюдается часто неоднократное (трех - шестикратное) нарастание регенерационных каемок. Ширина каждой из них 0,002 - 0,004 мм, количество их и особенно ширина последней каемки зависит от величины поры. Регенерированная часть обломочного кварца характеризуется отсутствием включений, что особенно четко проявляется в зернах, которые ими обогащены. Особый интерес представляет песчаник среднеэоценового возраста из г. Новгорода-Северского Черниговской обл., в котором наблюдается десяти - двенадцатиразовое образование регенерационных каемок аутигенного кварца, осложненное дальнейшей его раскристаллизацией с возникновением волокнистых агрегатов.

Аутигенный кварц в некоторых песчаниках континентальных фаций представлен зернистыми агрегатами (размер зерен 0,03 - 0,04 мм). Иногда наряду с образованием зернистых агрегатов (размер зерен 0,004 - 0,01 мм) местами происходила как одноразовая регенерация обломочного кварца, в результате которой появились разобщенные удлиненные кристаллы с пирамидальной вершиной размером до 0,17 мм, так и многоразовая регенерация, благодаря которой кварцевые зерна срослись и возникла кварцитовидная структура (углисто-кремнистый песчаник из с. Родионовка Кировоградской обл.).

В песчаниках, цемент которых представлен несколькими минералами кремнезема, аутигенный кварц встречается редко; в них он выполняет центр некоторых пор в виде монокристалла неправильной формы. Обычно же распределение минералов кремнезема в цементе таких песчаников происходит в следующей последовательности. Зерна кварца и глауконит полностью оконтурены нормально-волокнистыми агрегатами люссатита в виде каемки, ширина которой в разных песчаниках изменяется от 0,003 до 0,016 мм. Зерна могут быть окаймлены также криптозернистым люссатитом, который разъедает их края иногда до полного замещения. Ближе к центру поры, между люссатитом и монокристаллом аутигенного кварца, наблюдаются нормально-волокнистые агрегаты халцедона, имеющие светло-серую и белую интерференционную окраску (длина волокон 0,02 - 0,03 мм).

Нахождение аутигенного кварца в песчаниках нижнего и среднего эоцена доказывает, что для образования данного минерала не требовалось высоких температур и давления. Точечное выявление таких пород свидетельствует о том, что только местами как на суше, так и в очень мелководной части моря создавались такие условия, при которых возможно было неоднократное осаждение двуокиси кремнезема. Этому способствовало интенсивное выветривание кристаллических пород на Украинском щите и массовый вынос SiO_2 в морской бассейн.

О СИЛИЦИТЕ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ КАРБОНА ДОНБАССА

Ю.А. Борисенко

(Государственный университет, Харьков)

Кварц в карбоне Донбасса встречается в основном в следующих трех видах. В качестве обломочных частиц или цемента он является основным компонентом песчано-алевритовых пород, где содержание его может достигать более 90%. Намного реже встречается жильный гидротермальный кварц, распространение которого по площади Донбасса и в разрезе карбона подчинено определенной зональности (Борисенко и др., 1966). Наконец, в карбоне Донбасса отмечаются конкремионные кремнистые образования, приуроченные в большинстве случаев к карбонатным породам, где они располагаются по напластованию. Сливаясь друг с другом, кремнистые конкреции иногда образуют тонкие пропластики, мощность которых обычно не превышает нескольких сантиметров.

Других проявлений кварцевой минерализации помимо названных в карбоне Донбасса обнаружить долго не удавалось. Поэтому находка и картирование пласта силицита в верхнем карбоне Дружковской антиклинали на северо-западной окраине Донбасса, выполненные геологами Х.И. Чубинидзе и Н.А. Лейе, послужили причиной тщательного изучения этого уникального образования.

Пласт силицита встречен на северо-восточной окраине г. Дружковки. Простирается он с северо-запада на юго-восток по южному крылу Дружковской антиклинали вплоть до северного ее замыкания. Прослеживается пласт на протяжении 10 км то по сплошному выходу на поверхность, то по отдельным разрозненным обнажениям. Одиночные обнажения на правом берегу р. Казенный Торец приурочены уже к северному крылу Дружковской антиклинали. В южной части антиклинали, юго-восточнее б. Грузский пласт исчезает, замещаясь аллювиальным песчаником.

Стратиграфически пласт силицита приурочен к 40-метровой пачке морских темно-серых аргиллитов авиловской свиты верхнего карбона и расположен согласно напластованию примерно в 10 - 15 м ниже группы известняков 0₇. Внешне это массивная, очень тонкозернистая порода от серого до темно-бурого цвета, местами со слабым ожелезнением в виде полос или пятен, иногда с дендритами марганцевых окислов, с раковистым изломом, проходящим по наслоению. При выветривании образуется грубо-плитчатая отдельность, а на поверхности - остроугольная, грубочешуйчатая дресва или щебень. Мощность пласта имеет небольшие колебания на всем протяжении от 1,4 до 0,9 м. Благодаря достаточно большой мощности и своеобразному облику, резко отличному от вмещающих пород, пласт силицита имеет замечательные маркирующие свойства в районе распространения.

Петрографическое описание образцов, взятых из разных обнажений, показывает большое их сходство. Основная масса породы представлена аморфным или полукристаллическим кремнистым веществом. Она настолько однородна, что при вращении столика микроскопа практически не светлеет при скрещенных николях. Иногда удается отмечать весьма неясную микрослоистость с шириной слоек от 0,2 до 2 мм, обусловленную неравномерной примесью гидроокислов железа. Чаще гидроокислы железа равномерно распределены по всей массе породы. Максимальное содержание их не превышает нескольких процентов.

В основной массе значительна примесь глинистых минералов и чрезвычайно мелких, расщепленных светлых чешуек гидрослюды. Количество их колеблется в пределах 5 - 15%. Удается различать также угловатые, вероятно, вторичные зерна кварца алевритовой размерности, но количество их никогда не превышает 10 - 15%. Иногда наблюдаются участки, сложенные зернами кварца средней размерности.

Химический состав породы: SiO_2 - 75,4%, $Al_2O_3 + TiO_2$ - 16,7%, Fe_2O_3 - 1,4%, CaO - 0,5%, MgO - 0,23%, SiO_3 - 0,01%, п.п.п. - 5,76%.

Результаты петрографического изучения и форма геологического тела позволяют предполагать образование силицита в процессе локальной подводной вулканической деятельности, проходившей в позднем карбоне одновременно с морским осадковакоплением. Судя по современному выходу, площадь, занимаемая пластом силицита в доинверсионном положении, по-видимому, достигала нескольких десятков квадратных километров. Приуроченность пласта к осевой части Дружковской антиклинали свидетельствует о значительной тектонической активизации этой части региона в позднекаменоугольную эпоху.

Следовательно, силицит не может быть опоставлен с довольно типичными для донецкого карбона кварцевыми песчаниками, поскольку в нем, как указывалось, почти не наблюдается зернистость. При довольно слабом метаморфизме карбона Дружковской антиклинали, достигающем применительно к углюм группы Л, монолитный сливной кварцевый песчаник образоваться не мог. Вышележащие и нижележащие песчаники довольно слабо скементированы глинистым или карбонатным цементом. Кроме того, в силиците совершенно отсутствуют аксессорные минералы и полевые шпаты, содержание которых достигает нескольких процентов в любом кварцевом песчанике.

Кремнистые конкреции обычно имеют мономинеральный состав, но в отличие от данного случая они, как правило, лишены сколько-нибудь заметной примеси песчано-глинистого материала (Зарипский, 1970). Кроме того, размеры тела несопоставимы с самыми большими конкреционными образованиями.

Таким образом, в карбоне Донбасса может быть выделен новый тип пород - силицит, образовавшийся в своеобразных фациальных условиях.

Содержание

Лазаренко Е.К., Павлишин В.И. Типоморфные особенности кварца.....	3
Мицюк Б.М. Механизм переноса и кристаллизации кремнезема в гидротермальных условиях.....	11
Возняк Д.К., Каложный В.А. Растресканные включения и их значение для восстановления РТ-условий минералообразования (на примере кварца пегматитов Волыни).....	18
Захарченко А.И. О генезисе и особенностях формирования кварцев различных зон пегматитов.....	24
Каложный В.А., Матвиенко А.Д. Особенности распределения эндогенной углекислоты (по включениям флюидов) и возможности установления генетических типов кварца и других минералов в гранитах пегматитового поля Волыни.....	26
Булгаков В.С., Бурлаков В.Н., Весельев А.С. Характеристика различных морфологических типов кварца камерных пегматитов Волыни.....	29
Сорокин Ю.Г., Перегуда А.И. Особенности строения камерных пегматитов Волыни и образования в них кристаллов кварца.....	30
Мужановский Ф.В., Батаев О.Г., Зайков Б.А. О кварце как показателе пьезоэлектрического эффекта горных пород.....	33
Лукашенко Н.Г., Аксельрод М.Ш., Мужановский Ф.В. Типоморфные особенности кварца в гранитах, вмещающих камерные пегматиты.....	35
Лазаренко Е.Е. Некоторые типоморфные особенности кварцев пегматитов окраин Володарск-Волынского пегматитового поля.....	37
Братусь М.Д. Некоторые типоморфные признаки кристаллов кварцев из пегматитов Корсунь-Новомиргородского plutона.....	43
Мамчур Г.П., Матвиенко А.Д., Ярынч О.А. Об условиях образования кварца в пегматитах Волыни по изотопному составу углерода CO_2 включений.....	45
Кушеев В.В. Динамика формы кристаллов кварца в процессах минералообразования.....	48
Вынар О.Н. Типоморфные признаки кварца из постмагматических образований Волыни.....	54
Гигамвили Г.М. Типоморфные особенности кварцев метасоматических зон пегматитов заноршевого типа как оценочный критерий на качество кристаллосирья	58
Ремешило Б.Г. Типоморфные особенности парагенетических с кварцем бериллиевых минералов заноршевых пегматитов Волыни.....	61
Шейгац Н.П., Василишин И.С., Панчяенко В.И. Особенности размещения пегматитов Волыни.....	63

Вальтер А.А. Кварц - индикатор ударного метаморфизма в породах Украинского щита.	64
Ширица А.С. Кварц жильных образований Донбасса и особенности его генезиса.	70
Захиха Б.В., Куровец М.И., Любинецкая А.В. Типоморфизм кварца Закарпатья.	74
Возняк Д.К., Квасница В.Н., Галабурда Ю.А. Типоморфные особенности "мармарошских диамантов"	79
Майский Ю.Г. Некоторые типоморфные особенности кварца из гидротермальных Центрального Донбасса.	82
Горовой А.Ф. Кварц ртутных месторождений Никитовского рудного поля в Донбассе.	86
Галабурда Ю.А. Кварц железистых пород Криворожского бассейна.	92
Франк-Каменецкий В.А., Каменецев И.Е. Микроизоморфизм в кварце как критерий структурного типоморфизма.	94
Серебренников А.И. Типоморфные особенности окраски и термолюминесценции кварца.	98
Цинобер Л.И., Хаджи В.Е., Цыганов Е.М., Самойлович М.И. Примесь железа в кварце и связанные с ней центры окраски.	104
Доломанова Е.И., Боярская Р.В., Горбатов Г.А., Пилоян Г.О. О зависимости температуры инверсии и диэлектрической проницаемости кварца от его химического состава.	106
Колбин Б.А., Малышев А.Г., Самойлович М.И., Цинобер Л.И. Типоморфное значение примесей в кристаллах кварца для оценки условий образования и качества сырья (на примере Украины и Урала).	109
Хетчиков Л.Н., Колодиева С.В., Колбин Б.А., Гаврилко Н.П., Хаджи В.Е. Новые типоморфные признаки кристаллов кварца.	114
Ташкер Э.М. Влияние примесного состава кристаллов кварца на свойства кварцевого стекла (на примере кварца Украины и Урала).	117
Цихоцкая Н.Н. Об аутогенном кварце из песчаников палеогена платформенных фаций Украины.	118
Борисенко Ю.А. О силициите из отложений карбона Донбасса. .	120

ТИПОМОРФИЗМ КВАРЦА УКРАИНЫ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР
и Президиума Украинского минералогического общества

Редактор В.А.Булкина
Обложка художника А.В.Марченко
Художественный редактор Н.И.Возный
Технический редактор Т.М.Зубрицкая
Корректор Л.С.Опенько

81

Подписано к печати 9.УШ 1974 г.БФ 02428. Бумага офс. № 2.
80x84 1/16. Усл. печ. листов 7,20. Учетно-изд. листов 8,06.
Тираж 500. Зак. № 4571. Изд. № 4521. Цена 48 коп.

Изательство "Наукова думка". Киев, Репина, 3.
Киевская типография научной книги Республиканского производствен-
ного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР. Киев, Репина, 4.

48 коп.

«НАУКОВА ДУМКА»