

Д. П. ГРИГОРЬЕВ · А. Г. ЖАБИН

ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

М И Н И С Т Е Р С Т В О Г Е О Л О Г И И С С С Р

И Н С Т И Т У Т М И Н Е Р А Л О Г И И , Г Е О Х И М И И И К Р И С Т А Л Л О Х И М И И
Р Е Д К И Х Э Л Е М Е Н Т О В

М И Н И С Т Е Р С Т В О В Ы С Ш Е Г О И С Р Е Д Н Е Г О С П Е Ц И А Л Ь Н О Г О
О Б Р А З О В А Н И Я Р С Ф С Р

Л Е Н И Н Г Р А Д С К И Й Г О Р Н Ы Й И Н С Т И Т У Т И М . Г . В . П Л Е Х А Н О В А

549+548

Д. П. ГРИГОРЬЕВ, А. Г. ЖАБИН

ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

ИНДИВИДЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1975



1179

Онтогенез минералов (индивиды). Григорьев Д. П., Жабин А. Г.
М., изд-во «Наука», 1975 г.

Онтогенез минералов — основной раздел генетической минералогии, исследующий зарождение, рост и преобразование минеральных индивидов и агрегатов. Онтогенетические исследования позволяют получить обильную генетическую информацию, которая является исходной, первичной во всех науках геологического семейства, изучающих минералы и агрегаты — горные породы и руды.

В книге, представляющей онтогенез индивидов, описано зарождение минеральных индивидов, их рост и изменение под влиянием различных геолого-геохимических факторов.

Табл. 39. Илл. 236. Библ. 603 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР

Л. Н. ОВЧИННИКОВ

На фронтиспise

Синтектонический пойкилобласт граната, испытавший вращение;
кристаллические сланцы Сулителмы, Норвегия, по Уилсону

ОТ РЕДАКТОРА

В наше время минералогические исследования уже немыслимы без тонких физических приборов и всех прочих технических совершенств, которыми ныне пользуются естественные науки.

Быть может, поэтому у некоторых геологов кружится голова от полноты чувств и высказываются мысли о невозвратности тех времен, когда основным орудием минералога были молоток и лупа. Подобное желание «разгрузить» мозг и передать его функции машине довольно традиционно и характерно не только для геологии.

Однако гениально простые орудия — молоток и лупу — необходимо защищать.

В каждой из естественных наук есть некоторый вполне определенный комплекс наблюдений, который следует назвать первичным, исходным, начальным. С наблюдений и начинается процесс исследования, познания и лишь после их интерпретации — «прочтения» — и возникают наши представления о предмете, гипотезы и, наконец, теории. В целом семействе геологических наук — в минералогии, петрографии, литологии, учении о полезных ископаемых исследование начинается с наблюдения над камнем.

Отбив молотком кусок горной породы или руды, мы делаем первый шаг навстречу той информации, с прочтения которой могло бы начаться познание. Могло бы начаться, если исследователь сможет свои зрительные образы интерпретировать в генетических терминах. Если же исследователю неизвестна эта Азбука генетической минералогии, то процесс исследования так и не начнется, и в этом случае молоток будет бесполезным орудием.

Давно известно, что задавать Природе вопросы — дело достаточно простое; самое главное — уметь прочесть ее ответы. Эту принципиальную особенность хорошо сформулировал А. И. Герцен: «Для того, чтобы сделать дельный вопрос, надобно непременно быть сколько-нибудь знакомому с предметом, надобно обладать своего рода предугадывающею проницательностью»¹.

Предлагаемая Вашему вниманию монография Д. П. Григорьева и А. Г. Жабина и служит этой цели — научить читать на минерале (индивиде)

¹ А. И. Герцен. Дилетантизм в науке. Соч., т. 2. Изд-во Худож. лит-ры. М., 1955, стр. 17.

и горной породе (агрегате) эту генетическую информацию, которая записана самой Природой на них самих в виде их свойств и особенностей.

Методические приемы считывания генетической информации, применяемые при исследовании минералов Земли, применены к метеоритам, а с недавнего времени и к минералам коллекций горных пород, доставленных с Луны.

Успешное получение информации методами онтогении минералов при изучении земных и внеземных (космических) объектов показало, как земная минералогия становится космической.

В современную эпоху космических исследований либо возникают новые — применительно к космосу — научные отрасли и направления, либо исконные земные науки расширяют область своего приложения.

Особая ценность данной монографии состоит в том, что минералоги и петрографы, непосредственно участвующие в поисково-разведочных работах, получают возможность правильно диагностировать многочисленные благоприятные в отношении оруденения признаки, выработанные многовековой практикой.

Испытали ли руды метаморфизм вместе с вмещающими их породами и одновременно или последовательно росли рудные минералы, как возникали в природе совершенные кристаллы, каков механизм роста метакристаллов, пойкилобластов, скелетных, дендритных кристаллов, псевдоморфоз — подобные вопросы невозможно решать без знаний, накопленных минералогией, и без методических приемов исследования, предлагаемых — онтогией минералов.

Именно поэтому «Онтогения минералов» должна быть настольной книгой минералогов, петрографов, литологов, геологов-рудников, преподавателей геологических техникумов, вузов и геологических факультетов университетов.

Л. Н. Овчинников

ВВЕДЕНИЕ

Реальные минералогические знания составляют законы и правила науки, зафиксированные в качествах кристаллов, зерен и агрегатов, слагающих руды и горные породы. Природные объекты несут в себе полную информацию об условиях и процессах минералообразования. Знания о минералообразовании стали значительно углубляться и расширяться в связи с развитием нового раздела генетической минералогии, получившего название *онтогении минералов*.

Представление об *онтогении минералов* было высказано на юбилейной сессии Всесоюзного минералогического общества в 1947 г. (Григорьев, 1947).

Встреченное одними голосами «pro», другими категорически «contra», новое направление в последующие годы неуклонно расширялось, привлекало все больший круг сторонников и показывало способность давать интересные результаты для решения серьезных вопросов теоретической и практической минералогии.

Представление об онтогении минералов возникло не случайно, а в связи с появлением новых задач минералогии как реакции на запросы практики и отражение тенденций развития физики и химии твердого тела.

Полезно бросить взгляд на историю учения о генезисе минералов, уделяя главное внимание русской, советской науке.

В ее развитии можно различать определенные периоды (говоря только о новейшей истории науки).

Первый отрезок истории нашей науки — это время самой постановки вопроса о том, что минералы не извечно существуют, а образуются в течение геологической истории. Этот период связан с борьбой против учения церкви о «сотворении» мира. Особенно энергично восставал против веры в библейские предания зачинатель современной минералогии в России М. В. Ломоносов. Он тщательно собирал все наблюдения над современным минералообразованием, приводя их в качестве совершенно очевидных доказательств того, что минералы существуют не вечно, а возникают и затем подвергаются различным преобразованиям.

Позднее, в 1775 г., преемник М. В. Ломоносова по кафедре в Академии наук академик К. Лаксман придерживался отживающих геологических взглядов. Вероятно, он не продолжал начатых М. В. Ломоносовым работ, но в конце концов научные наблюдения одержали победу над положениями теологии. В минералогии стали распространяться генетические взгляды. В это время (последняя четверть XVIII в. — начало XIX в.) происходил всем известный острый спор «нептунистов» и «плутонистов» относительно образования горных пород и рудных жил, сыгравший значительную роль в распространении интереса к генетическим исследованиям.

Прогрессивные мысли о генезисе минералов высказывал академик В. М. Севергин. Он уже сознавал, что «природа, в непрерывном находясь движении из самого разрушения ... новые тела образует», что «все должно родиться, быть и умереть». Обращая внимание на взаимосвязь рождения

одних и разрушения других минералов, В. М. Севергин писал: «...Хотя подземное богатство, с одной стороны, безмерно истощается, однако, с другой — оно через разрушение всех тел в природе вероятно обогащается» (Севергин, 1798, стр. 10).

Минералогия с конца XVIII в. изменяет свой характер — внимание минералогов устремляется в сторону описания минералов, открытия новых минеральных видов и разновидностей.

Для генетической минералогии это время сбора описательного материала имело особое значение. За вторую половину XIX в. минералогия накопила огромный запас фактов, продуктивно использованных затем и в генетической минералогии. Можно отметить, что морфология минералов, в значительной мере созданная трудами академика Н. И. Кокшарова (в 1852—1891 гг.), позднее была положена в основу генетического учения о типоморфных признаках, а многочисленные описания псевдоморфоз проф. И. Р. Блюма (работы 1833—1873 гг.), академика П. В. Еремеева (работы 1875—1898 гг.) и других послужили основой для выработки представления о минералогии как химии земной коры. Эту заслугу описательной минералогии можно оценить опять словами Ф. Энгельса: «Старый метод исследования и мышления, который Гегель называет «метафизическим», который имел дело преимущественно с вещами как с чем-то законченным и неизменным и остатки которого до сих пор еще крепко сидят в головах, имел в свое время великое историческое оправдание. Надо было исследовать вещи, прежде чем можно было приступить к исследованию процессов. Надо сначала знать, что такое данная вещь, чтобы можно было заняться теми изменениями, которые в ней происходят» (Ф. Энгельс, Людвиг Фейербах и конец классической немецкой философии. Госполитиздат, 1955, стр. 38).

Через некоторое время стала выясняться недостаточность описательной минералогии. Усиленно развивавшаяся с конца XIX в. промышленность потребовала резкого увеличения рудной базы, причем не только путем освоения новых далеких горных районов (так сказать, экстенсивным путем), но в особенности за счет открытий в уже известных и удобно расположенных областях — на Урале, Алтае, в Забайкалье (т. е. интенсивным путем). Тогда-то и стало выясняться, что успех поисков и разведок в значительной мере определяется представлениями о генезисе месторождений полезных ископаемых. Поэтому в последние десятилетия XIX и в первые десятилетия XX в. учение о рудных месторождениях начинает развиваться особенно быстро. В частности, выходит первый на русском языке курс «Рудные месторождения» проф. Горного института К. И. Богдановича (1912), целиком построенный на генетической основе. Перед минералогией со всей необходимостью встает задача разработки вопросов генезиса минералов.

Новые крупнейшие успехи генетической минералогии были достигнуты также в последние десятилетия XIX в. Характерная черта генетической минералогии указанного времени — это, прежде всего, новый подход к пониманию того, что относится к объектам минералогии.

Вопрос о понимании объектов минералогии имеет свою историю (Григорьев, 1956₂).

Минерал в изучающей его науке должен выступать как самостоятельное целое, что удобно представить в виде простой схемы (рис. 1). Отражая в себе в преломленном виде качества составляющих частей, т. е. атомов химических элементов, минерал как целое имеет свои индивидуальные свойства, отсутствующие у составляющих атомов и никак не являющиеся простой суммой качеств и свойств атомов. Вместе с тем минерал является

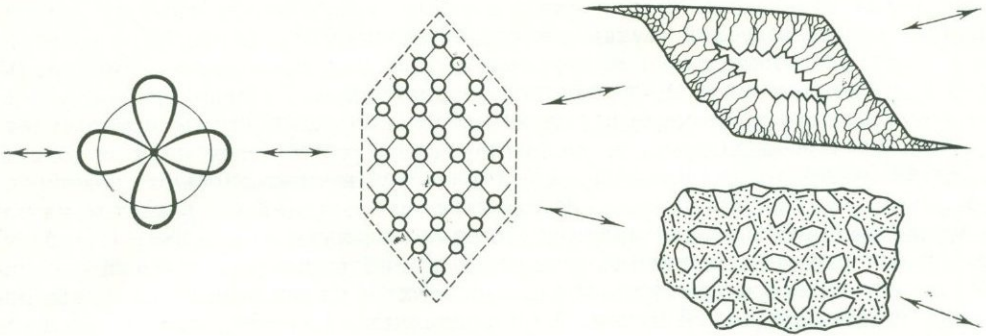


Рис. 1. Схема взаимоотношений объектов разной категории сложности: атом → кристалл → агрегат (объяснение дано в тексте)

только составной частью для месторождений и горных пород, а эти объекты имеют свои специфические качества.

Логично, чтобы минералогия была консолидированной наукой, охватывающей объекты одной категории сложности, — естественно выделяющиеся среди других природных тел, — минералы. Отыскивая специфические для своих объектов законы, наука о минералах представляет собой особую отрасль знания, самостоятельную при решении минералогических вопросов и в то же время взаимно связанную с сопредельными науками. Из них минералогия использует для своих целей как вспомогательные, с одной стороны, данные о составных частях минералов (т. е. атомов) из геохимии, а с другой — сведения из учения о минеральных месторождениях и петрологии о тех геологических телах, которые сложены минералами. Но исследование самих минералов есть всецело область минералогии.

В минералогии в XVIII и частично XIX вв., когда в связи с интенсивным развитием горного дела были открыты новые минералы, были выработаны два основных понятия, относящихся к ее объектам: *понятие о минеральных индивидах* и *понятие о минеральных видах*.

Первое из них, т. е. понятие о минеральных индивидах, выявлялось, исходя из общих принципов естественных наук. «Нам известно, — писал в 1863 г. в своих «Лекциях по минералогии» академик Н. И. Кокшаров, — что царства животное и растительное состоят из неделимых (*individuum*), ибо каждое отдельное животное и каждое растение натуральная история рассматривает как особенное, самостоятельное существо или предмет, которого нельзя разделить, не нарушив его целостности. Имея это в виду, невольно представляется вопрос: не состоит ли и царство минеральное из подобных неделимых? ... Как бы то ни было, но в наше время уже больше никто не сомневается, что кристаллы суть настоящие неделимые неорганического мира» (Кокшаров, 1863, стр. 6). Индивидами минералов, отмечал Н. И. Кокшаров, являются не только правильно образованные кристаллы, но и кристаллы, выросшие в стесненных условиях и представленные зернами с неровными границами.

Второе понятие, т. е. понятие о минеральных видах, формулировалось, исходя из задачи систематизации минеральных индивидов. Последние не бесконечно разнообразны, но при всех колебаниях их величин, при всем многообразии формы и свойств они могут объединяться, так сказать, в различные

«сорта» на основании совпадения в каждом «сорт» таких важных особенностей, как химический состав и кристаллическая структура. В результате возникает представление о минеральном виде как совокупности минеральных индивидов, химически и структурно одинаковых. Забегая вперед, можно напомнить, что в настоящее время известно около 2000 минеральных видов.

Однако при последующем развитии науки судьба этих двух основных понятий минералогии складывалась по-разному, и вызывалось это совершенно определенными причинами. Дело в том, что дальнейшее развитие науки о минералах происходило преимущественно под влиянием только одной отрасли горного дела, а именно рудного дела, наложившего сильный отпечаток на все интересы минералогии, в частности и на понимание того, что является объектами нашей науки. А первоначально казалось, что для рудного дела индивиды минералов непосредственного интереса не представляют, так как руда, т. е. металлическое полезное ископаемое, ценна лишь своим содержанием того или иного металла безотносительно к свойствам и особенностям индивидов.

В связи с запросами рудной отрасли горного дела того времени и на основе определения *минерал = вещество* в генетической минералогии наступил период, характеризующийся концентрацией внимания на разработке вопросов образования минеральных видов как химических соединений, а также их сочетаний, т. е. парагенезисов минералов. Начало этого периода у нас тесно связано с именем акад. В. И. Вернадского.

Он дал новое, замечательное определение задач минералогии, включив в их число и вопросы генезиса минеральных соединений: «Минералогия представляет химию земной коры. Она имеет задачей изучение как продуктов природных химических процессов, так и самих процессов» (Вернадский, 1925, стр. 13). Предприняв полную переработку минералогии на генетической основе, В. И. Вернадский выступил как реформатор нашей науки. В 1925 г. ученый с глубоким удовлетворением мог писать, оглядываясь на прошлое, что он стоял на том пути, по которому пошло научное развитие мысли. В. И. Вернадский перевел минералогию на путь генетических исследований минеральных видов и парагенезисов — в этом его историческая заслуга.

Новая методология в генетической минералогии могла развиваться только позднее, уже в советское время. В генетическую минералогию проникает идея непрерывности развития в противоположность прежним представлениям о развитии по замкнутым циклам. Это подчеркивал, в частности, проф. Я. В. Самойлов (1929) в работах об изменчивости биоминералообразования в течение геологического времени. В основу генетических исследований кладется представление о взаимной связи явлений в минеральном мире. Говоря об этом, академик А. Е. Ферсман писал: «...Старое, часто оторванное от природы исследование минерала, лежащего на столе, в музее или кабинете исследователя, сменилось изучением его в связи со всей обстановкой его нахождения, его рождения и изменения. Методы диалектического анализа заставили перейти к динамическому и генетическому изучению явлений и, подчеркивая необходимость точного исследования факта, заставили его изучать не обособленно, а в связи с другими фактами и явлениями» (Ферсман, 1935, стр. 29).

В последующее время в нашей науке стало замечаться новое влияние, идущее со стороны другой отрасли горного дела — промышленности неметаллических полезных ископаемых.

А среди неметаллических ископаемых есть большая группа таких мине-

ралов, практическое использование которых принципиально иное, чем рудных. Если в рудных минералах промышленность использует лишь какую-либо составную часть, разрушая для этого сами минералы, то у неметаллических полезных ископаемых использование находят свойства самих минералов. Свойства эти разнообразны: например, у кварца важны пьезоэлектрические свойства и проницаемость для ультрафиолетовых лучей, у кальцита (исландского шпата) — сильное двойное преломление световых лучей, у слюд — электроизоляционные свойства, у асбеста — огнестойкость и необычная для минералов прядильная способность; хорошо известен рубин как квантовый генератор, алмаз — как самый твердый минерал и т. д. Носителями подобных свойств являются индивиды и агрегаты индивидов минералов, и именно особенности таких тел, а не просто веществ, содержащих какой-либо элемент, определяют области промышленного применения, качество и стоимость этих полезных ископаемых.

Как очевидно, подход к таким минералам только как к химическим веществам, безотносительно формы их проявления, представляется уже совершенно недостаточным, так как далеко не все равно, имеется ли кремнезем в виде горного хрусталя или жильного зернистого кварца, каков углекислый кальций — в крупных, прозрачных кристаллах или в виде мелкозернистых масс. Для слюд, например, помимо величины индивидов, существенен вопрос о включениях и деформациях, а гидросиликат магния ценен для нас только в форме гибкого, но прочного хризотил-асбеста, но никак не в виде лизардита или антигорита. Словом, интересы познания неметаллических полезных ископаемых потребовали заниматься исследованием именно индивидов этих минералов, их качеств и явлений образования. Свою роль сыграли и успехи в промышленном синтезе кристаллов кварца, рубина, флюорита, затем слюд, алмаза.

Однако отметим, что аналогичные веяния возникают и в рудной минералогии, в которой ныне также возник интерес к минеральным индивидам. Причиной этого интереса является острая необходимость в усовершенствовании теории генезиса минералов, прогресс которой связан с изучением генезиса составляющих руды индивидов и их агрегатов, поскольку минералы, как бы ни понимался этот термин, в месторождениях и горных породах все равно конкретно представлены индивидами и агрегатами индивидов. Поэтому процессы образования видов фактически осуществляются как явления генезиса этих конкретных форм проявления минералов.

При новом расширении представления об объектах нашей науки не приходилось, конечно, говорить о простом использовании старых формулировок понятий о минералах: определения требовалось привести к новому уровню науки.

На основании исторического опыта были предложены такие очень краткие, простые, но отражающие взаимосвязи объектов определения¹:

минеральные индивиды — это отдельные кристаллы и зерна, представляющие собой природные химические вещества;

минеральные виды — это различные природные химические вещества, представленные кристаллами и зернами.

Возвращаясь к рассмотрению развития учения о генезисе минералов, нужно отметить, что вслед за чрезвычайно плодотворной разработкой про-

¹ Дальнейший анализ определения понятия о минерале см.: Д. П. Григорьев (1956₂, Grigoriev, 1968). О минеральных индивидах также специальные статьи: Ю. М. Дымков (1966), Н. П. Юшкин (1971), Е. К. Лазаренко, И. С. Квитко (1972).

блемы образования минеральных видов и их парагенезисов в сфере интересов генетической минералогии включились под влиянием отмеченных выше чисто практических потребностей также и вопросы генезиса индивидов минералов и их совокупностей — агрегатов минеральных индивидов. Это и составляет характерную особенность современного периода развития генетической минералогии. Восстановление индивидов в числе ее объектов отвечает важному шагу нашей науки вперед, имеющему большое принципиальное значение. При этом в связи с успехами в области исследования этих объектов изменяется и подход к объяснению генезиса минеральных видов. Действительно, генезис минеральных видов конкретно всегда изучается на примере тех или иных минеральных индивидов, почему повышение точности выводов относительно генезиса индивидов тотчас же сказывается и на представлениях о генезисе видов. В этих условиях прежний смысл понятия о генезисе минералов оказывался уже недостаточным.

В самом деле, понятие о генезисе, применяемое для любых объектов (даже для идей), включает совокупность всех событий истории их образования, в которой различаются следующие взаимосвязанные явления: зарождение, развитие (рост) и изменение (даже уничтожение). Между тем в генетической минералогии под выражением генезис минералов обычно подразумеваются вовсе не те явления образования объектов, какие были названы выше (их зарождение, рост и изменение), а лишь те геологические процессы, при которых осуществляются эти явления. При этом рассмотрение генезиса минералов вообще часто сводится лишь к указаниям: магматический, гидротермальный, осадочный и др. Таким образом, с этой точки зрения рассматривается не генезис самих минералов, а только то более общее геологическое явление, при котором он осуществляется. Несомненно, однако, что одного лишь указания на такое явление еще недостаточно. Употребление терминов «магматический», «гидротермальный», «метасоматический» и т. п. часто подменяет действительное выяснение генезиса, т. е. истории минералов. Эти термины, конечно, характеризуют некоторые внешние условия минералообразования, но они не показывают ту совокупность явлений, которые на самом деле составляют генезис. Известно, что при одном и том же геологическом процессе могут создаваться различные формы проявления минералов. Так, в ходе пегматитового процесса возникает и промышленный мусковит и ни на что не годная мелкая слюда.

Используя все достижения генетической минералогии и принимая во внимание новейшие, выдвигаемые практикой горного дела ее задачи, кажется необходимым расширить понятие о генезисе минералов и ныне под генезисом минералов понимать совокупность следующих явлений (Григорьев, 1948, 4, стр. 183):

1) собственно образование минералов, обнимающее все моменты их образования: зарождение, рост и изменение, а также явления разрушения, уничтожения минералов;

2) способ образования минералов, т. е. физико-химический механизм генезиса — свободная кристаллизация, метасоматическое замещение, полиморфное превращение, перекристаллизация в твердом состоянии и пр.; указанные выше в первом пункте явления образования минералов имеют место при любом способе их образования;

3) геологический процесс минералообразования — магматический, гидротермальный, осадочный и другие; очевидно, что при каждом из этих геологических процессов минералы могут получаться разными способами и им всегда свойственны все перечисленные явления образования.

Объектами генетической минералогии следует считать как виды и их совокупности — парагенезисы минералов, — так и индивиды минералов и их совокупности — агрегаты.

Для выяснения того, почему, как и где образуются минералы и каким образом создаются их особенности и качества, необходимо принимать во внимание все стороны минералообразования: и химическую, и физико-химическую, и физическую.

Всесторонне понимаемое учение о генезисе минералов надо рассматривать как сочетание двух разделов генетической минералогии — *онтогении*, т. е. учения о генезисе минеральных индивидов и агрегатов, и *филогении*¹, т. е. учения о генезисе минеральных видов и парагенезисов.

Рассматриваемая здесь *онтогения минералов* — это история минеральных индивидов и агрегатов, процесс их образования.

Лабораторное воспроизведение и промышленное производство синтетических минералов позволяет прямо *наблюдать процесс*. При исследовании же природных объектов приходится иметь дело лишь с какими-то результатами процесса и, рассматривая результаты как «следы» былых событий, по ним восстанавливать процесс. Выяснение истории образования минералов в далеком прошлом возможно путем естественноисторического анализа минералогического процесса.

Все качества минералов — химический состав, кристаллическое строение, морфологические особенности, физические и химические свойства — обуславливаются их генезисом. Генезис определяет конституцию, т. е. химический состав и структуру. Физические свойства (оптические, механические, магнитные, плотность и плавкость и др.) и химические (реакционная способность и пр.) являются функцией конституции. В то же время форма отражает как генезис непосредственно, так и конституцию. Таким образом, зависимость от генезиса запечатлелась во всем, но в одном случае эта зависимость прямая, а в другом — посредством конституции.

Генезис, следовательно, фиксируется так или иначе в совокупности качеств минералов, т. е. в них заключены минералогические признаки. А продолжение логического анализа приводит к новому фундаментальному утверждению, гласящему, что познание генезиса есть познание качеств минералов. Иными словами, информация о процессе образования минералов бывает записана на самом исследуемом объекте, и изучение генезиса минералов поэтому основывается на установлении различных их качеств. Историю минерала надо узнавать: путем изучения их химического состава, кристаллической структуры, внутреннего строения индивида — зонального, секториального, мозаичного и другого; путем изучения формы и морфологических соотношений индивидов с другими минералами, положения и ориентировки минералов; путем нахождения признаков деформаций — трещин, плоскостей скольжения, механического двойникования, признаков химических реакций в виде реакционных оболочек, замещений, псевдоморфоз и т. д. Понятно, что при этом объектами должны служить не только кри-

¹ Термины «онтогения» и «филогения» по написанию и смыслу вполне аналогичны терминам биологии — онтогенез и филогенез (лишь изменены окончания). Термин онтогения имеет более широкий смысл, чем иногда употребляемое выражение кристаллогенез минералов, так как он может быть применен и к некристаллическим минералам (аморфным, метамиктным), а также к разнообразным минеральным агрегатам (включая коллоидные). Первый краткий очерк онтогении минералов был дан Д. П. Григорьевым в 1947 г. Термин онтогения минералов был впервые употреблен им же в 1955 г.

сталлы и зерна, но и любые минеральные агрегаты — друзы, сферолиты, конкреции, секреты и пр.

Собственно, все сводится к тому, что «рассказать» свою историю — процесс образования — может только сам минерал.

Всякий реальный процесс идет во времени и с ходом времени в чем-нибудь изменяется. Подходя динамически, в каждом процессе можно различить разные стадии его — отдельные явления, составляющие процесс, и онтогения разделена на явления зарождения, роста кристаллов, зерен и агрегатов и разного типа изменения (физического, химического). При более детальном анализе любое явление в свою очередь представляется процессом, состоящим из нескольких стадий. Так казалось бы элементарное явление — образование одного слоя на грани кристалла при детализации делится на акт зарождения слоя от генерирующей точки, на отрезок времени распространения слоя по грани, на явление взаимодействия данного слоя с другими, наконец, на акт торможения.

Метод естественноисторического анализа основывается на различении в процессе составляющих его отдельных явлений, установлении последовательности этих явлений и восстановлении на такой основе всего процесса.

Существенно, что метод требует выявления результатов не только каждого из явлений, но обязательно установления таких признаков, которые показывают взаимоотношения явлений. В самом деле, набор изолированно полученных «следов» явлений не дает возможности определять порядок событий во времени. Сонахождение же разных признаков позволяет, например, узнавать относительный возраст явлений. Взаимоотношения могут быть зафиксированы в виде наложения на грани кристалла одного слоя на другой слой, нарастания одного кристалла или агрегата на другой, пересечения одной трещины в минерале другой и т. п. Получается как бы соединение отдельных букв в слоги и слова.

Однако в природе обычно не удается проследить на одном объекте или одном участке объекта (кристалла, агрегата) всю цепь явлений, составляющих процесс, и тогда приходится подбирать фактический материал по частям —

отрезкам процесса. И здесь метод выдвигает особое требование: отрезки процесса для определения их последовательности должны отчасти перекрываться. Поясним сказанное таким примером.

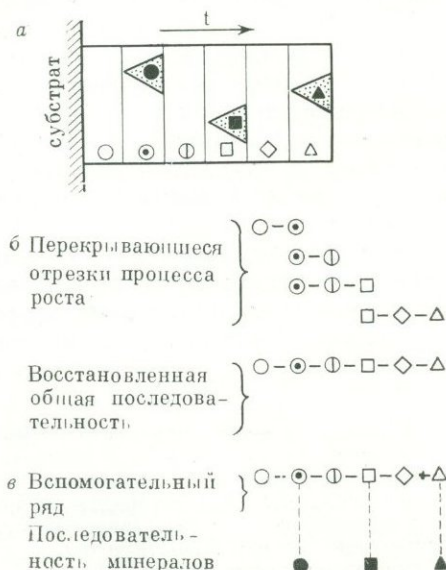


Рис. 2. Схема роста кристаллов от стенки (слева) в ходе времени t . Мелкими светлыми значками показаны различающиеся признаки разных частей кристаллов: крупные треугольники с точками — включения других минералов, а черные значки на них от кружка до треугольника — различающиеся признаки одновременных включений (дополнительные объяснения см. в тексте)

этапов (рис. 2). Из-за непрерывной смены условий минералы последовательно изменяли свои особенности, скажем, — поглощали на каждом этапе роста определенное количество химической примеси. Различие признаков в разных частях каждого минерала показано неповторяющимися значками от кружка до треугольника (светлые, см. рис. 2). Затем под воздействием тектонических движений все минералы были разбиты и обломки разрознены и перемешаны. Стоит задача восстановления по обломкам процесса поглощения примеси.

Очевидно, что если кристаллы разбились все одинаково по границам участков роста (на отдельные «буквы»), то нельзя узнать ход процесса только по содержанию примеси в обломках, т. е. неизвестно, в каком порядке изменялось поглощение примесного компонента, как располагались части в кристаллах. Более крупные обломки с несколькими участками роста («слоги»), совпадающие в каких-то местах по своим признакам, возможно сопоставить друг с другом, расположить в искомом порядке. В одном из вариантов это обозначим так, как это сделано на рис. 2, б.

Тем самым выяснится и «запись» развития во времени химической реакции между минералом и поглощаемой примесью.

Усложнение анализа возникает тогда, когда еще при образовании минералов нигде не проявились непосредственные соотношения явлений, а значит, и их признаков. В таких случаях привлекается способ определения последовательности явлений посредством установления их места (по времени) в какой-либо другой цепи событий, полно установленной так, как описано выше. Опять поясним примером.

В некоторые отрезки времени росли одновременно с кристаллами и на них (см. рис. 2, а) другие минералы, оказавшиеся в виде включений, признаки которых обозначены черными значками. Исследование этих минералов самих по себе не может дать никаких указаний на развитие процесса из-за их разобщенности. Фиксация же синхронности с отдельными слоями основного кристалла позволяет расположить эти минералы в свой ряд и, следовательно, узнать ход химической реакции поглощения примеси. Пример см. на рис. 2, в.

Приемы восстановления хода процессов и определения относительной хронологии рассматриваются подробно в дальнейшем изложении.

В соответствии со сказанным, в «Онтогении минералов» будут показаны как отдельные явления, так и группы явлений и разные процессы минералогенезиса.

Истоки онтогенетического подхода к минералам можно найти в далеком прошлом. Еще в 1669 г. крупнейший датский ученый Стенон говорил о зарождении и росте природных кристаллов — различных минералов.

Начиная с XVIII в. крупнейшие естествоиспытатели Линней, Валлерий, Кронштедт и другие ученые стремились вводить в минералогию химические начала; несмотря на это, минералы представлялись прежде всего как кристаллы и агрегаты. Процесс образования рисовался как рост кристаллов на стенках трещин или одних на других, который мог сопровождаться или заканчиваться их разрушением. Такой подход к генезису минералов проявлялся в той или иной мере и у русских ученых XVIII в. Уже М. В. Ломоносов, наш великий естествоиспытатель, пропустивший через свои руки немало прекрасных образцов минералов с Урала и из других мест России, побывавший на рудниках Саксонии и Богемии, где отлично окристаллизованы рудные и жильные минералы, писал в своем знаменитом сочинении «О слоях земных» весьма онтогенетично, например: «Часто хрустали находят на рудах

самых нарослых, или напротив того оброслые рудами, кои на них сидят угловаты наподобие хрусталей. Иногда отломившиеся от горы хрустали опять приросли на другом месте посредством какой-нибудь руды, а особливо желтова или белова колчедану, как бы ими нарочно приклеены были) (Ломоносов, 1949, стр. 44).

Знаменитый немецкий минералог и геолог XVIII—XIX вв., создатель гипотезы нештунизма, А. Г. Вернер, работая в Горной академии во Фрейберге, среди отрогов Рудных гор, имел дело также с минералами главным образом из жильной формации. Подбиравшиеся со дня основания Горной академии в 1865 г. нарядные штуфы из ставших классическими рудников и сейчас украшают залы Фрейбергского минералогического собрания. Практическая работа с подобным материалом не могла не способствовать привитию А. Г. Вернеру взгляда на минералы как на кристаллы. Поэтому и генезис должен был представляться ему в виде процессов образования — роста, нарастания кристаллов и различных их сростков. И действительно, о генезисе минералов — кристаллов у фрейбергского ученого имеются интересные и ценные наблюдения и мысли.

В трактате «О внешних признаках ископаемых тел» А. Г. Вернер посвящает, выражаясь по-современному, онтогении минералов особый раздел — о «взаимосвязи кристаллов»¹. Вот что находится, например, в этом разделе: «Взаимосвязь дает понятие о том, как происходил рост данной кристаллизации — совместно ли с ростом другого ископаемого тела (кристаллизации) или отдельно от него... В отношении взаимосвязи различают кристаллы, выросшие совместно, наросшие и не связанные с другими. Совместно выросшими мы называем такие кристаллы одного рода, которые, будучи взаимосвязанными, росли беспорядочно друг на друга или росли совместно, касаясь друг друга боковыми гранями, или же вросли по всевозможным косым направлениям друг в друга» (Werner, 1774, стр. 195).

В литературе последующего времени имеется немало примеров рассмотрения отдельных вопросов генезиса минеральных индивидов на основе точного физиографического изучения. Из числа ученых XIX — начала XX в., в этом отношении многое сделали М. А. Толстопятов, М. В. Ерофеев, А. Н. Карножицкий, А. Ауэрбах, А. П. Карпинский, Е. С. Федоров, молодой А. Е. Ферсман (монография об алмазе, написанная совместно с В. Гольдшмидтом и ранние исследования по минералам пегматитов), а за рубежом — Задебек, Розе, Бекке, Мюгге, Гольдшмидт (кристаллограф), Терч, Кальб.

Среди основателей рассматриваемого научного течения уже в новейшем виде особенно выделяется наш советский ученый Георг Глебович Леммлейн (1901—1962), который выступил в науке как «минералогический кристаллограф» (Григорьев, 1963).

Главные достижения Г. Г. Леммлейна заключаются в расшифровке различных явлений генезиса кристаллов кварца. Этот минерал, и раньше служивший объектом для установления многих общих понятий науки, позволил исследователю открыть способы зарождения минерала на разных затравках, искажение облика кристаллов из-за влияния силы тяжести на рост, изменение формы в ходе кристаллизации. Занявшись строением и генезисом друз, Г. Г. Леммлейн показал проявление важного закона геометрического отбора в агрегате растущих кристаллов. Значительный вклад им

¹ Следует сказать, что такой подход к минералам был традиционным у фрейбергских ученых, его придерживался и предшественник Вернера — Генкель (см. I. I. Safranovskij и D. P. Grigoriev, 1968; Д. П. Григорьев и И. И. Шафрановский, 1967).

сделан для познания генезиса вторичных жидких включений в минералах, как в природных, так и в искусственных условиях. Суммируя многочисленные наблюдения свои и других авторов, Г. Г. Леммлей разработал широкий план «Естественной истории кварца», т. е. по существу онтогении одного из минералов, реализовать который помешала преждевременная кончина ученого.

Профессора И. И. Шафрановский (Ленинградский горный институт) и Г. И. Вертушков (Свердловский горный институт), опубликовавшие многочисленные труды по изучению самых различных явлений генезиса кристаллов и агрегатов, занимают почетное место в числе основателей современного учения об онтогении минералов.

За рубежом роль онтогении была поддержана учеными разных стран: проф. Секанина выступил в Чехословакии, проф. Су Лианг-хо в Китае посвятил онтогении специальную статью, а до этого в 1957 г. проф. Чжэн Гуан-юан издал сборник переводов советских статей по онтогении минералов. Интенсивно работающий в Японии над ростом кристаллов в природе доктор Сунагава также писал об онтогении минералов. В Канаде о развитии этого научного направления писал проф. Фридлиндер. Широкий интерес к онтогении виден в том, что советские публикации, начиная с книги по этому предмету, переводились на английский, японский, испанский и китайский языки.

1179
 Новые интересы постепенно захватывают все больший и больший круг минералогов и специалистов по месторождениям полезных ископаемых. В возрастающем числе появляются публикации по изучению генезиса минеральных индивидов и агрегатов. Увидевшие свет сборники «Генезис минеральных индивидов и агрегатов. Онтогения минералов» (1966) и «Онтогенетические методы изучения минералов» (1970) объединяют труды авторов из разных городов СССР, а также из Чехословакии, ГДР, Болгарии, США и Японии.

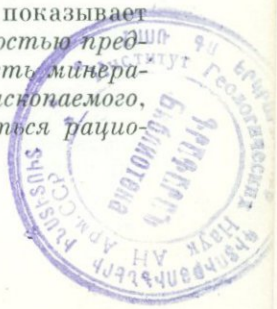
Вопросы онтогении включены в некоторые учебные руководства по минералогии. Инициативу в этом направлении проявили: проф. Е. К. Лазаренко во Львове в «Курсе минералогии» (1951, 1963) и проф. И. Костов в Софии в книге «Минералогия» (1957, 1971). В «Основах генетической минералогии» (1963) проф. Е. К. Лазаренко онтогении отведен целый раздел.

Появившаяся книга «Введение в минералогию» А. А. Годовикова (1973) подробно освещает онтогению минералов. В книге «Лекции по генетической минералогии» проф. В. Ф. Барабанов, разъясняя значение онтогении, пишет: «... книга «Онтогения минералов» освобождает автора от рассмотрения этой части курса» (Барабанов, 1969, стр. 5).

Особая роль нового раздела генетической минералогии, вытекающая из приведенных соображений, отражается в следующем тезисе: *для любых минерогенетических исследований основой служит онтогения минералов, и филогенез осуществляется через онтогенез.*

Наконец, надо сказать о практическом значении расширенного понятия о генезисе минералов.

Прежде всего о роли онтогенеза в формировании минералов, подобных пьезокварцу, оптическому флюориту, электроизоляционной слюде или килото- и огнестойкому волокнистому асбесту. Как очевидно, и это показывает практический опыт, для таких минералов *кристаллогенезис полностью предопределяет техническую пригодность или наоборот, дефектность минералов, и установление качества и стоимости такого рода полезного ископаемого, выделение для обработки бездефектных частей могут производиться рационально только на основе знания законов онтогении минералов.*



Равным образом выступает практическое значение онтогении для рудных минералов. Уже при дроблении и измельчении руд сказываются структура и текстура минеральных сростаний, т. е. онтогения агрегатов, а такие процессы обогащения или переработки, в которых имеют место смачивание, адсорбция, адгезия, растворение или разложение и т. п., серьезно зависят от распределения химических примесей, включений, дислокаций и деформаций и других особенностей индивидов. Предопределяя физико-химические, технические свойства руд, эти качества минералов возникают при кристаллогенезисе и всех прочих явлениях онтогении.

Не имея еще всех данных для полной оценки рассматриваемой второй части вопроса, приведем заключение специалистов по одной отрасли технологии, по обогащению руд: «Можно без преувеличения сказать, что на современном этапе развития флотационного процесса его дальнейший прогресс невозможен без знания закономерных связей флотационных свойств минерала с его историей, т. е. с генетической характеристикой минерала» (Глембовский, Дмитриева, 1965, стр. 5). При этом имеются в виду, конечно, не сами по себе указания для руды, вроде — «магматическая» или «гидротермальная». Важны те создаваемые при генезисе конкретные свойства руд, которые предопределяют ее физико-химические и механические качества, т. е. создаваемые историей минеральных индивидов и агрегатов.

Вполне закономерно поэтому, что исследователи рудных месторождений начинают использовать онтогенические материалы, как это делает в написанной по-новому книге «Текстуры руд» проф. Ф. Н. Шахова (1961).

Обоснованно проявляют интерес к онтогении специалисты по лабораторному и промышленному синтезу кристаллов кварца, рубина, флюорита, слюды, галита и др. Видный берлинский ученый, теоретик и экспериментатор в области процессов кристаллообразования, проф. Клебер пишет: «...большая часть наших знаний о росте кристаллов приобретена в процессе изучения природного генезиса кристаллов — минерогенеза и петрогенеза. Именно из онтогении минералов мы черпаем постоянно новые данные для наших представлений о механизме роста» (Клебер, Дребер, 1966, стр. 25).

Вот как смотрит на кристаллогенезис в науке и технике наш выдающийся кристаллохимик академик Н. В. Белов: «Для минералога... макрокристалл оказался открытой книгой, в которой записана его собственная история и судьбы месторождения. Для кристаллографа это объект проявления, изучения и использования поразительных свойств кристалла, непрерывно революционизирующих науку и технику» (Белов, 1967, стр. 3).

Вместе с тем вполне «онтогенично» идут процессы и в силикатной технологии, промышленном синтезе абразивов — алмаза, боразона, карборунда и многих других материалов, почему специалисты по технологии также начинают использовать в своих целях онтогенический подход (на технологическую онтогению обращал внимание проф. Си Лианг-хо в 1965 г.).

На последующих страницах рассматриваются в систематическом порядке основные явления в области онтогении минералов.

Авторы приносят искреннюю благодарность всем, кто помог советом, консультацией, материалами личных исследований, работой над отдельными частями рукописи. Особенную признательность авторы выражают Р. А. Амосову, Б. В. Бродину, С. А. Бородину, Ю. М. Дымкову, В. И. Степанову, А. В. Осинскому, Б. В. Чеснокову и Н. П. Юшкину.

І. ЗАРОЖДЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ

История каждого минерала-кристалла или зерна, его онтогенеза начинается с акта зарождения.

І.І. ЗАРОЖДЕНИЕ САМОПРОИЗВОЛЬНОЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЖИДКОСТИ И ГОТОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЗАТРАВКАХ

Этот момент генезиса предопределяет многие важные особенности минералов, прежде всего величину индивидов. Действительно, при кристаллизации определенного количества вещества в данном объеме размер вырастающих кристаллов непосредственно зависит от числа центров кристаллизации индивидов-зародышей. Так, в одной полости жилы кварцевые кристаллы бывают весом в сотни килограммов, так как они получались из редко расположенных центров, но там же хлоритовые кристаллы могут быть микроскопической величины из-за того, что в начале их образования возникало слишком много тесно расположенных центров кристаллизации.

В природе о зарождении минералов приходится судить, как правило, на основании исследования уже выросших кристаллов и по ним делать заключения о прежде бывших событиях. Несмотря на трудности такой интерпретации, уже известны разные способы зарождения минералов, в общем аналогичные тем, что установлены при лабораторном кристаллогенезисе¹.

І.І.І. САМОПРОИЗВОЛЬНОЕ ЗАРОЖДЕНИЕ

Под самопроизвольным зарождением подразумевается такой процесс, при котором в той или иной среде — жидкой, газовой или твердой из-за изменения физико-химических условий (например, в силу понижения температуры) наступает пересыщение и атомы, ионы, радикалы или молекулы начинают соединяться друг с другом, строя первичные кристаллы-зародыши. Известно, что процесс этот имеет динамический характер, т. е. одновременно происходит как создание одних, так и распадение других зародышей, и результат процесса зависит от соотношения прямого и обратного направлений явления².

Устойчивость кристалла-зародыша связана с его величиной. Существует критический размер, преодолев который зародыш становится устойчивым; такой зародыш может быть центром кристаллизации.

Критический радиус зародыша r_k зависит от особенностей его вещества и от внешних факторов.

¹ Об изучении зарождения кристаллов в природе см. работу Д. П. Григорьева (1951).

² В физико-химической литературе нет законченной теории обсуждаемого процесса и даже дискутируется сама возможность самопроизвольного зарождения кристаллов (не на частицах постороннего вещества).

Если скрытая теплота плавления кристалла Q , его поверхностная энергия σ , температура кристаллизации T_1 , но система охлаждена до T_2 и, следовательно, достигнуто переохлаждение $T_1 - T_2$, то

$$r_k = \frac{2\sigma T_1}{Q(T_1 - T_2)}. \quad (1)$$

При образовании минералов такой способ зарождения имеет место в большом числе случаев.

Самопроизвольное зарождение прежде всего осуществляется при кристаллизации магмы или лавы. Обстановка застывания лавы наиболее близка к условиям лабораторных экспериментов с силикатными расплавами, для которых установлены важные закономерности. Как известно, в физической химии ход кристаллизации расплавов характеризуется, после работ Таммана, так называемой кристаллизационной способностью, т. е. числом центров (ЧЦ) кристаллизации — числом зародышей, возникающих в единице объема в единицу времени в зависимости от степени переохлаждения. Соотношения по экспериментальным данным изображены на рис. 3, а, где графически показано, что (ЧЦ) при переохлаждении сначала резко возрастает, затем достигает максимума, а под конец быстро падает (Вильке, 1968).

В проведенном опыте (рис. 3, а) глицерин был переохлажден в течение 20 мин. до разной температуры и для «проявления» зародышей (для счета) выдерживался при 0°C 10 мин. Пиперин после переохлаждения до разной температуры в течение 10 мин. затем выдерживался при 100°C 4 мин.

Кажется легче всего определить кристаллизационную способность минералов на образцах современной лавы, если принять, что величина кристаллов в ней пропорциональна времени от начала роста, т. е. от момента появления зародышей, но это не было сделано, а подсчеты были выполнены М. В. Фишманом и др. (1968) для магнетита в граните Северного Урала довольно древнего (рифейского) возраста (рис. 3, б). Однако возможно, что кривая распределения отражает разницу времени начала кристаллизации, т. е. интересующую нас кинетику процесса зародышеобразования¹.

Другие условия самопроизвольного зарождения могут иметь место при кристаллизации минералов из водных или газовых растворов.

В полостях различного типа минеральных жил — среди пегматитов, жил альпийского типа, в рудных, кварцевых, баритовых и кальцитовых жилах — нередко наблюдается своеобразное распределение минералов, вскрывающее механизм их зарождения. Особенно это характерно для хрусталеносных кварцевых жил, в которых кристаллы более позднего минерала часто нарастают на более ранний минерал не со всех сторон, а только на верхние части выступающих кристаллов и агрегатов. Яркие примеры такого рода наблюдаются в кварцевых жилах месторождения Дальнее на Ванчском хребте (Памир), где встречаются крупные друзы кварца, односторонне — только сверху — покрытые мелкими друзами кальцита (рис. 4).

Кварц месторождения Дальнее вырастал на стенках трещин, а кристаллизация более позднего кальцита начиналась в растворе во всем его объеме. Возникающие зародыши кальцита, пока они были очень мелкими, плавали, взвешенные в жидкости, участвуя в броуновском движении (как это имеет место и в лабораторных условиях), но затем кристаллиты начинали подчиняться влиянию силы тяжести и опускались. Таким образом, кальцит

¹ По вопросу образования центров кристаллизации минералов в метаморфических породах см. статью Н. Рафта (1967).

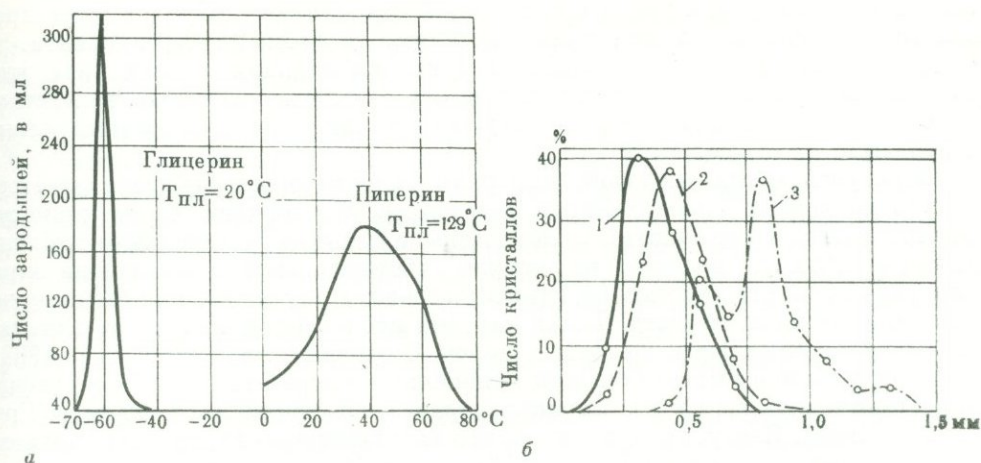
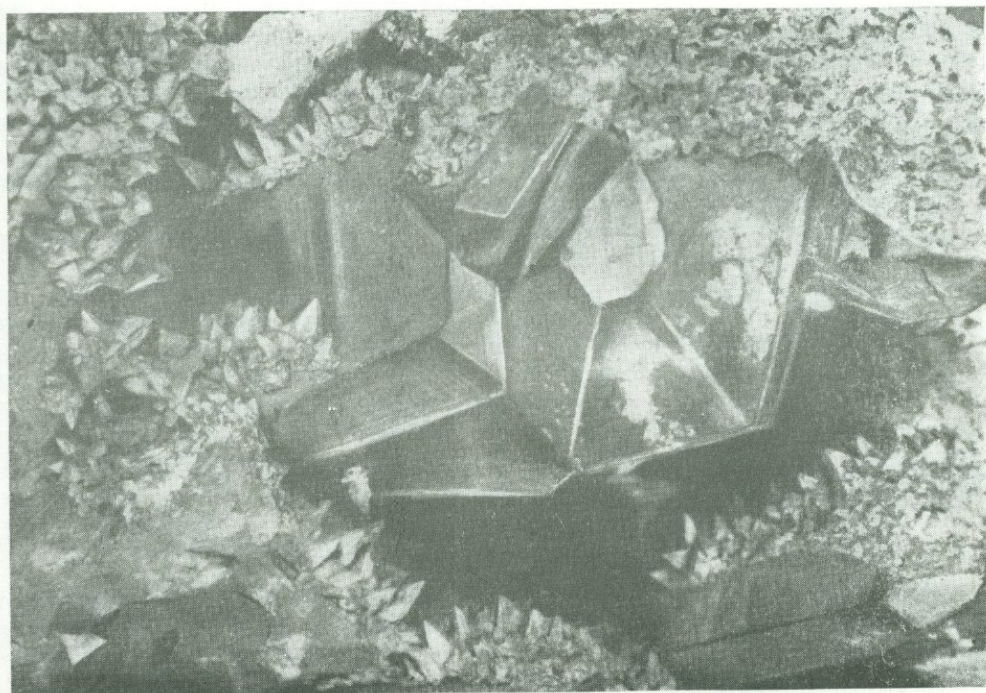


Рис. 3. Зависимость числа зародышей от переохлаждения для глицерина и пиперина, по Тамману (а). Для сравнения приведена кривая (б) распределения кристаллов магнетита по величине в граните массива Маиь-Хамбо, Северный Урал

1 — граниты; 2 — метаграниты; 3 — диабазы

Рис. 4. Кристаллы кварца, на верхние грани которых выросли друзы скаленоэдрических кристаллов кальцита; 0,6 натур. вел.; месторождение Дальнее, Ванчский хребет, Памир



оседал на все верхние грани кристаллов более раннего кварца, а экранированные выступами нижние грани остались свободными от кальцита.

Последующая кристаллизация углекислого кальция происходила уже на этих выросших друзах, так как вещество легко доставлялось вследствие большой скорости диффузии к растущему кальциту и образования новых зародышей не происходило.

Образуюсь таким способом, минералы должны были бы располагаться только на верхних поверхностях кристаллов и в нижней части полости. Однако иногда кристаллиты «уцепляются» за самые незначительные выступы на верхней стенке полости, за выступы субиндивидов и вициналей на экранированных частях кристаллов, где и вырастают. Получается как бы нарушение влияния силы тяжести. Такая картина наблюдается, например, в жилах альпийского типа среди щелочных пород Вишневых гор (Чесноков, 1963).

Фиксируя верх кристалла или минерального агрегата, характеризующие нарастания относятся к категории *минералогических уровней и отвесов* (Григорьев, 1948₃). Следует подчеркнуть, что этот генетический признак, вопреки раннему предположению Ньюхауза (Newhouse, 1941), не может указывать направление течения минерализующего раствора. Значение признака — лишь определение положения направления силы тяжести или горизонта. Правильная интерпретация была дана для кварца в руднике Льялягуа в Боливии (Bandy, 1942), в некоторых рудных месторождениях: например, для выросшего на кварц кальцита в жилах Зыряновского месторождения в Рудном Алтае (Антонов, Тарантов, 1967).

Конечно, такой признак самопроизвольного зарождения в растворе требует в каждом случае тщательного анализа, так как явление нередко усложняется другими особенностями минералообразования. Так, известно, что в жильных месторождениях перед началом выделения каждого из минералов обычно имеют место внутриминерализационные тектонические подвижки, в ходе которых минералы и друзы отламываются и падают, вследствие чего меняется их ориентировка. В жилах Березовского золоторудного месторождения на Урале наблюдали, что первоначально выросший на кварце пирит из самопроизвольно появившихся зародышей в растворе затем оказывается перевернутым вместе с обломками кварца, а на сделавшихся верхними частях таких агрегатов нарастает (опять односторонне — сверху) кальцит, зародившийся подобным же способом.

Самопроизвольное зарождение нового минерала в растворе иногда имеет место не после окончания роста более раннего минерала, а в процессе его роста. Так получают, например, кристаллы кварца, внутри которых наблюдаются группы или друзы анкерита, отмечающие контур граней кварца, бывших обращенными кверху в момент зарождения карбоната.

Самопроизвольное зарождение в растворе характерно для многих жильных и рудных минералов, особенно для кальцита, анкерита и доломита, для анатаза, гематита, гетита, для пирита и халькопирита, для серицита, альбита, ряда цеолитов, для флюорита, шеелита и других (Чесноков, 1963; Макаров, 1969).

1.1.2. ЗАРОЖДЕНИЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЖИДКОСТИ

Граница раздела фаз всегда является энергетически неуравновешенной и активной для образования зародышей минералов. В природе зарождение на поверхности жидкости, на границе раздела этой фазы с воздухом, может быть указано в ряде случаев.

В соляных озерах и морских заливах, равно и в искусственно устроенных бассейнах, соляной раствор—рапа достигает необходимого для начала кристаллизации пересыщения, в частности, за счет испарения воды, т. е. растворителя, в поверхностном слое. Следовательно, пересыщение наступает прежде всего на границе рапы—воздух, и по многочисленным наблюдениям зародыши галита появляются именно на зеркале рапы (Валяшко, 1962). Будучи незначительного размера, они легко удерживаются силами поверхностного натяжения на граничной пленке раствора, причем даже подростшие до макроскопических размеров кристаллы в форме квадратных вороночек или «лодочек» свободно плавают на рапе. Лишь при волнении или сделавшись слишком тяжелыми кристаллики падают на дно и вырастают в виде слоя соли — «новосадки». Отличный пример таких «лодочек-вороночек» NaCl размером до 40 см (!) описан для соленого озера в Турции (Müller, 1969) (рис. 5).

Иная причина действует при возникновении поверхностной кристаллизации и зарождении кальцита в озерах и ванночках в пещерах.

Кальцит в породах, вмещающих пещеры, растворяется под действием циркулирующей по трещинам воды, содержащей углекислоту. При этом трудно растворимый карбонат кальция переходит в легко растворимый бикарбонат по реакции:



Вытекая из трещин или пор раствор может образовать в дне углубления, пещеры, озерки или «ванночки», где постепенно теряет углекислоту и тогда реакция направляется в обратную сторону. Пересыщение карбонатом достигается, как и в случае галита, прежде всего на поверхности раствора. Поэтому зародыши кальцита возникают в подвешенном состоянии и удерживаемые силами поверхностного натяжения плавают на поверхности озера или ванночки, срастаясь иногда в сплошную пленку.

Описанные выше явления описал Бизе (Biese, 1931) в пещерах Южного Гарца, а в СССР подобное оригинальное минералообразование встретили Л. С. Кузнецова и Н. П. Чирвинский (1951) в одной из пещер западного склона Среднего Урала (по указанию Г. А. Максимовича (1955) это Кизеловская пещера). Соединившиеся в пленку плавающие кристаллики в приуральной пещере оказались по химическому анализу почти чистым кальцитом (содержание Mg 0,26 и Mn 0,2%); арагонита не оказалось¹.

Можно считать, что аналогичные условия зарождения минералов могут быть на поверхности пузырей в некоторых лавах (С. А. Бородин, устное сообщение).

1.1.3. ЗАРОЖДЕНИЕ НА ГОТОВЫХ ЗАРОДЫШАХ

В зависимости от того, где и каким способом зарождаются индивиды минералов, происходит генезис агрегатов, возникающих при групповом росте индивидов.

¹ Ряд сведений о кальцитовых пленках в пещерных бассейнах приводит Г. А. Максимович (1955).

Зарождение на зернах породообразующих минералов

В очень многих случаях кристаллизация минералов начинается в трещинах или иных полостях, на стенках которых обнажаются зерна минералов того же самого минерального вида. Достаточно припомнить, что кристаллы горного хрусталя чаще всего образуются в трещинах, пересекающих какие-либо кварцсодержащие сланцы, гранитные породы или кварциты и песчаники, или вырастают в полостях и трещинах, наложенных на ранее образованные кварцевые жилы. В сульфидных жилах, расположенных среди рудного тела, минерал жил и минерал, обнаженный на стенке трещин в рудном теле, часто принадлежит к одному и тому же минеральному виду и т. д. В подобной обстановке появление новых зародышей при наличии уже готовых кристаллических зерен термодинамически является невыгодным.

Вообще для образования зародыша необходима затрата некоторой работы. По физико-химической «капельной модели» работа образования свободного зародыша равна

$$A_0 = \frac{1}{3} \sum_i \sigma_i S_i, \quad (2)$$

где A_0 — работа, σ_i — поверхностная энергия i -той грани, а S_i — ее площадь; суммирование распространяется на все грани зародыша.

По более сложной формуле может быть подсчитана работа образования зародыша A на готовом субстрате: теоретически доказывается, что A всегда меньше A_0 (Кузнецов, 1953, стр. 21). Поэтому вещество скорее всего станет отлагаться на имеющихся зернах, которые будут выполнять роль затравок, зародышей.

Признаки зарождения минералов на породообразующих зернах могут замечаться уже визуально. Так, в жилах альпийского типа среди мнаскитов (нефелиновых сиенитов) в Вишневых горах на Урале кристаллы ортоклаза и нефелина (превращенного в смесь цеолитов), выросшие на стенке трещин, располагаются не беспорядочно. Причина заключается в том, что мнаскит — это порода с гнейсовидным, полосчатым и одновременно линейным строением, почему на стенках секущих трещин зерна породообразующих минералов выставляются преимущественно определенным кристаллографическим направлением, с которым и совпадает расположение выросших кристаллов, точно наследующих структурную ориентировку затравок (рис. 6). По плоскости полос (так называемые g -плоскости) занимают положение преимущественно грани второго пинакоида ортоклаза $\{010\}$, а третья кристаллографическая ось $[001]$ укладывается большей частью вдоль линейности мнаскитовой структуры. Более изометрические кристаллы нефелина (гексагональные) ясно обнаруживают лишь приуроченность оси $[0001]$ преимущественно к линейности в структуре породы. Из 400 изученных кристаллов полевого шпата 325, т. е. 81%, показывает совпадение граней $\{010\}$ с полосчатостью, а из так расположенных кристаллов 143 (44%) направляют ось $[001]$ по линейности, а еще 109 (34%) укладывается по линейности направлением перпендикуляра в $\{010\}$, т. е. также, в общем, своим удлинением.

На стенках в полостях и трещинах среди жильного кварца имеется случай зарождения на мономинеральном субстрате. Если жилы не сильно динамически метаморфизованы, то можно наблюдать, что на крупных участках стенок нарастающие на жильный материал новые кристаллы кварца обычно субпараллельно ориентированы. Это обстоятельство свидетельствует о том, что жильное выполнение прежде было гигантокристаллическим кварцем, некогда заполнившим весь объем жилы, а затем метаморфизованным и

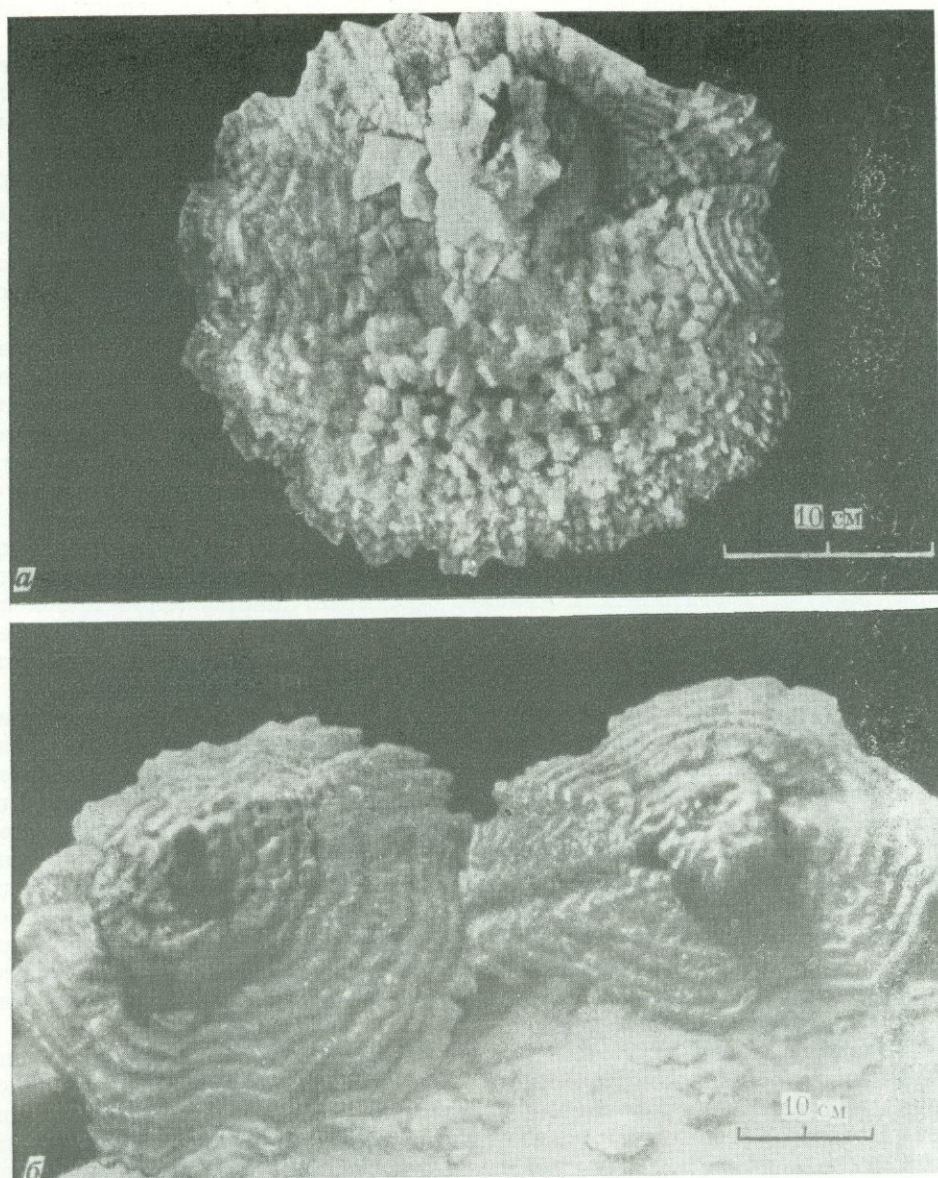


Рис. 5. «Воронки» NaCl (вид сверху — *a* и снизу — *b*), выросшие на поверхности соляного озера в Турции; ступенчатая пирамидка (CD)

замутненным (см. об этом на стр. 304), но так, что структура сросшихся индивидов все же сохраняет ориентировку, близкую к монокристалльности.

Ориентированность зерен затравок в субстрате, на котором начинается кристаллизация, точно выявляется на основе микроструктурного анализа. Это было впервые показано Г. Г. Леммлейном (1939) на примере некоторых хрусталоносных жил Приполярного Урала. В жилах кристаллы горного хрусталя нарастают на стенки трещин разрыва в кварцево-серицито-хлоритовых сланцах. Сланцы стоят почти вертикально, а трещины разрыва пересекают их почти перпендикулярно сланцеватости. Сами сланцы содержат кварц, распределенный в них отдельными зернами или мелкозернистыми скоплениями в виде линзочек или выклинивающихся прожилков, приуроченных к сланцеватости.

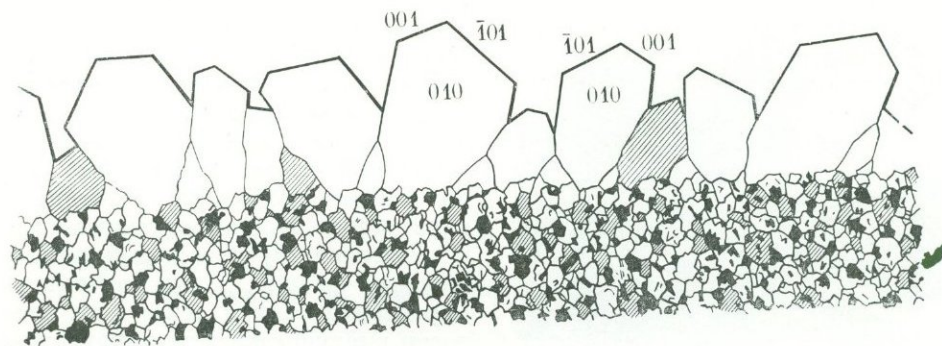
Будучи породой метаморфической, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы формировались в условиях тектонического воздействия, вследствие чего им свойственна значительная упорядоченность ориентировки минеральных составляющих. Кристаллографическая ориентировка кварца в сланцах, вмещающих хрусталоносные жилы Урала, изображена на диаграмме рис. 6, в. Построение таково, что на полусфере, совмещенную плоскостью с трещиной разреза, от ее центра нанесены положения оптических осей большого числа зерен кварца. На представленной проекции гущение штрихов отвечает возрастанию частоты встречи соответствующей ориентировки, причем вертикальный диаметр указывает направление плоскости сланцеватости. Видно, что оптические оси, т. е. направления $[0001]$ зерен, вовсе не бывают перпендикулярны к плоскости разрыва, они большей частью лежат в этой плоскости, реже расположены под некоторыми углами.

Используя в качестве затравок расположенные таким образом на стенках трещин кварцевые зерна, нараставшие на них кристаллы кварца невольно наследуют их структурную ориентировку. Поэтому выросшие на стенках крупные кристаллы горного хрусталя представляют собой индивиды, начинающиеся от тех относительно редких зародышей порообразующего кварца, главные оси (направление наибольшей скорости роста) которых расположены под крутым углом к поверхности стенки и потому свободно могли расти. Остальные же кристаллы, получившиеся из зародышей, ориентированных для роста невыгодно, быстро упирались в круто стоящие кристаллы и рано прекращали рост. В шлифах из контакта можно наблюдать, как зерна порообразующего кварца служат непосредственными основаниями для кристаллов кварца в жиле.

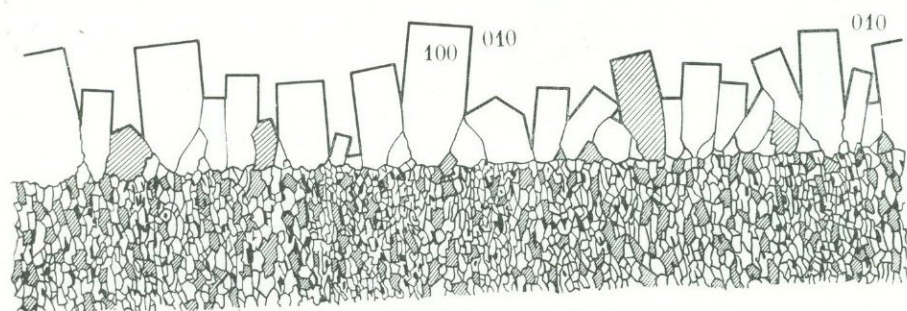
Понятно, что использование в качестве центров кристаллизации ранее образованных зерен возможно лишь в том случае, если их поверхность сохраняет свою активность и не покрывается какими-либо посторонними минералами. Иногда же бывает так, что стенки трещин «запыляются» тончайшим слоем другого минерала или покрываются довольно заметной коркой постороннего минерала. Так, например, в кварцевых жилах, на Алдане, в трещинах, секущих кварциты, до начала кристаллизации кремнезема иногда отлагался

Рис. 6. Ориентированные кристаллы полевого шпата (белое) и нефелина в жилах альпийского типа среди мискистов Вишневых гор, Урал, и Приполярного Урала; высота кристаллов в среднем составляет 15 мм

а — разрез по полосчатости мискиста, Вишневые горы; б — поперечный разрез, Сура-Из, Приполярный Урал. Плоскость проекции совпадает с трещиной разрыва. Изолинии: 0—1/2—1—2—3—4—5%, по Б. В. Чеснокову (1956а); в — диаграмма, которая показывает ориентировку оптических осей кварца в метаморфических сланцах



a



b

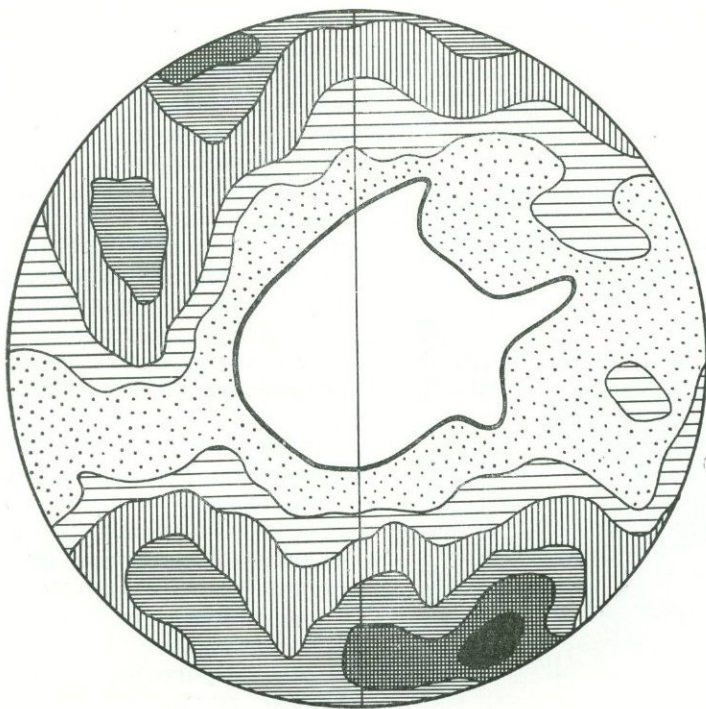
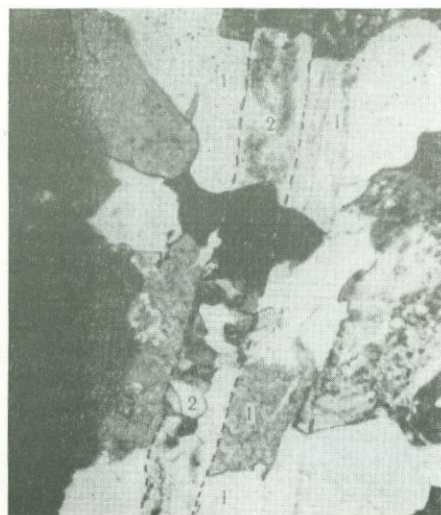




Рис. 7. Обломок кварцита (1) с нарощими на него минералами: сверху — хлорит (2) и анкерит (3), снизу — кварц (4); 0,75 натур. вел., Алдан

Рис. 8. Новые индивиды кварца (2), зародившиеся и выросшие на разорванных зернах породообразующего кварца (1) в гранитах, по Ю. М. Дымкову, Рудные горы, ГДР; увел. 10



хлорит, зарождение которого происходило самопроизвольно в растворе. Кристаллы-зародыши этого минерала опускались на верхние стороны выступов неровных стенок трещины. Поэтому в начале выделения кремнезема зарождение кристаллов кварца оказывалось возможным только на свободных поверхностях кварцита, и на Алдане встречаются образцы, подобные изображенному на рис. 7, на которых видно нарастание кварца только на нижние части выступов кварцита, так как верх их был закрыт хлоритом и позднее выделившимся анкеритом, также самопроизвольно зарождавшимся в растворе. Подобного рода случаи лишний раз подтверждают, что кристаллы горного хрусталя зарождаются на зернах породообразующего кварца.

Зерна породообразующих минералов могут служить затравками для новых кристаллов не только в трещинах и полостях жил, но и в самих породах.

Такое явление наблюдается при развитии в породах микротрещин, в частности в тех местах, где жила постепенно выклинивается. Например, в Рудных горах жилы с нарощими кристаллами кварца в виде гребенчатых корок (Барсуков, 1967) переходят в трещинки, пересекающие зерна кварца. Выделяющийся кремнезем и здесь не образует новых кристаллов, а просто нарастает на раздвинутые части кварца и «спаивает» их, так что границы прежнего зерна и имеющего ту же структурную ориентировку новообразования удается наблюдать лишь при запыленности минералов посторонними включениями (рис. 8). Аналогично происходят явления в осадочных породах, например в случае пересечения микротрещинок кальцитовых зерен при эпигенезе в песчанике (см. рис. 60 в книге Л. Б. Рухина, 1953).

Другой случай — зарождение на зернах с образованием на затравке (обломке или окатанной песчинке) ограниченных кристаллов. Очень ярко такое явление проявлено при эпигенезе осадочных пород, в которых на окатанные зерна кластического минерала нараста-

ют новообразования в параллельной кристаллографической ориентировке с внешними гранями, а контур самой заправки вырисовывается только по «запылению». В той или иной мере подобные явления отмечаются для полевых шпатов, граната, апатита, кварца, циркона и некоторых других минералов в метаморфических и изверженных породах (см., например, Старков, Флаасс, 1966). Подобные оторочки широко известны в глубинных магматических породах и подробно описаны Д. Немец (1970) на примере гранитов Чехословакии (рис. 9).

Зарождение на кристаллах ранней генерации

В известной мере разновидностью вышеописанного является зарождение минералов на кристаллах (а не на неправильных зернах) того же самого минерального вида, раньше выросших в жиле, т. е. представляющих предыдущую генерацию данного минерала.

Появление кристаллов новой генерации обычно происходит после перерыва в отложении минерального вещества, сопровождаемого изменением физико-химических условий, вследствие чего вновь отлагающееся вещество не идет на продолжение роста граней кристаллов первой генерации, а дает начало новым кристаллам, имеющим иную кристаллографическую форму или отличающимся по физическим и иным свойствам.

Наблюдения показывают, что активным местом зарождения новых индивидов минералов являются прежде всего вершины и ребра ранее выросших кристаллов. Теоретически такая приуроченность вполне понятна: например, в то время как на гранях куба атомы, условно говоря, наполовину направляют химические связи в глубь кристалла, на ребрах это получается только на одну четверть, а на вершинах — на одну восьмую. Физически картина сложнее, но все же энергетически наиболее активны вершины, затем ребра, а грани уступают тем и другим.

Прежде всего укажем пример кальцита. Близ Нового Афона на Черноморском побережье Кавказа в полостях среди карбонатных пород наблюдаются кристаллы кальцита двух генераций. Первая генерация выросла в виде крупных кристаллов в форме острого скаленоэдра (это, по макроскопическому определению, $K: \{21\bar{3}1\}$), на которых позднее и происходило зарождение кристаллов второй генерации кальцита, представленной главным ромбоэдром $\{10\bar{1}1\}$. Как видно из рис. 10, наросты второй генерации приурочены к вершине и ребрам крупного кристалла первой генерации; кое-где имеющиеся на плоскости грани мелкие кристаллики $\{10\bar{1}1\}$, вероятно, зародились на выступах и неровностях граней более раннего кальцита.

Подобный способ зарождения минералов был ранее установлен Г. Г. Леммлейном (1937) на кварце с р. Пскем в Западном Тяньшане, который также был описан Г. М. Вировлянским (1938).

В месторождении на р. Пскем кристаллы кварца находятся в кварцевых жилах, секущих гранатово-амфиболовый скарн. Первая генерация кварца здесь представлена столбчатыми кристаллами, тогда как кварц второй генерации сильно укороченный, псевдодипирамидальный, т. е. грани призмы в них отсутствуют. Новообразования второй генерации кварца зарождались прежде всего на вершинах призматических кристаллов, в результате получались характерные скипетровидные сростки (рис. 11), известные и в целом ряде других месторождений, например, в знаменитых аметистовых жилах Ватихи на Урале; на р. Пскем, однако, новые индивиды одновременно зарождались и на ребрах призмы кварца первой генерации.

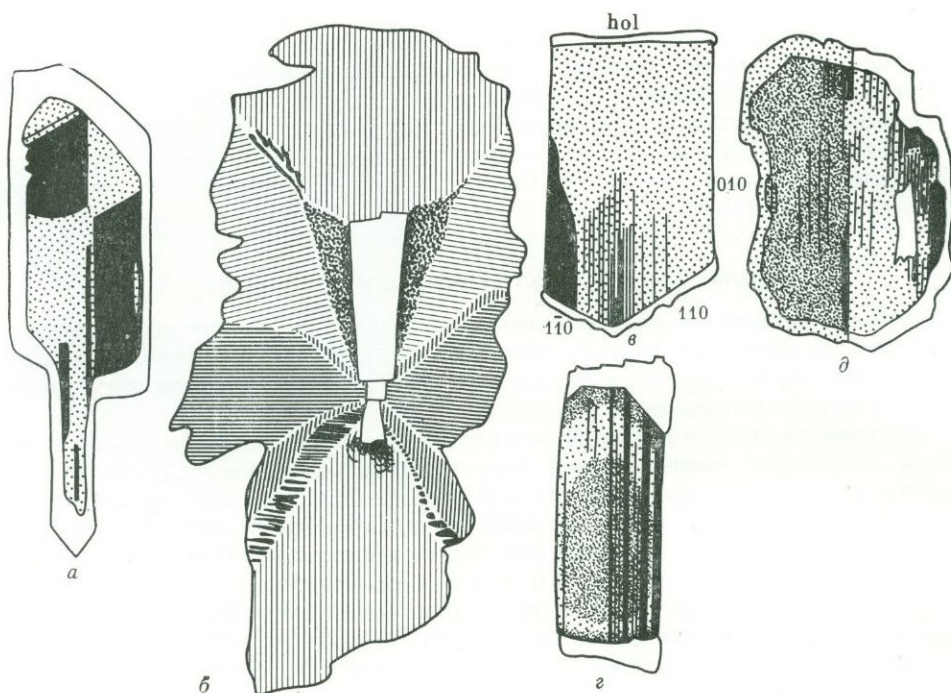


Рис. 9. Различные морфологические соотношения полевых шпатов, зародившихся друг на друге

a — вкрапленник плагиоклаза, сдвойникованный по альбитовому закону и обросший санидином (содалитовый трахит, Милешов, Чешское среднегорье); *б* — плагиоклаз, окаймленный микроклином, срastaющимся микрографически с кварцем (Яворнинский массив); *в* — вкрапленник плагиоклаза, сдвойникованный по альбитовому закону и обросший санидином, окаймляющим лишь определенные грани плагиоклаза (содалитовый трахит, Загорье, Чешское Среднегорье); *г* — зональный вкрапленник плагиоклаза, сдвойникованный по альбитовому закону и обросший санидином, окаймляющим лишь определенные грани плагиоклаза (содалитовый трахит Костомлаты, Чешское среднегорье); *д* — вкрапленник плагиоклаза, сдвойникованный по карлсбадскому закону (содалитовый трахит, Велемин, Чешское Среднегорье)

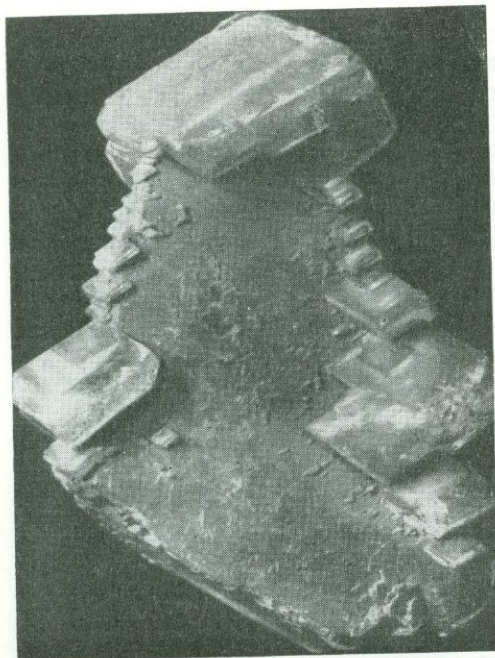


Рис. 10. Кристаллы кальцита двух генераций. Вторая генерация ромбоэдрического кальцита зародилась на ребрах скаленоэдрического кальцита первой генерации; 0,6 натур. вел. Афонское месторождение, Кавказ

В последнем случае Г. Г. Леммлейн дополнительно подметил особенно интересное явление зарождения новых индивидов только на отрицательных ребрах призмы кварца, служившего затравкой. Отсюда рост новообразовавшихся кристаллов распространялся в сторону положительного ребра (на рис. 11 видно, что ребра призмы усеяны кристалликами кварца второй генерации только через одно). Нельзя не заметить в этом примере влияния на зарождение новых индивидов полярности двойных осей симметрии кварца. К сожалению, область проявления силового поля при образовании минералов в природе еще совершенно не изучена.

При зарождении на кристаллах ранней генерации также имеет большое значение чистота и активность поверхности кристаллов-зародышей. Наблюдаются случаи, когда возможность зарождения строго контролируется этим фактором, как это отмечалось в кварцевых жилах Приполярного Урала, где аметист зарождается и нарастает на ранее образованном обычном кварце только снизу, так как верхние части кристаллов кварца оказываются закрытыми корочками анкерита (наблюдения А. Е. Карякина).

Особо нужно сказать о зарождении кварца на концах волокон халцедона. Халцедон, как известно, имеет кристаллическую структуру кварца и является морфологической разновидностью этого минерала, представленной тончайшими волокнами, вытянутыми чаще всего по оси второго порядка кварца (а не по главной оси). Поэтому при кристаллизации сначала халцедона и затем кварца мы имеем, в сущности говоря, отложение двух генераций кремнезема одной и той же кристаллической природы.

Наблюдения над нарастанием кварца на халцедон сделаны Г. Г. Леммлейном (1964) в кварцево-халцедонных жеодах из коры выветривания гранитов Украины в окрестностях Володарск-Волынского и в жеодах из Шах-Назара в Армении.

Исследованные жеоды прежде всего покрывались по стенкам слоем халцедона, создавшим внутри жеода специфическую для этого минерала почковидную поверхность, составленную сферолитовыми агрегатами волокон кварца, как уже говорилось, в которых по направлениям радиусов сферолита располагается ось второго порядка. Позднее выделившиеся кристаллы кварца использовали в качестве зародышей концы волокон халцедона, выходящие на поверхность сферо-

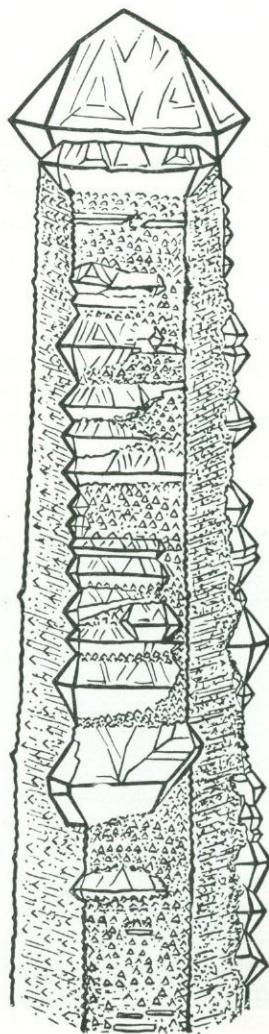


Рис. 11. Скинпетровидный кристалл кварца, на котором видны нарастания индивидов кварца второй генерации, зародившиеся на отрицательных ребрах призмы и на головке; 0,6 натур. вел., река Пскем, Западный Тянь-Шань

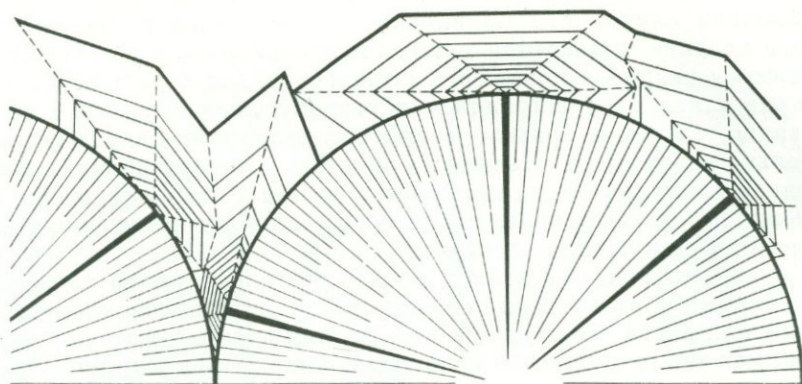


Рис. 12. Схема зарождения и нарастания кварца на халцедоне (разрез)

литов, что ясно видно просто в шлифах. Кристаллы кварца наследовали кристаллографическую ориентировку волокон халцедона и поэтому располагаются главной осью по касательной к сферолитовым агрегатам (рис. 12). Разрастаясь до определенной величины, зародыши кварца затем образовали на поверхности халцедона мелкие друзы совершенно необычного вида — с лежащими кристаллами кварца. При дальнейшем росте таких необычных друз из них, в силу геометрического отбора, получаются друзы обычного вида.

Зарождение на осколках

Зародышами могут служить не только зерна и кристаллы, но также осколки ранее образовавшихся кристаллов (Григорьев, 1949). Это явление наблюдается тогда, когда при образовании месторождений в них имеют место проявления внутриминерализационного дробления. При этом ранее выделившиеся в полостях минералы подвергаются дроблению с образованием осколков разной величины, а иногда происходит настоящее перетирание минерала, дающее тонкопылеватые частицы.

Так получающиеся осколки являются принудительно возникшими центрами кристаллизации, и они могут давать начало новым кристаллам минерала. Осколки особенно активны из-за нарушения межатомных связей и неравновесности отдельных частей их поверхности.

Некоторые примеры зарождения минералов на осколках таковы.

В кварцевых жилах Алдана, залегающих среди кварцитов Алданского комплекса верхнего архея, на ранее начавших рост кристаллах кварца сверху весьма нередко находятся мелкие кристаллики того же минерала, зародившиеся на осколках кварца (рис. 13).

Новые кристаллы зарождались в какие-то средние моменты кристаллизации кремнезема, они росли далее вместе с кристаллами, служившими им основанием, отделяясь от них поверхностями совместного роста (индукционными поверхностями). В хрусталеносных жилах Памира, также расположенных преимущественно среди кварцитов, наблюдается аналогичная картина, но здесь осколки появились во множестве, почему на верхних частях крупных кристаллов находятся не отдельные кристаллики последующего зарождения, а целые кристаллические корки-друзы (см. рис. 13, б).

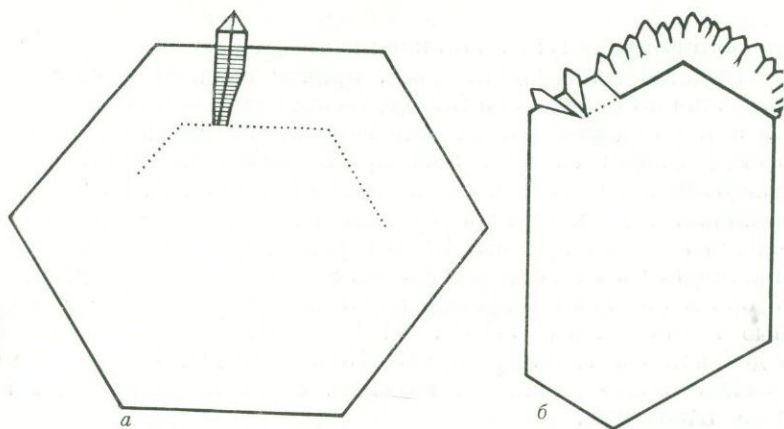


Рис. 13. Зарождение кристалла на осколках

a — мелкий кристалл кварца, выросший из осколка, упавшего на крупный кристалл. Поперечный срез, 0,4 натур. вел., Алдан; *б* — друза мелких кристаллов кварца, выросших из зародышей-осколков, упавших на крупный кристалл. Поперечный разрез, 0,5 натур. вел., Памир

Получившиеся благодаря появлению осколков новые зарождения минералов описаны также для флюорита (Григорьев, 1949₁, 1951), барита (Франк-Каменецкий, 1949), гипса (Кутина, 1952).

Конечно, осколки бывают не только мелкие, но и крупные. Собственно, отколовшийся от друзы кристалл также есть обломок, равно как и оставшееся на друзе его основание. И такие обломки становятся особенно выгодными местами для отложения новых порций кристаллизующегося вещества.

Роль поверхности излома кристалла демонстрируется, например, на кальците из Дарасунского месторождения в Забайкалье (рис. 14). Скаленоэдрический кристалл (на снимке — темный) откололся от основания по ступенчатой поверхности спайности и на такой неравновесной — ромбоэдрической поверхности выросла целая группа кристалла скаленоэдрического габитуса (снизу).

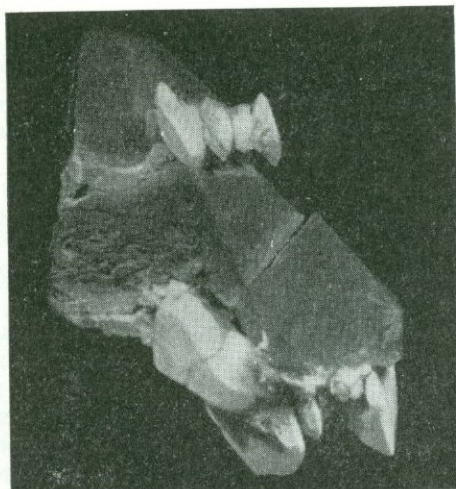


Рис. 14. Зарождение кристаллов кальцита (белое) на трещине в более раннем кристалле кальцита, по Р. А. Амосову. Место-рождение Дарасун

Заращение поверхностей скола на кристаллах — *регенерация* — происходит по такому правилу: заращение начинается во многих точках поверхности и получается многоглавый рост, причем сначала возникают грани, наиболее близкие по положению (как допускает кристаллическая структура) к сколу, а затем они последовательно заменяются другими, стремящимися к равновесной форме; головки новообразований постепенно сливаются и в конце концов может получиться одна новая вершина. И. И. Шафрановский (1944) установил, что в жилах на Приполярном Урале на кристаллах кварца с обычными гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$ и ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}1\}$ регенерация наклонных к главной оси сколов идет следующим образом. В зависимости от ориентации скола прежде всего возникают морфологически второстепенные грани $\{32\bar{5}3\}$, $\{41\bar{5}2\}$, $\{71\bar{8}1\}$, $\{12.1.\bar{1}3.1\}$ и др. Затем к ним начинают добавляться главные формы $\{10\bar{1}0\}$ и $\{10\bar{1}1\}$. Эти грани постепенно перекрывают более ранние и, наконец, огранение кристалла получает равновесные очертания.

На рис. 14 заметно, что новые кристаллы выросли не только на сколе у основания, но и вдоль трещины на середине скаленоэдра. Этот пример подчеркивает аналогичную роль трещин, вызываемую понятно той же причиной — энергетической выгодой зарождения у «ребра» поверхности разрыва.

В жилах Айшат-Кули, Дагестан, на друзьях кварца бывают как бы срезы целые группы кристаллов. Затем сколы подвергаются регенерации и покрываются многими головками, становясь похожими на древесные пни со свежими побегам (Grigoriev, 1960).

Зарождение на кристаллах другого минерального вида

В качестве зародышей при начале кристаллизации минералов в некоторых случаях выступают кристаллы другого минерального вида, изоструктурного с кристаллизующимся, или даже кристаллографически достаточно резко отличного.

Многочисленные сведения о нарастании одних минералов на другие приводит Фрондель (Frondel, 1934). В первых из изученных им образцов имело место закономерное нарастание кристаллов одного вида на вершины и ребра минерала другого вида. Такое именно нарастание объясняется явлением адсорбции кристаллом-затравкой растворенного вещества нарастающего минерала: углы и ребра кристаллов сильнее адсорбируют вещество, нежели поверхности граней. В связи с указанным явлением у этих участков кристаллов-затравок возникла повышенная концентрация вещества вновь образующегося минерала, что и вызвало здесь начало его кристаллизации. Появление центров кристаллизации не в растворе, а именно на поверхности кристаллов-затравок объясняется еще и тем, что работа по образованию нового кристалла на адсорбируемой поверхности меньше, чем таковая же для зародыша, самопроизвольно создающегося в растворе, ввиду меньшей величины поверхности зародыша, примыкающего одной стороной к телу кристалла-адсорбента.

Нарастания такого типа наблюдаются на образцах из рудника Джон-Рид в Колорадо, представленных мелкими кристалликами доломита, использовавшими для зарождения все вершины ромбоэдра родохрозита или покрывающими также все ребра кристалла-основания (рис. 15).

Везде в срастаниях наблюдается закономерная ориентировка минералов, т. е. проявления *эпитаксии*. В этих примерах нарастание новых кристаллов

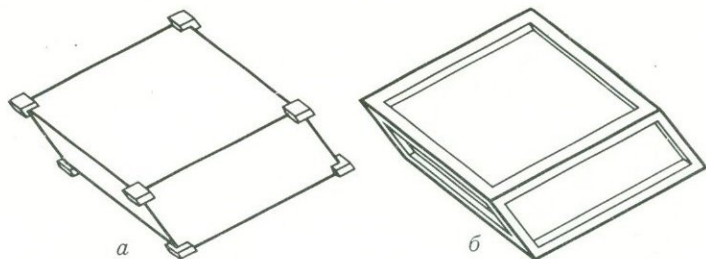


Рис. 15. Кристалл доломита, эпитаксически зародившийся и выросший на вершинах (а) и ребрах (б) родохрозита. Рудник Джон Рид, Колорадо, США

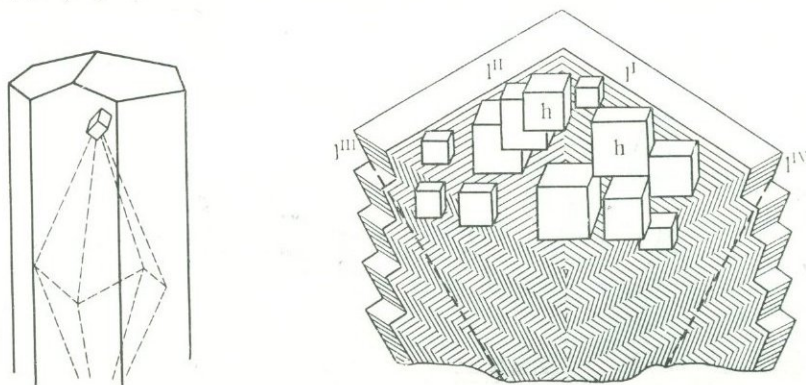
совпадает с окончанием роста первого минерала. Интереснее срastания минералов из рудника Витлей в Пенсильвании (рис. 16), где на скаленоэдрический кристалл кальцита нарастает в закономерном, ориентированном положении кубик флюорита. Кальцит в этом случае продолжал расти и позднее, но в связи с адсорбцией постороннего вещества на его гранях прежняя форма оказалась уже неустойчивой, и окончательно кристалл вырос в виде комбинации призмы и тупого ромбоэдра.

Ориентированные нарастания встречаются не только у химически различных веществ, но и у двух полиморфных модификаций одного и того же соединения. Широко известен пример эпитаксического нарастания пирита на марказит, причем одна из плоскостей $h\{100\}$ пирита оказывается параллельной $p\{001\}$ марказита, а другая плоскость куба пирита — параллельной $M\{110\}$ марказита (рис. 17).

Отметим, что закономерное расположение зародышей получается не только при свободной кристаллизации минералов, но и при иного рода процессах — при метасоматическом замещении, когда получают гомосеменные псевдоморфозы (энстатит — лизардит и др.), при распаде твердых растворов (пертиты распада полевых шпатов, борнит-халькопиритовые ре-

Рис. 16. Кристалл флюорита, эпитаксически зародившийся и выросший на вершине скаленоэдра кальцита в средний момент его роста. Рудник Витлей, Пенсильвания, США (слева)

Рис. 17. Кристаллы пирита, эпитаксически зародившиеся и выросшие на марказите. Литтмитц, Богемия, ГДР (справа)



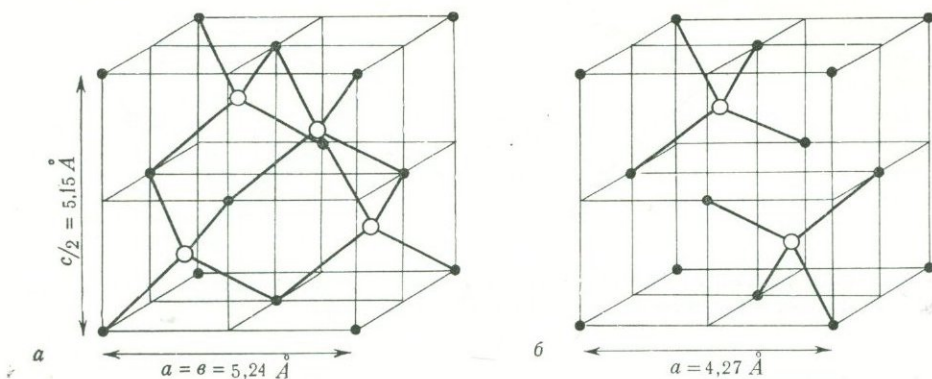


Рис. 18. Кристаллическая структура халькопирита (а) и куприта (б)

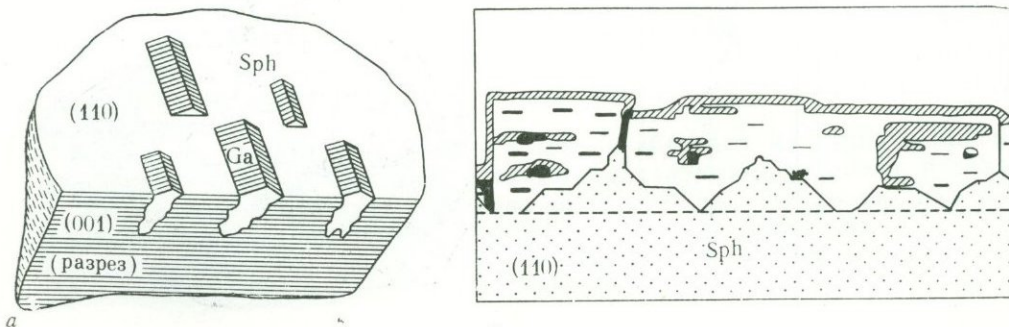
шетчатые структуры распада и др.), при рекристаллизации, метаморфизме (Mehnert, 1962; Rast, 1965) и еще некоторых процессах.

Чтобы сильнее подчеркнуть ориентирующую роль субстрата при зарождении кристалла в твердом веществе, приведем данные о замещении купритом халькопирита в зоне окисления рудных месторождений. Кристалл халькопирита нередко целиком превращается в один кристалл куприта. Будучи тетрагональным (речь идет не о «кубическом халькопирите» — таллахите), халькопирит псевдокубичен и главные его формы — положительный тетраэдр $\{112\}$ и отрицательный тетраэдр $\{\bar{1}\bar{1}2\}$, развиваясь одинаково, придают кристаллам вид октаэдра. Зародившись в халькопирите, куприт, которому свойственна октаэдрическая форма, дает гомоосевую псевдоморфозу.

На примере такого процесса удобно сказать о законах эпитаксии вообще. Предложивший термин «эпитаксия», Руайе (Royer, 1928) придавал большое значение близости параметров структуры зарождающегося кристалла и кристалла-субстрата, т. е. «подложки», в плоскости срастания, указывая различие не более 15%. П. Д. Данков добавил энергетический фактор и

Рис. 19. Пример одновременного совместного роста двух минералов в закономерной ориентировке (синтаксия)

а — блок сфалерита, вырезанный по (110) и (001); сфалерит (Sph) и галенит (Ga) ориентированы: (110) $[001] \text{ ZnS} \parallel (110) [001] \text{ PbS}$, увел. 13; б — разрез по (110); пунктиром показан момент зарождения галенита на сфалерите, увел. 27



максимально допустимую разницу для размера нарастающего кристалла Δa_{\max} выразил формулой

$$\Delta a_{\max} = \left(\frac{2\alpha\sigma}{c_{11} + c_{12}} \right)^{1/2}, \quad (3)$$

где α — параметр структуры, σ — поверхностная энергия на границе минералов, C_{11} и C_{12} — соответствующие упругие константы прирастающего кристалла. Отсюда для эпитаксии был сформулирован «принцип размерного и ориентационного соответствия» срастающихся кристаллов. Общий обзор проблемы в 1965 г. дан А. А. Симановским, а преимущественно для металлов — Л. С. Палатником и И. И. Папировым (1964). Базируясь на структурно-геометрических факторах, В. А. Франк-Каменецкий (1964) дал анализ эпитаксии куприта и халькопирита.

Одновременно необходимо сделать акцент на влияние ориентированных связей в срастающихся минералах.

Халькопирит строится так, что все атомы имеют тетраэдрические связи: у S и Cu это sp^3 -связи, а у Fe это d^2sp -связь (последние данные: Зуев, 1968). В куприте также имеется sp^3 — тетраэдрическая связь у кислорода (у меди — линейная sp — типа). На рис. 18 видно, что в халькопирите металлические атомы образуют плотнейшую псевдокубическую укладку, а сера заполняет половину тетраэдрических пустот, тогда как в куприте среди плотнейшей кубической укладки меди кислород находится только в одной четверти пустот. При такой структурно-геометрической близости имеются совпадающие по направлениям тетраэдрические связи, которые и играют свою роль в эпитаксиальном зарождении. Надо думать, что взаимодействие связей зародыша и субстрата выяснится со временем как главный фактор явления эпитаксии.

Другой интересный случай одновременного роста двух минералов в закономерной ориентировке описан И. Боневым (1965). Этот пример показан на рис. 19. Галенит в определенный момент роста кристаллов сфалерита начал кристаллизоваться на его поверхности в закономерной ориентировке (эпитаксия). В дальнейшем же оба минерала, ориентированные закономерно, продолжали расти одновременно (синтаксия).

К настоящему времени изучено большое число эпитаксиальных сростаний минералов, и литература о них очень велика. Еще в начале века Мюгге составил важную сводку (Mügge, 1903), а рассмотрению механизма ориентированного нарастания посвящена написанная в 1968 г. работа Ю. Д. Чистякова.

1.2. ВЛИЯНИЕ СТАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ПОЯВЛЕНИЕ ЗАРОДЫШЕЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

1.2.1. РОЛЬ ДИСЛОКАЦИЙ ПРИ ЗАРОЖДЕНИИ КРИСТАЛЛОВ¹

Во многих случаях в первый момент образования минералов оказывают влияние дислокации в кристаллической структуре того субстрата, на котором происходит зарождение. В частности, это специфично для зарождения среди твердого вещества, прежде всего при распаде твердых растворов с образованием пертитов в полевых шпатах и аналогичных прорастаний

¹ Раздел написан С. А. Бородиным.

других минералов. Необходимо привести некоторые общие сведения о дислокациях, поскольку данные будут использованы и в других главах.

В настоящее время различаются четыре основных типа дефектов кристаллической структуры: 1) точечные дефекты — вакансии, т. е. пропуски узловых позиций в структуре, междуузельные (внедренные) атомы и атомы химических примесей, заменяющие атомы в узлах структуры; 2) одномерные дефекты, в том числе дислокации; 3) дефекты упаковки, например, двумерные слои кубической упаковки в гексагональной; 4) механические включения других фаз, включения водных растворов, поры и полости. Все другие случаи сводятся к комбинациям этих дефектов.

Дислокацией называется линейное нарушение в кристаллической структуре, выраженное неодинаковым числом атомов в соседних частях кристалла, приводящим к сгущению (или разрежению) в расположении атомов: на элементарном участке дислокации к N атомам примыкает $N - 1$ атом или $N + 1$ атом.

Для большинства онтогенических явлений, происходящих на уровне субструктуры (крупнее атомных, но мельче макроскопических), наиболее важны именно дислокации. Простейшими у них являются 2 типа — краевые и винтовые.

Краевая дислокация является краем одной «лишней» атомной плоскости, словно расклинивающей кристалл (рис. 20, а, б). Линия от точки π' на передней части рисунка до соответствующей точки π'' сзади называется линией краевой дислокации.

Винтовая дислокация, как и краевая, представляет собой как бы результат сдвижения части одного участка в кристалле относительно другого (рис. 20, в). Здесь линия дислокации идет от точки Π' сверху рисунка до соответствующей точки Π'' снизу (это ось винта).

Возле линий дислокаций структура кристалла деформируется с затуханием искажения обратно пропорционально расстоянию от этой линии.

Все дислокации характеризуются *вектором Бюргера*, обозначаемым \vec{B} . Хотя такие дефекты структуры могут возникать и при росте, всякую дислокацию можно представить как результат перемещения части структуры по плоскости скольжения в направлении скольжения. Направление и величина перемещения определяют вектор Бюргера (стрелка на рис. 20, а). Этот вектор в краевой дислокации перпендикулярен линии дислокации, в винтовой — параллелен, а в *смешанной* находится под острым углом.

Во всякой дислокации существуют недостаточно компенсированные межатомные связи. С этими связями и с полем деформации около дислокации связано локальное повышение *внутренней энергии и энтропии* атомов на дислокации и около нее.

Анализ проведенный Коттреллом (Cottrell, 1953), показал, что в отличие от точечных дефектов дислокации представляют собой дефекты термодинамически неравновесные, т. е. их свободная энергия, связанная с энтропией, много меньше их внутренней энергии (обычно при комнатной температуре — порядка нескольких %). Иначе говоря, дислокации приносят в кристалл некоторый *избыток свободной энергии*.

Величина внутренней энергии дислокации пропорциональна длине дислокации и квадрату вектора Бюргера, обозначаемому \vec{B} . Поэтому энергетически наиболее выгодны дислокации с минимальной величиной такого вектора, который в связи с этим обычно равен всего одному периоду повторяемости кристаллической решетки; дислокации с большим \vec{B} (многократные) — довольно редки, а так называемые частичные широко

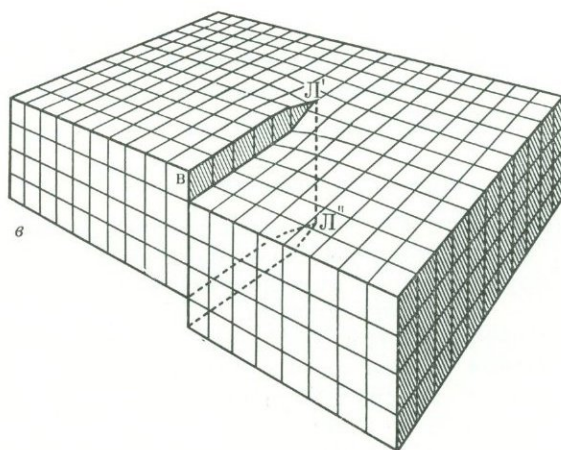
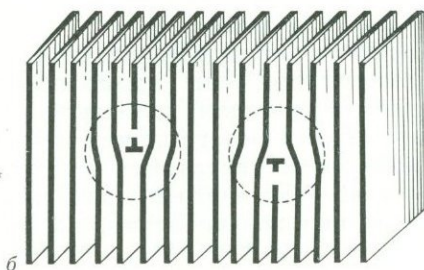
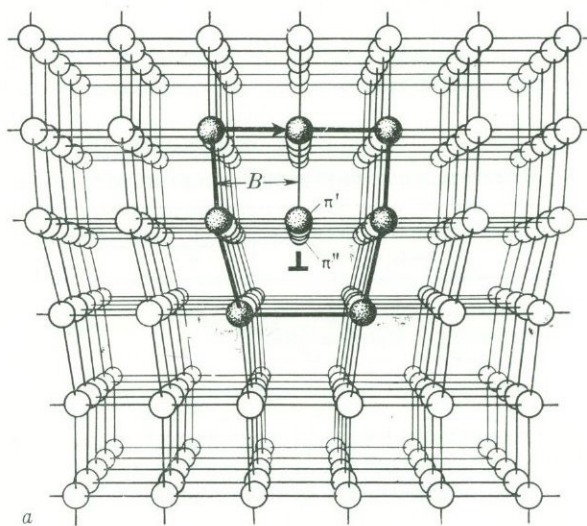


Рис. 20. Простейшие типы дислокаций в примитивной кубической решетке
 а — краевая дислокация. Жирной линией обведен так называемый контур Бюргерса; стрелка в этом контуре равна параметру ячейки — вектору Бюргерса; б — две краевые дислокации разных знаков; в — винтовая дислокация

распространены в структурах минералов, обладающих связью, далекой от ионного типа.

В качестве примера в табл. 1 (Бородин, 1968₁) перечислены векторы Бюргера дислокаций рутила и их относительные энергии на единицу длины.

Таблица 1

Относительные внутренние энергии разных дислокаций в рутите

Вектор Бюргера дислокации, B	$\frac{\langle 100 \rangle}{2}$	$\frac{\langle 101 \rangle}{2}$	$\langle 001 \rangle$	$\frac{\langle 110 \rangle}{2}$
Энергия дислокации, отнесенная к единице длины, $\propto B^2$	5,28	7,47	8,76	10,56

Около дислокации имеется поле упругих напряжений из-за сжатия атомов в одних местах решетки и растяжении в других. Распределение напряжений в этом поле в простейшем случае краевой дислокации (см. рис. 20, *a*) подчиняется закону $\sin \varphi / \rho$, где φ , ρ — полярные координаты точки поля, причем расстояние ρ отсчитывается от линии дислокации радиально, а угол φ — от перпендикуляра к этой линии (лежащего вправо от дислокации) в направлении против часовой стрелки.

Влияние дислокаций на зарождение кристаллов во время распада твердого раствора вызывается тем, что примесные атомы (которые должны образовать выделяющийся кристалл) отличаются по размеру от атомов вмещающего кристалла и около каждого из них имеется свое поле упругих напряжений. Напряжения возле дислокации и вокруг атома взаимодействуют друг с другом. В случае изовалентной примеси ее атомы распределяются в поле краевой дислокации неравномерно, по закону:

$$C_{\text{л}} = C_0 \exp \frac{D \sin \varphi}{\rho}, \quad (4)$$

где $C_{\text{л}}$ — локальная концентрация примеси, т. е. в данной точке решетки, C_0 — концентрация вдали от дислокации, D — константа, отражающая энергию взаимодействия атома примеси с дислокацией, ее физический смысл виден из равенства

$$\frac{D \sin \varphi}{\rho} = \frac{F}{kT}, \quad (5)$$

где в правой части F — свободная энергия взаимодействия примеси с дислокацией, k — постоянная Больцмана и T — абсолютная температура.

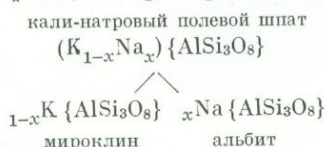
Более крупные атомы притягиваются в область растяжения структуры, а меньшие — в область сжатия.

Образуя в поле дислокации скопление примесных атомов называется «облаком Коттрелла». Максимальная концентрация оказывается в ряду атомов (Бородин, 1968₂), который непосредственно примыкает к дислокации (сверху или снизу).

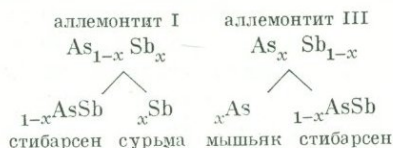
Зависимость наибольшей локальной концентрации примеси C_{max} от температуры соответственно уравнениям (1.2) выражается так

$$C_{\text{max}} = C_0 \exp \frac{F_{\text{max}}}{kT}, \quad (6)$$

Следовательно, при понижении температуры концентрация примеси в облаке Коттрелла увеличивается. При соответствующей T достигается насыщение примесью достаточного объема и тогда обособляется микрокристалл — зародыш новой фазы, например, альбита в микроклине



Другой пример — распад аллемонтиита (Бродин, 1966), идущий по схемам



В аллемонтиите I стибарсен выделяется по плоскостям скольжения кристаллов сурьмы, а в аллемонтиите III — между субиндивидами, т. е. в том и другом случае в тех местах, где развиты дислокации.

Следует подчеркнуть, что влияние дислокаций при зарождении кристаллов не ограничивается случаями распада твердых растворов, а широко отражается и в других условиях. Например, можно предположить, что пирит зарождался на марказите (см. рис. 17) скорее всего на выходах дислокаций, поэтому не равномерно на всей поверхности подложки.

Признаком зарождения кристалла на дислокации (в ранней стадии распада твердого раствора) должна быть игольчатая форма зародыша, так как дислокация в кристалле представляет собой линию. В природе нередки такие случаи, когда эпитактически зародившийся кристалл кубической сингонии — сфалерит, галенит, тетраэдрит, сенармонтит — на кристалле-подложке с отличающейся симметрией вырастает не изометрический, а вытянутый. Искажение формы минералов объясняется влиянием «входящего угла» на кристаллизацию (см. ниже, стр. 200), но и здесь может хотя бы частично сказываться зарождение на линейном выходе краевой дислокации.

1.2.2. ЗАРОЖДЕНИЕ ПРИ УЧАСТИИ ОРГАНИЗМОВ¹

Образование некоторых минералов и их месторождений происходит при некотором участии организмов, в частности — микроорганизмов (см., например, Кузнецов и др., 1962). Роль организмов при этом должна начинаться с акта зарождения, следовательно необходимо выделять еще один способ образования зародышей — микробиологический (Юшкин, 1966). Способ осуществляется в экзогенных условиях в процессах кристаллизации самородной серы, гидрогетита, манганита, псиломелана и некоторых других минералов.

Микробиологическое образование минералов происходит внутри клетки микроорганизма в результате его жизнедеятельности. Минеральное вещество либо накапливается в клетке, полностью минерализуя, замещая ее, либо выделяется клеткой во внешнюю среду в виде мельчайших кристалликов и стяжений. В первом случае зародышем минерального индивида становится

¹ Раздел написан Н. П. Юшкиным.

сама минерализованная клетка, во-втором — минеральная частица, перемещенная в окружающую среду. Только эти случаи прямого формирования клеткой микроорганизма зародышей минерала можно рассматривать как микробиологическое зарождение. Те же случаи, когда образование зародышей минералов происходит вне клетки микроорганизма в результате реакций между выделенными клеткой химическими соединениями и компонентами окружающего вещества, к этому типу не относятся.

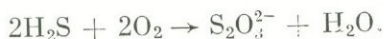
Зарождение индивидов путем минерализации клеток бактерий можно показать на примере жизнедеятельности железобактерий *Metallogenium personatum* Perf., обнаруженных в ряде железопродуцирующих озер Карелии Б. В. Перфильевым и Д. Р. Габе (1961). Колонии этих бактерий состоят из массы расходящихся нитей, пропитанных гидратом окиси железа (рис. 21, а). Окисление закисного железа играет роль дыхательного акта в их жизни. В процессе жизнедеятельности нити утолщаются, количество их увеличивается и колонии превращаются в сплошной микроскопический сгусток — стяжение гидрогетита (рис. 21, б, в). Но на этом процесс не заканчивается. На концах радиальных нитей, выходящих на поверхность сгустка, образуется новая генерация репродуктивных клеток, перерастающих в подобные центральной трихосферические микроколонии (рис. 21, г). Они в свою очередь минерализуются, увеличивая размер микростяжения. Процесс повторяется неоднократно, и постепенно микростяжение превращается в дисконидную или шаровидную макроконкрецию. Мельчайшие зернышки гидрогетита образуются в клетках и других многочисленных железобактерий.

В неглубоких открытых сероводородсодержащих водоемах интенсивно развиваются так называемые истинные, окрашенные (пурпурные, зеленые) и бесцветные серобактерии. Первые — выделяемые углекислотой в присутствии света, а вторые — в присутствии кислорода окисляют сероводород и откладывают в своих клетках мельчайшие выделения серы (рис. 22). Если количество сероводорода в водоеме избыточное, клетки серобактерий полностью насыщаются самородной серой и становятся зародышами ее кристаллов. При недостатке сероводорода внутриклеточная сера не сохраняется, окисляясь до серной кислоты.

Типичным примером выделения зародышей минералов клетками микроорганизмов в среду является зарождение самородной серы в экзогенных месторождениях при участии тионовокислых бактерий. Самородная сера этих месторождений накапливается в результате микробиологического окисления сероводорода, в свою очередь образовавшегося путем микробиологического восстановления сульфатного иона подземных вод в присутствии углеводородов нефтяного происхождения (Иванов, 1964; Юшкин, 1968).

Окисление сероводорода происходит в клетках тионовокислых бактерий *Thiobacillus thioparus*. Бактерии имеют форму коротких палочек с закругленными концами и полярным жгутиком, весьма подвижным в молодой культуре. Размер клеток лежит в пределах 0,5—0,8 мк в ширину и 0,9—1,4 мк в длину, жгутик превосходит длину клетки в 3—5 раз (Соколова и Каровайко, 1964). Молодые клетки имеют сравнительно плотную плазму с 1—2 шарообразными тельцами, в дальнейшем плазма становится менее плотной и клетка распадается.

Механизм окисления сероводорода до элементарной серы тионовокислыми бактериями довольно сложный. На начальных этапах процесса сероводород превращается в тиосульфат-ион



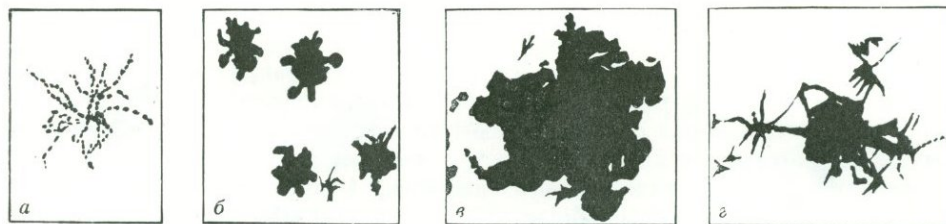
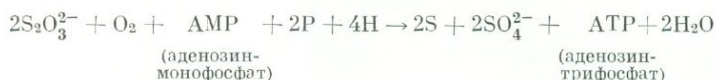


Рис. 21. Последовательные стадии развития колоний железобактерий *Metallogenium personatum* Perf.; увеличения: а, б — 1000, в — 500, з — 600

Дальнейшее внутриклеточное окисление тиосульфата происходит при непосредственном участии активных ферментных систем — фосфатов и серосодержащих нуклеоидов (тиосульфатредуктаза, аденозинфосфат — сульфурилазы: ADP —, APS — и ATS — сульфурилазы), обладающих очень высокой активностью и катализирующих процесс. Общая схема процесса окисления тиосульфата в клетке тиобактерии



Энергия, освободившаяся при окислении сероводорода по такой реакции (около 49 ккал), используется организмами для реакции ассимиляции углекислоты и является источником энергии для жизнедеятельности тиобактерий.

Образовавшаяся сера в отличие от «истинных» серобактерий не накапливается в клетке тиобактерий, а в виде мельчайших частиц выделяется в раствор. Так как размер клеток бактерий очень мал, частички серы, выделяемые ими, являются ультрамикроскопическими.

Эксперименты показывают, что с течением времени частицы соединяются друг с другом в более крупные стяжения, последние уже в 30-дневной культуре в результате собирательной перекристаллизации превращаются в мелкие правильные кристаллы, которые и можно считать зародышами кристаллов (см. рис. 22, а).

Удается наблюдать, что тионовокислые бактерии нередко выделяют не только округлые частицы серы, но и огранные, являющиеся уже сформированными зародышами кристаллов. Это хорошо видно, например, на электронно-микроскопических снимках (рис. 23), по М. Розербергу и Л. Поспилилу (1953).

В природных условиях на тех месторождениях, где идет современное серообразование, клетки тиобактерий выделяют мельчайшие, но уже окристаллизованные частицы серы. Рост этих мельчайших кристалликов идет очень быстро и они становятся хорошо различимыми под микроскопом (см. рис. 22, б).

Упомянем еще один случай активного влияния микроорганизмов на зарождение минералов, хотя он, строго говоря, и не относится к микробиологическому зарождению. Речь идет о роли самих клеток микроорганизмов как пылинок-затравок, ядер конденсации при зарождении минералов на готовых затравках. Электронно-микроскопическими исследованиями установлено присутствие клеток бактерий в центрах некоторых снежинок, их

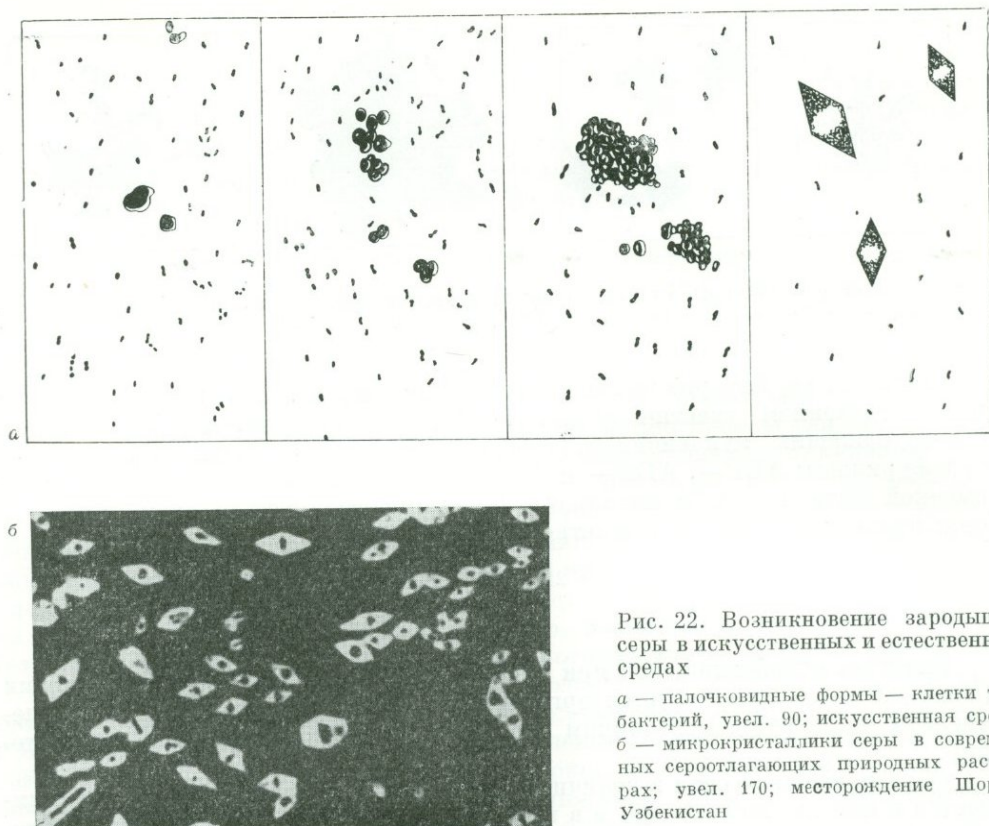


Рис. 22. Возникновение зародышей серы в искусственных и естественных средах

а — палочковидные формы — клетки тиобактерий, увел. 90; искусственная среда;
 б — микрокристаллики серы в современных сероотлагающих природных растворах; увел. 170; месторождение Шорсу, Узбекистан

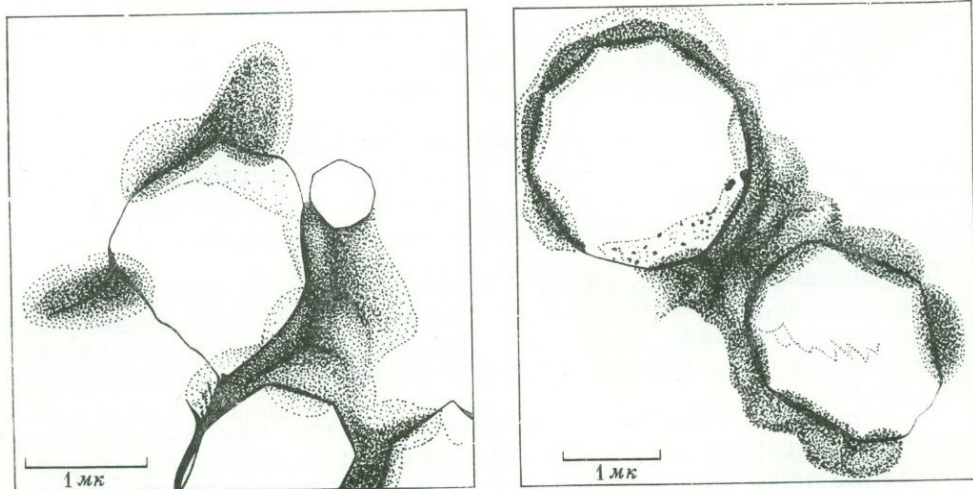


Рис. 23. Электронно-микроскопический снимок, иллюстрирующий выделение клетками кристалликов серы

роль доказана при кристаллизации галита в соляных озерах. Недавно убедительно доказано, что клетки микроорганизмов активно влияют на энантиоморфию зарождающихся на них кристаллов эпсомита, стимулируя преимущественное развитие левых форм.

Наряду с микробиологическими, вероятно, нужно рассматривать и макробиологический (или просто биологический) способ зарождения минералов, обусловленный жизнедеятельностью высших растений и животных (кристаллизация минералов в тканях растений, органах животных, формирование раковин, образование жемчуга и т. п.), онтогенические механизмы этих процессов требуют специального изучения.

1.2.3. ДИНАМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЗАРОДЫШЕЙ С СУБСТРАТОМ

Ориентирующее действие одних кристаллов на другие проявляется не только при зарождении кристалла непосредственно на кристалле-затравке. Оно замечается и тогда, когда зародыши возникают самостоятельно в растворе или расплаве и затем вследствие тех или иных причин приближаются к другим кристаллам, которые служат субстратом при их дальнейшей кристаллизации.

Взаимодействие с поворотом зародышей

Механизм такого взаимодействия представляется в следующем виде.

Если имеется кристалл большей величины и к нему приближается появившийся около него зародыш, то, соприкоснувшись с кристаллом в случайном положении, зародыш поворачивается по поверхности грани большого кристалла, пока в результате взаимодействия кристаллических структур первый не займет на грани какого-либо закономерного положения — параллельного или двойникового — энергетически более выгодного, и только тогда происходит окончательное срастание кристаллов. Предполагается, что взаимодействие зародыша и кристалла, служащего субстратом, происходит через слой жидкости, имеющей на известном расстоянии от поверхности грани кристалла уже упорядоченное строение. Толщина слоя жидкости, способного действовать ориентирующе, по экспериментальным данным, достигает 100 мкм.

Взаимодействие соприкасающихся кристаллов на природном материале было изучено Г. Г. Леммлейном (1940, 1948₁) для кварца из кварцевых порфиоров Самшвилдо в Грузии и из Кафана в Армении. В жидкой магме происходила кристаллизация высокотемпературной модификации кварца, выделявшегося в обычной для этого минерала форме гексагональной дипирамиды, дополненной только узеньким пояском граней призмы. Взвешенные в расплаве кристаллики перемещались под влиянием конвекционных токов (или других причин) и иногда соприкасались друг с другом, причем большей частью происходило сближение более крупного кристалла и маленького кристалла. Маленький кристалл, прикоснувшись к большому, слипался с ним, естественно, гранью дипирамиды, сначала в случайном положении, но затем, скользя, поворачивался до параллельного или двойникового положения и лишь после этого срастался в закономерный сросток. О поворачивании кристалликов свидетельствует тот факт, что число закономерных сростков в общем количестве наблюдаемых и среди них число сростков по отдельным законам резко отличаются от количеств, какие вычисляются по

методу М. П. Шаскольской и А. В. Шубникова при предположении случайного попадания кристаллов в закономерные положения. В результате в породе возникли почти исключительно закономерные сростки кристаллов кварца; случайных сростаний установлено всего около 1,7%.

Взаимодействие кристаллов разных минеральных видов мы проиллюстрируем данными В. А. Франк-Каменецкого (1940).

Исследованный материал был представлен кристаллами барита с вростками халькопирита (и получившегося при его окислении куприта) из баритовой Индышской жилы на Северном Кавказе. Здесь, в гидротермальном месторождении, в последние моменты роста кристаллов барита происходило выделение из раствора сульфидов, в частности халькопирита, который в виде мелких кристаллов-зародышей, имевших тетраэдрическую форму, нарастал на кристаллы барита. И для этих минералов по уже упомянутому способу М. П. Шаскольской и А. В. Шубникова выясняется, что кристаллы халькопирита, соприкоснувшись с гранью барита в случайной ориентировке, поворачивались на угол до 15° и прирастали уже в ориентированном положении, подчиняясь правилам эпитаксиального взаимодействия структур минералов. Доля закономерно сросшихся кристаллов халькопирита и барита в Индышской жиле 95%.

Полярное взаимодействие кристаллов

Выше мы отмечали проявления полярности при зарождении одних кристаллов непосредственно на других (для кварца).

Нужно отметить интересную особенность кварца, обнаруженную И. С. Делицыным (1968). Им экспериментально было показано, что кварцевый песок, насыпанный в какой-либо сосуд после предварительного тщательного перемешивания, приобретает оптическую статистическую ориентировку. Это обстоятельство заставляет нас тщательно разбираться в «тектонитовых» ориентировках кварцевых агрегатов: они могут быть наследованными. Имеются указания на аналогичные явления и при взаимодействии зародышей с субстратом. Так, изучая друзы минералов, отличающихся гемиморфной кристаллизацией, Кальб обратил внимание на то, что кристаллы таких минералов выставляются из друз всегда только одним определенным концом (Kalb, 1920). Например, сколецит выставляется всегда антилогичным концом оси c кристаллов, а каламин (гемиморфит) — аналогичным концом той же оси, т. е. $[001]$ ¹.

К этому можно добавить, что обычно кристаллы полевых шпатов выставляются из друз отрицательным концом оси $[100]$, а Немец (Nemes, 1959) описывает 80 образцов турмалина в виде «солнц» из 17 месторождений и устанавливает во всех случаях, кроме одного, рост кристаллов по радиусам в направлении аналогичного полюса, т. е. $[0001]$. Так получается, в метасоматически образующихся турмалиновых солнцах, но не при свободной кристаллизации этого минерала в полостях пегматитовых жил. При одинаковых условиях зеленые турмалины выставляются в полость также аналогичным полюсом, тогда как фиолетовые — антилогичным, т. е. $[0001]$. Кальб объяснил это прирастанием зародышей гемиморфных кристаллов к основанию друз определенным концом полярной оси.

¹ Другие примеры см. у Хольцнера (Holzner, 1927),

Г. Г. Леммлейн (1937) отметил, что так называемые скрученные кварцы, наблюдаемые в друзах горного хрусталя из жил альпийского типа на Урале, в Альпах и других местах, прирастают к основанию друз также только определенным концом их полярных осей (т. е. осей второго порядка), а именно отрицательным концом таких осей. Ссылаясь на эксперименты Хольднера, Немец пишет о том, что зародыши кристаллов прирастают к субстрату тем концом полярной оси, скорость роста которого меньше.

Однако в некоторых из описанных примеров на ориентировку кристаллов могла влиять другая причина. Так, Г. Г. Леммлейн писал, что сейчас не представляется возможным решить, была ли ориентировка кристаллов в направлении оси *a* результатом изначального закономерного нарастания на стенку породы или же в осуществлении такой ориентировки на друзе сыграл роль известный принцип геометрического отбора направлений с наибольшими скоростями роста. И действительно, уже давно опытным путем на искусственных кристаллах установлено неравенство скоростей роста гемиморфных кристаллов по разным концам их полярной оси (см. Lehmann, 1888), а Г. Г. Леммлейн (1937) то же подметил и на природных кристаллах кварца.

1.2.4. ПОЯВЛЕНИЕ ЗАРОДЫШЕЙ ВО ВРЕМЕНИ

Выше уже отмечалось попутно при разборе других вопросов, что существуют разные способы появления зародышей во времени: одновременное их появление или неоднократное появление (было сказано о двукратном образовании зародышей кварца). Этим, однако, способы появления зародышей во времени не ограничиваются. Систематизировать известные по этому вопросу сведения можно таким образом.

Одновременное появление зародышей. Это наиболее распространенный случай появления зародышей. При кристаллизации изверженных и метаморфических пород, в друзовых агрегатах, в различных месторождениях, во многих других минеральных образованиях зародыши одного минерального вида появляются обычно все одновременно. Какой-либо внутренней последовательности выделения зародышей в одном акте кристаллизации, подобной найденной Тамманом при изучении кристаллизационной способности искусственных расплавов, на минералогических объектах пока обнаружить не удалось.

Множественное появление зародышей. Достаточно распространено в природе и множественное появление зародышей минералов. Множественные зарождения имеют место при образовании разных генераций или разных зарождений минералов.

Множественные генерации минералов в литературе описываются очень часто, особенно для пегматитовых и рудных жил. В пегматитовых жилах, например, различают до восьми генераций кварца, до шести генераций турмалина, пять генераций слюды, три генерации гранатов и т. д. Если указанные генерации не являются описанными нами ранее случаями роста на готовых кристаллах, то их число должно отвечать числу моментов появления новых зародышей. Следовательно, число актов появления зародышей, устанавливаемое по генерациям, для разных минералов может достигать восьми. К сожалению, при изучении генераций вопрос об обстоятельствах появления зародышей минералов никем не ставился, и у нас нет уверенности в том, что генерации во всех случаях определялись правильно, что они не смешивались



Рис. 24. Два зарождения кристаллов плагиоклаза в дайке порфирита. Мелкие кристаллы плагиоклаза (микролиты) включены также и внутри крупных вкрапленников (фенокристаллов). Прозр. шлиф, ник. +, увел. 17. Месторождение Верхнее Кайракты. Центральный Казахстан

с другого рода образованиями — различными зарождениями и (упоминаемыми несколько ниже) фациями минералов.

Увереннее можно говорить о многократности появления новых центров кристаллизации для исследованных случаев образования различных зародков минералов.

Сюда прежде всего могут относиться случаи кристаллизации минералов в порфировых породах. Случаи эти, правда, обычно причисляются к образованию генераций минералов, но критический анализ показывает, что события здесь разворачивались следующим образом. Первые кристаллы зародались самопроизвольно и росли в относительно жидкой магме, может быть еще в интертеллурических условиях. Они располагались на относительно больших расстояниях друг от друга, так как вещество имело возможность диффундировать к этим кристаллам. При дальнейшем охлаждении, возможно уже в ходе перемещения магмы, возрастала вязкость расплава и затруднялась диффузия, в результате чего в разных точках достигалось локальное пересыщение, где и появлялись новые зародыши, и все это происходило при непрерывной (хотя и с изменчивой скоростью) кристаллизации одного и того же вещества. Вновь возникавшие кристаллы росли далее совместно с более ранними и вместе с ними заканчивали рост (рис. 24).

Кристаллы одного зарождения не всегда имеют один размер и сходную форму. Последние могут быть существенно различными в зависимости от фациальных условий минералообразования. Например, такая смена фациальных условий (понижение температуры и повышение вязкости) имеют место при внедрении и кристаллизации силикатных магматических расплавов в виде даек. Вкрапленники какого-либо минерала могут зарождаться одновременно во всем объеме дайки, но скорость и время роста будут различны

в зависимости от расстояния их от контакта. Пример такого рода приведен на рис. 25.

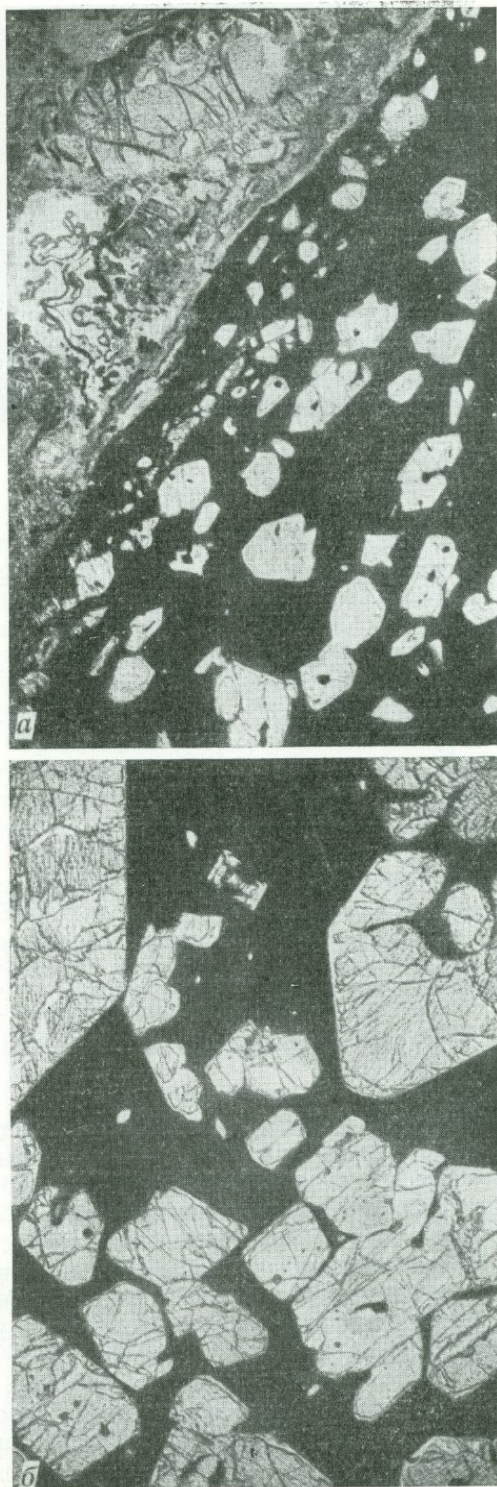
Представляется, что таким путем может происходить образование и полнокристаллических пород с вкрапленниками и мелкокристаллизованной основной массой. Описанный процесс вполне отвечает как микроскопическим, так и макроскопическим особенностям многих горных пород с порфировым строением.

Многokратный рост минералов на осколках, являющихся центрами кристаллизации, установлен для целого ряда месторождений.

В уже упоминавшихся нами месторождениях кварца на Приполярном Урале описано трехкратное появление зародышей кварца (Григорьев, 1949₁). Образовавшиеся при первом зарождении (на зернах, обнажающихся на стенках жил в метаморфических сланцах) кристаллы кварца в этих месторождениях покрываются сверху кристалликами еще двух зарождений, выросшими из осколков, появившихся в середине и ближе к концу процесса отложения кремнезема (рис. 26).

Г. Г. Грушкин (1950) нашел четыре момента появления зародышей — осколков кварца в одном из месторождений Средней Азии, причем ему удалось зафиксировать, что в момент образования новых осколков ранее образовавшиеся из осколков же агрегаты кварца подвергались механическим деформациям с образованием трещин, затем заполнявшихся также кварцем.

Рис. 25. Пример различной величины кристаллов одного зарождения (поколения), начавших кристаллизоваться одновременно
 а — эндоконттакт дайки ультраосновной породы с многочисленными вкрапленниками оливина; видно увеличение их размеров по направлению внутрь дайки; б — вкрапленники оливина из центральной части дайки, имеющие значительно большие размеры. Прозр. шлиф, увел. 17. Маймеч-Котуйская провинция, Полярная Сибирь



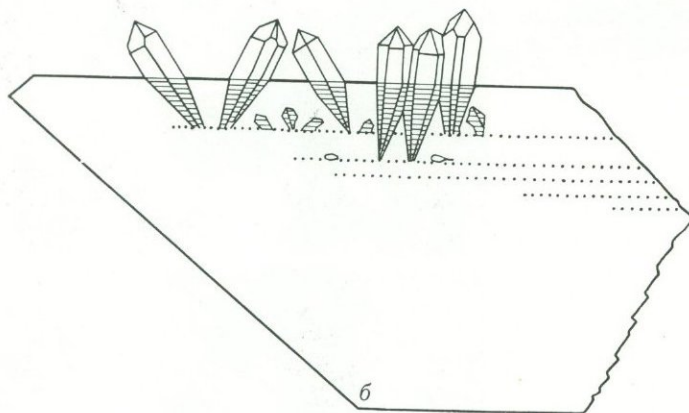
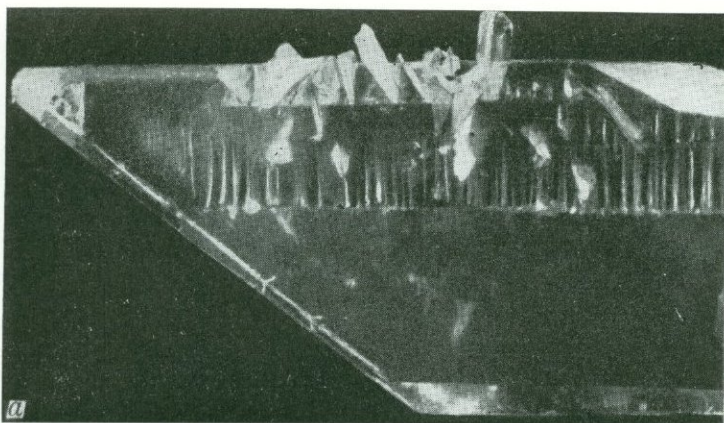
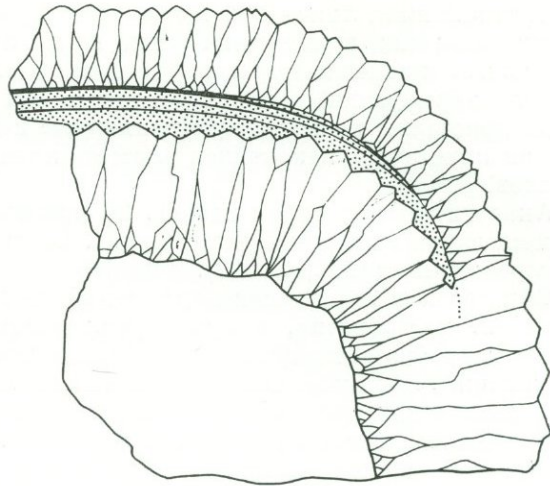


Рис. 26. Кристаллы кварца трех зарождений. Первое зарождение — крупный кристалл; второе и третье — происходили на всех ориентированных сверху гранях большого кристалла; видны мелкие кристаллы, расположенные на двух гранях (а), (б) — лишь нарощие на одну грань кристаллы второго и третьего зарождений, увел. 2,75. Приполярный Урал

До десятка моментов появления зародышей-осколков установлено для флюорита в Калангуйском месторождении в Забайкалье (Григорьев, 1949₁). Здесь флюорит начинал рост на обломках песчаников и сланцев в зоне дробления, проходящей через эти породы, образуя на них в результате геометрического отбора шестоватые агрегаты. В течение последующего отложения фтористого кальция не раз имели место повторные тектонические подвижки по той же самой зоне дробления. При этом каждый раз во множестве получались осколки и мелкая пыль как флюорита, так и вмещающих пород, которые оседали на верхние стороны уже выросших масс шестоватого флюорита (Кормилицын, Иванов, 1959) или на их сколы, возникшие при тех же тектонических подвижках. На рис. 27 показано обрастание обломка сланца флюоритом. На верхней части агрегата флюорита в средний момент кристаллизации зародился новый шестоватый слой этого минерала. Справа — флюорит рос без перерыва.

Рис. 27. Обрастание обломка глинистого сланца шестоватым флюоритом, натур. вел. Калангуй, Забайкалье



Каждый момент дробления (создания зародышей) осколков давал начало большому числу новых кристалликов флюорита, из которых при геометрическом отборе вновь формировался еще один слой шестоватого флюорита. Здесь процесс отложения фтористого кальция был непрерывным — сверху расположенные кристаллы росли без остановки, а слоистость агрегатов минерала вызывалась неоднократностью проявления тектоники¹.

В последнем примере любопытно то обстоятельство, что различные зарождения возникали только в одном, обращенном вверх, участке флюоритовых агрегатов, на который оседали осколки, а на других сторонах рост кристаллов шел непрерывно, и там шестики флюорита по длине равны сумме длин шестиков отдельных зарождений. Другое явление — смена ориентировки флюоритовых агрегатов при повторных тектонических подвижках, в результате которых прежняя верхняя поверхность оказывалась сбоку или даже внизу (на рис. 27 этого не видно). В Калангуйе, таким образом, встречаются весьма своеобразные агрегаты, расшифровка которых была найдена не сразу (сравни Пилипенко, 1973).

1.2.5. ЗАРОЖДЕНИЕ И ГЕНЕРАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Зарождением предложено называть повторное возникновение центров кристаллизации на фоне непрерывной кристаллизации минерального вида одной его генерации.

На некоторых из только что описанных примеров удобно показать отличие зарождений от генерации при помощи диаграмм последовательности образования минералов (Григорьев, 1949₁).

Возрастные соотношения изображенных на рис. 13 кристаллов из жил Алдана видны из схем рис. 28. Здесь, как и в остальных частях схемы, верхняя линия изображает относительную длительность непрерывного отложения вещества кремнезема, т. е. образование одной генерации кварца. Рас-

¹ В соответствии со сказанным образование зародышей-осколков было предложено рассматривать в качестве палеосейсмограмм, т. е. минералогических документов, фиксирующих моменты проявления тектонических движений (Григорьев, 1946₁). Палеосейсмограммами являются также и присыпки минералов.

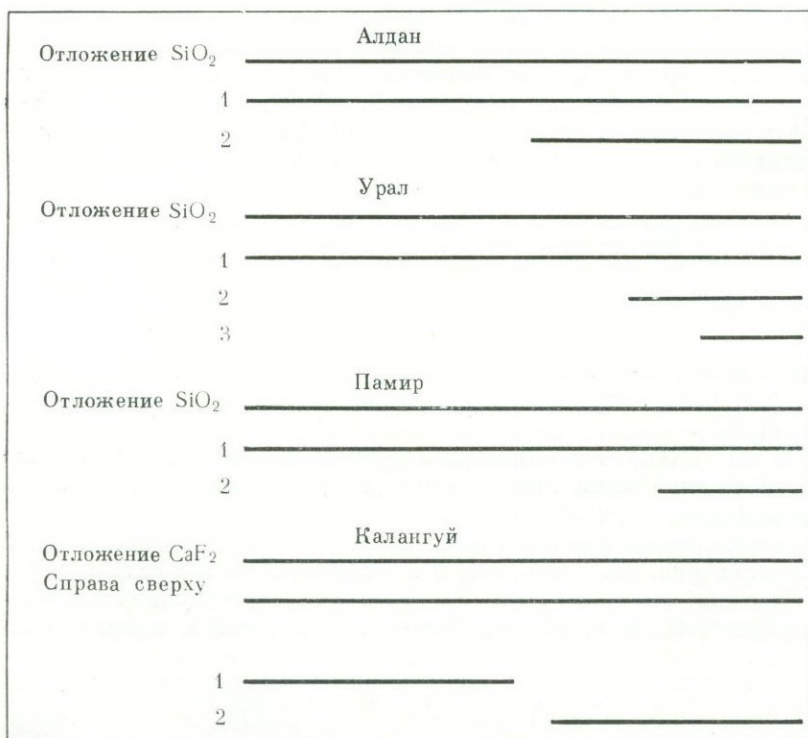
положенная ниже линия отвечает отрезку времени роста кристаллов первого зарождения; она, естественно, равна по длине первой линии. Третья линия изображает продолжительность (относительную) роста кристаллов кварца второго зарождения и показывает, что эти кристаллы появились тогда, когда кристаллы первого зарождения уже наполовину выросли, и что рост мелких кристаллов закончился вместе с прекращением роста крупных кристаллов.

Аналогичным способом на рис. 28 представлены диаграммы для кварца с тремя зарождениями (Урал, см. рис. 26) и для флюорита Калангуйского месторождения (см. рис. 27).

Образование нескольких зарождений имеет место не только в открытых полостях, но, конечно, и при других условиях кристаллизации. Кутина (1952) подробно исследовал образование трех зарождений гипса, росшего среди глины, покрывающей ордовикские сланцы в Мелешницах близ Праги, где вещество получалось за счет окисления пирита в присутствии кальцита, а последовательность образования кристаллов совершенно аналогична второму случаю, помещенному на рис. 28 (Урал). Два зарождения гетита в кварце описаны Л. М. Лебедевым (1953).

В качестве примера возникновения нескольких зарождений одного минерала на фоне непрерывной кристаллизации этого вида опишем ход кристаллизации пироклор-апатитовых жил в одной из карбонатитовых жил СССР.

Рис. 28. Схема возрастных соотношений минералов разных (1, 2, 3) зарождений



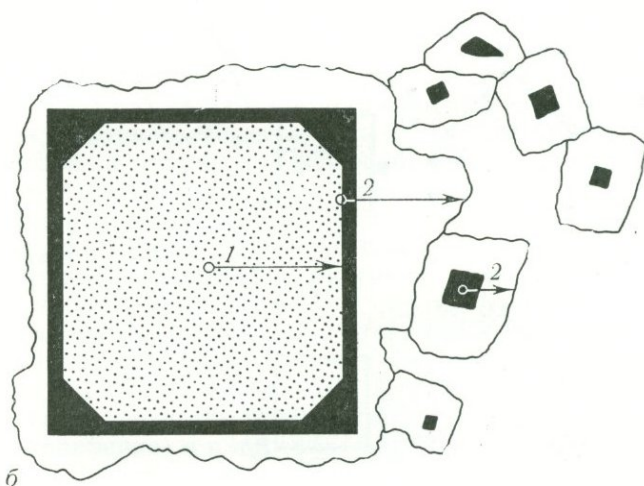
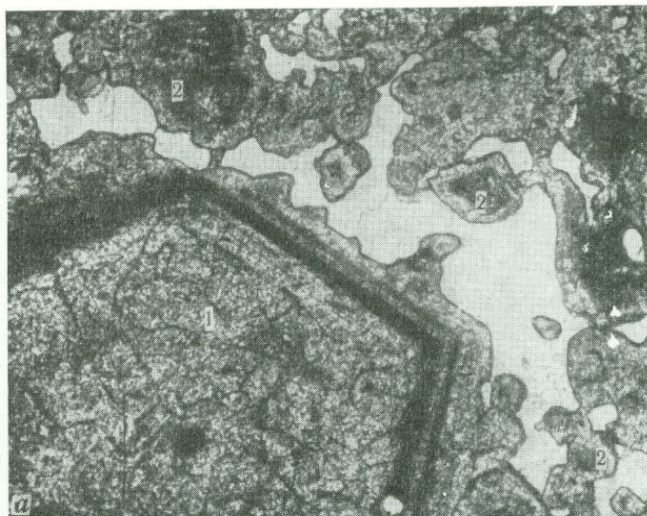


Рис. 29. Внутреннее строение кристаллов пироклора I и II зарождений и положение в них темной зоны

a — прозр. шлиф., николи паралл., увел. 17; *б* — зарисовка

Особенностью этих жил является их чрезвычайно простой минеральный состав: они сложены из пироклора $\text{NaCa}[(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6]\text{F}$ и апатита $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$. Количественные соотношения между пироклором и апатитом варьируют, но обычно пироклор незначительно преобладает.

На рис. 29 изображено внутреннее строение апатит-пироклорового агрегата. Видны относительно более крупные и редкие кристаллы пироклора, соединенные друг с другом извилистым «каркасом» пироклора более светлоокрашенной разновидности. Можно убедиться при этом, что переход от одиночных темных кристаллов к «каркасу» непрерывный. Апатит цементирует пироклоровый агрегат.

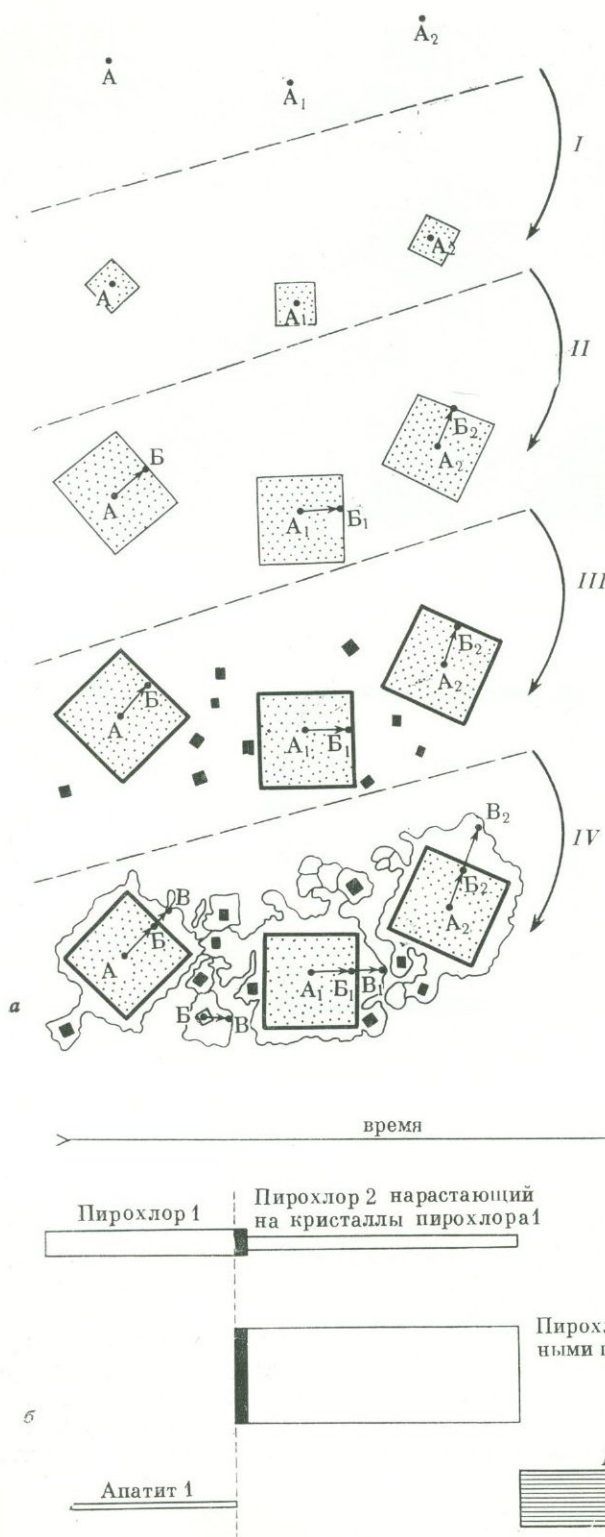


Рис. 30. Последовательные стадии кристаллизации апатит-пироксенового агрегата

a — I — точки нуклеации 1-го зарождения пироксенола и начало его роста; II — окончание роста кристаллов 1-го зарождения; III — нуклеация 2-го зарождения, совпадающая по времени с возникновением темных зон; IV — рост кристаллов 2-го зарождения и формирование современного облака агрегата. Одинаковыми буквами обозначены участки начала синхронного роста. Интервалы: $AB; A_1B_1; A_2B_2$ соответствуют 1-му зарождению; интервалы: $B_1B; B_1B_1; B_2B_2$ — 2-му зарождению; *б* — схема последовательной кристаллизации с учетом относительных объемов минералов

Темные одиночные кристаллы пирохлора имеют некоторые особенности: они достаточно равномерно распределены в объеме жильного агрегата, их окраска темная, почти черная; в прозрачных шлифах на их периферии видна еще более темная зона по {111}. Темной (непрозрачной) эта зона наблюдается в прозрачных шлифах нормальной толщины (0,03 мм); в отраженном свете она обладает большей отражательной способностью, чем внутренняя часть кристалла; макроскопически, в изломе она, напротив, выглядит более светлой, фарфоровидной. Эта маркирующая зона возникла в тот момент, когда кристалл пирохлора имел кубооктаэдрический габитус, сменившийся далее на собственно октаэдрический, т. е. в момент смены габитусных форм пирохлора (см. рис. 29).

На крупные темные кристаллы пирохлора нарастают светлоокрашенные разновидности, образующие «каркас» агрегата. Этот «каркас» имеет следующее строение: он состоит из относительно более мелких кристаллов пирохлора, доросших до соприкосновения друг с другом; внутри каждого из этих кристаллов находится темное ядро, внешние контуры которого контролируются плоскостями октаэдра {111}. Таким образом, одиночные темные кристаллы — вкрапленники имеют непрозрачную зону во внешней части кристаллов, а мелкие светлые кристаллы из «каркаса» оказываются во внутренней части, в ядре. Эта особенность видна на рис. 29.

С учетом этих фактов и их детальной интерпретации ход кристаллизации апатит-пирохлорового агрегата может быть описан следующим образом: выполнение трещины рудным «флюидом» было одноактным; отсутствие признаков гравитационного погружения кристаллов пирохлора I свидетельствует о значительной вязкости рудного вещества перед началом кристаллизации; кристаллизация начиналась одновременно во многих равномерно распределенных в пространстве точках: произошла нуклеация (возникновение центров кристаллизации) темной разновидности пирохлора (I); эти кристаллы росли одновременно и примерно с одинаковой скоростью, так как обладают сходным размером, идентичным рисунком зональности и физическими свойствами; в конце роста кристаллов пирохлора I на них выросла непрозрачная зона; момент кристаллизации этой зоны совпал с началом возникновения новых центров кристаллизации в жильном пространстве многочисленных мелких кристаллов пирохлора светлой разновидности II, рост которых соответственно начался с кристаллизации темных ядер: темные зоны в пирохлоре I (периферия) и в пирохлоре II (ядра) синхронны эти две последовательно (ступенчато) кристаллизующиеся разновидности пирохлора (I и II) являются I и II зарождениями пирохлора; пирохлор II зарождения кристаллизуется без перерыва во времени после кристаллизации индивидов I зарождения; он либо непосредственно продолжает рост кристаллов I зарождения, либо образует независимые центры нуклеации в пространстве, окружающем кристаллы I зарождения; количество центров кристаллизации индивидов II зарождения в сравнении с количеством центров I зарождения увеличивается примерно в 30 раз (!); если принять, что A — количество центров зарождения пирохлора I, B — количество самостоятельных центров зарождения пирохлора II, а B — общее количество центров зарождения пирохлора II, то $B = A + B$; начало нуклеации пирохлора II зарождения причинно связано и хронологически совпадает с моментом начала кристаллизации непрозрачной темной зоны, именно в этот момент резко, в 30 раз (!) увеличивается количество центров зарождения и происходит смена кубооктаэдрического габитуса кристаллов пирохлора I на октаэдрический; кристаллизация апатита причинно связана с кристаллизацией

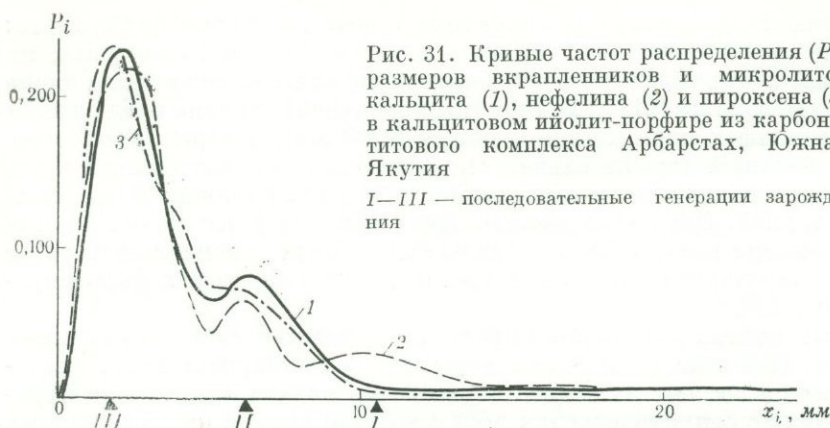


Рис. 31. Кривые частот распределения (P_i) размеров вкрапленников и микролитов кальцита (1), нефелина (2) и пироксена (3) в кальцитовом ийолит-порфире из карбонатитового комплекса Арбарстах, Южная Якутия

I—III — последовательные поколения зарождения

пирохлора, и он также кристаллизуется в виде двух зарождений: апатит I выделялся одновременно с пирохлором I (включен в среднюю зону пойкилитически и не «пересекает» темную зону), а апатит II выделяется после кристаллизации зерен пирохлора II («цементирует» его, но не нарушает его внутреннее зональное строение); если обозначать через V объемы апатита и пирохлора в процентах от общего объема агрегата, то $\frac{V_{\text{пир. I}}}{V_{\text{апат. I}}} \approx \frac{V_{\text{пир. II}}}{V_{\text{апат. II}}}$, что может свидетельствовать о парагенетической связи выделения пирохлора и апатита в каждом из двух зарождений.

В итоге мы получаем возможность установить относительную хронологическую последовательность событий, графически изображенную на рис. 30.

В некоторых случаях можно наблюдать неоднократное появление групповых зарождений нескольких минеральных видов, кристаллизующихся без заметного перерыва. Такого рода групповые зарождения встречаются в порфировых магматических горных породах. А. Г. Жабин и Н. С. Самсонова (1967) изучили кальцитовый ийолит-порфир, состоящий из вкрапленников первично-магматического кальцита, нефелина и пироксена, погруженных в мезостазис из микролитов этих же минералов. Микроскопические наблюдения показали наличие трех зарождений перечисленных минералов, которые имели место на фоне их непрерывной кристаллизации. Были произведены статистические подсчеты размеров вкрапленников и микролитов этих трех сосуществующих магматических минералов. Соответствующий график показан на рис. 31. Отчетливо видно, что зарождение всех трех минералов (особенно II и III) произошло одновременно, т. е. мы имеем в данном случае сопряженную кристаллизацию разных минералов одного парагенезиса, во время которой зарождения минералов происходили неоднократно.

1.2.6. НЕПРЕРЫВНОЕ ПОЯВЛЕНИЕ ЗАРОДЫШЕЙ

Пока имеется мало данных о непрерывном появлении зародышей (центров кристаллизации) при образовании минералов, хотя в природе и этот способ возникновения зародышей кристаллов может быть также нередок (при процессах замещения, при кристаллизации минералов в соляных озерах (?) и пр.).

Указания на этот счет были сделаны предположительно лишь для некоторых письменных проращений полевого шпата и кварца в пегматитовых жилах (Григорьев, Шафранский, 1946; ср. Никитин, 1958; Белянкина и др., 1958). Однако такие структуры образуются, вероятно, разными способами.

1.2.7. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАРОДЫШЕЙ В МИНЕРАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Распределение минералов в объеме минерального месторождения, как известно, нередко бывает неоднородным. Часто наблюдается, что какой-либо минерал встречается не по всему телу месторождения, а концентрируется в отдельных частях его или даже только в определенных точках. При этом, однако, другие минералы распространяются по телу месторождения совершенно равномерно.

Могут быть указаны следующие причины создания неоднородностей распределения минералов в минеральных месторождениях, связанные с моментом появления зародышей¹.

Число зародышей

Как известно, разные минералы могут иметь разное число центров кристаллизации в единице объема кристаллизационного пространства (в сопоставимых условиях). Вместе с тем один и тот же минеральный вид в разных условиях кристаллизации обнаруживает неодинаковую кристаллизационную способность. В каком-либо одном месторождении, как правило, замечаются резкие различия в числе зародышей для разных минеральных видов.

Соответствующие количественные подсчеты были сделаны Кенигсбергером (Koenigsberger, 1940) для месторождений альпийского типа Швейцарских Альп. Считать приходилось, естественно, не зародыши, а уже выросшие из них кристаллы. Данные подсчетов для большого числа отдельных месторождений были сведены в общую схему, воспроизведенную на рис. 32.

Из схемы видно, что на единице поверхности жилы число индивидов разных минеральных видов в указанных месторождениях резко колеблется: от единичных кристаллов у сульфидов, например у халькопирита, до миллиона — у хлорита. Вместе с тем и для одного вида в разных условиях наблюдаются большие колебания. Так, у кальцита число кристаллов на $1 м^2$ изменяется в разных месторождениях от единиц до тысяч.

От чего же зависит число образуемых минералом зародышей? Вероятно, определяющим фактором является диффузионная способность вещества, строящего кристаллы. По Тамману, при одном процессе кристаллизации не все зародыши появляются строго одновременно. Раз это так, то в случае идеальной диффузии минерального вещества в растворе или расплаве к первому выделившемуся зародышу притекло бы все вещество и в результате вырос бы только один кристалл. В действительности диффузия не успевает так перемещать минеральное вещество, и в разных точках кристаллиза-

¹ Конечно, могут влиять и другие, более общие факторы. Так, при метасоматическом минералообразовании большое значение имеет предшествующая тектоническая обработка вмещающих пород, создающая неравномерное распределение путей движения растворов, а также внутриминерализационные тектонические подвижки, направляющие растворы, постепенно меняющие свой состав при движении по разным путям. Могут также воздействовать вариации химического состава вмещающей породы.

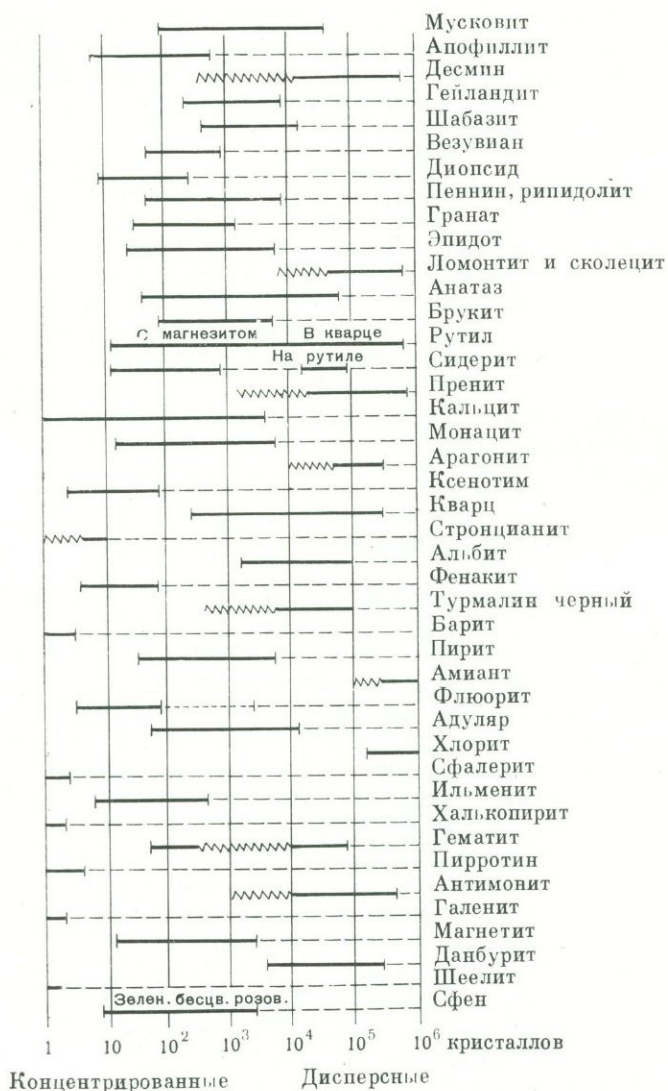


Рис. 32. Число кристаллов минералов на 1 м² поверхности стенки жилы в месторождениях альпийского типа Центральных Альп (Швейцария). Прямой линией отмечены пределы колебаний чисел; зигзаг — минерал выделяется в сноповидных и розетковидных сростках

ционного пространства появляются новые зародыши. Поскольку диффузия зависит от активности атомов, ионов или молекул и от вязкости среды, кристаллизационная способность каждого минерала изменяется с температурой, давлением и с изменением состава того раствора или расплава, из которого происходит кристаллизация.

К рассмотренным данным Кенигсбергера нужно сделать следующее замечание. Мы приводим их здесь как материал для общей постановки вопроса. Что же касается отдельных значений для чисел зародышей, то у нас нет уверенности в их правильности, они могут быть и не совсем верными, так

как подсчет выросших кристаллов должен давать, несомненно, заниженные числа зародышей, ибо множество некогда появившихся зародышей могло не вырасти ввиду «вымирания» их при реализации закона геометрического отбора.

Добавим еще, что помимо самопроизвольной кристаллизации, когда кристаллизационная способность минерала выступает как константа при данных условиях, зародыши нередко создаются, как отмечалось на стр. 32, принудительно — путем оседания осколков минералов, что может резко нарушать нормальный ход образования кристаллов.

Оседание зародышей-кристаллов

В литературе все чаще и чаще появляются указания на влияние опускания зародышей-кристаллитов на распределение минералов в жильных месторождениях (Maucher, 1924; Koenigsberger, 1925; Григорьев, 1946₁, 1947₁). Особенно наглядны результаты оседания зародышей в хрусталеносных кварцевых жилах, однако они отчетливо фиксируются и в различного типа рудных месторождениях.

Оседание зародышей в конечном итоге проявляется в том, что выросшие из них минералы распределены не равномерно, а только покрывают верхние грани кристаллов ранее образовавшихся минералов или выступы боковых пород. Очевидно, выделившиеся в растворе — равномерно по всей его массе — зародыши затем подвергались влиянию силы тяжести, оседали на расположенные ниже выступы и вырастали уже в прикрепленном положении. Для так образовавшихся нарастаний одних минералов на другие характерно равномерное покрытие нарастающим минералом минерала-основания (в связи с тем, что зародыши возникали равномерно по всей массе раствора) и прикрепление нарастающих кристалликов даже к самым малейшим выступам на основании (так как ничтожной величины зародыши были и над ними).

Оседание зародышей можно отметить для целого ряда минералов и в самых различных месторождениях. Так, встречаются односторонне выросшие из осевших зародышей нарастания халькопирита на флюорите, флюорита на халькопирите, анкерита на халькопирите, пирита на сидерите, сидерита на лимоните, флюорита и халькопирита на кварце, мусковита на кварце и ортоклазе, кальцита на кварце и пр. (Григорьев, 1946₁). Очень интересные образцы были встречены в Березовском месторождении на Урале (Григорьев



Рис. 33. Кристаллы кварца, на который narосла корочка анкерита, образовавшаяся из осевших зародышей. Сверху натечный гипергенный кварц, Березовское месторождение, Урал. Разрез; 0,6 натур. вел.

1947₁). В них совмещен целый ряд признаков влияния силы тяжести при образовании минералов. Это кристаллы горного хрусталя, на которых видны выросшие сверху из осевших зародышей корочки анкерита (облик самих кристаллов хрусталя искажен — наибольшая грань ромбоэдра находится снизу), осколки кварца на верхних гранях и образовавшиеся уже из поверхностных вод натеки загрязненного кварца, также приуроченные к верхним частям кристаллов горного хрусталя (рис. 33).

Нужно сказать, что такого рода нарастания одних минералов на другие получили со стороны североамериканских исследователей Ньюхауза и Стойбера (Newhouse, 1941; Stoiber, 1946) иную интерпретацию. Ньюхауз и Стойбер высказали мнение, что нарастания отмечают не верх кристаллов, а то направление, откуда притекали рудоотлагающие растворы. Это предположение привело к таким заключениям, пользуясь которыми пришлось бы сделать вывод, что гидротермальные месторождения образованы... нисходящими водами (!). Работы Ньюхауза и Стойбера встретили возражения со стороны боливийского геолога Бэнди (Bandy, 1942) и Энгеля (Engel, 1946, 1948), объяснявшими дискутируемые особенности не течением растворов, а гравитацией на примере месторождений Льяльгуга и Западного Арканзаса. У нас они также подверглись детальному разбору и критике (Григорьев, 1947₁). Затем появились новые подходы к определению течения минеральных растворов (Smith, 1950; Кормилицин, 1951; Кормилицин, Иванова, 1959; и др.).

Осыпание зародышей-осколков

Выше уже отмечалось, что осколки, образующиеся в жилах при дроблении минералов под влиянием тектонических движений и служащие зародышами новых кристаллов, осыпаются вниз и покрывают обращенные кверху части других кристаллов и агрегатов. Напомним, что результаты такого явления описывались для кварца, барита, флюорита. Несомненно, их можно будет обнаружить и для других минералов.

Некоторые иллюстрации агрегатов, выросших из осыпавшихся осколков, приведены выше. Чрезвычайно эффективные образования такого рода наблюдались А. Е. Карякиным (1954) в хрусталеносных кварцевых жилах Приполярного Урала (рис. 34). Иногда дробление в жилах проявляется очень сильно, осколки разной величины получаются во множестве, они падают на дно полостей, имеющих в жилах, и, регенерируясь, образуют там псевдобрекчии.

Получившиеся из осыпавшихся осколков-зародышей кристаллы похожи на выросшие кристаллы, выросшие из осевших зародышей-кристаллов, но отличаются тем, что обычно покрывают ниже расположенные кристаллы и агрегаты не равномерно, а кучно. Так как осколки получают разной величины, то они могут давать начало кристаллам разного размера. На осыпанных осколками агрегатах нередко наблюдается существование «теней» — участков, защищенных от попадания осколков выше расположенными выступами. Отличны от рассматриваемых образований и так называемые присыпки, столь широко распространенные, например, присыпки хлорита на горном хрустале [хорошее изображение приведено в статье А. Е. Карякина, (1948)]. Хлорит нередко бывает представлен обломками, не обнаруживающими признаков роста после оседания на кварц; как было показано (Григорьев, 1944), хлорит образовался до осыпания на кварц (или другие минералы) и захватывался последним чисто механически, хотя известны и

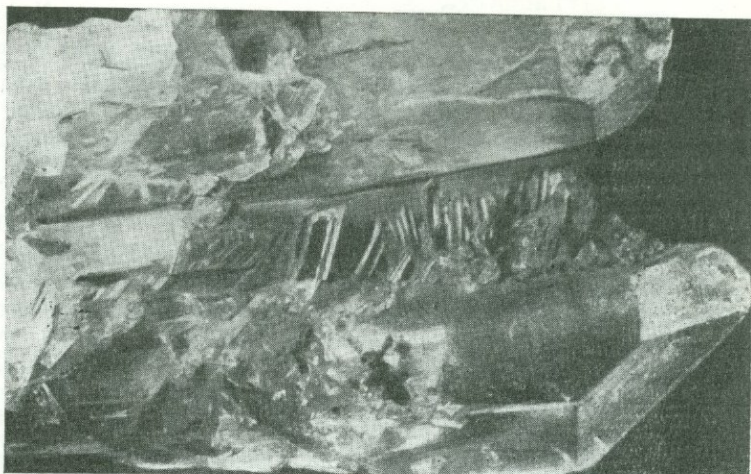


Рис. 34. Друзы кристаллов кварца 2-го зарождения расположены на верхних гранях кварца 1-го зарождения. Приполярный Урал. Увел. 1,6

случаи роста хлорита на кварце. В. Н. Макаров (1969) изучил антигорит-диопсидовые жилы в ультраосновных породах Печенгского рудного поля. Оседание зародышей (осколков) в них происходило на нижнюю стенку пологопадающих трещин. Б. В. Чесноков (1963) подметил сходное распределение кристалликов пирита в жилах «альпийского» типа в Вишневых горах на Урале.

Все описанные выше агрегаты, фиксирующие распределение минералов в месторождениях, обусловленное проявлением силы тяжести, — осевшие кристаллы, осыпавшиеся осколки и присыпки — получили название минералогических отвесов и уровней, так как они являются признаками, по которым может быть определено направление силы тяжести или горизонта в момент образования таких агрегатов.

Приуроченность зарождения к определенным вмещающим породам

Неоднородности в распределении минералов по месторождению создаются и тем, что минералы зарождаются и, следовательно, вырастают только на некоторых породах, вмещающих месторождение. Такая пространственная связь обуславливается вхождением в состав минерала компонентов, заимствованных только из вмещающих пород и не обладающих существенной диффузионной способностью, вследствие чего при отсутствии течения растворов эти компоненты не распространяются за пределы источника их получения. Примеры такого рода весьма многочисленны, и мы отметим лишь немногие.

Прежде всего укажем, что С. С. Смирнов (1946₁) описывает случай, нередкий для месторождений турмалиновой серебро-свинцово-цинковой формации Восточного Забайкалья, когда рудоносная высокотемпературная жила, секущая в одной своей части чистый известняк и в другой — аркозовый песчаник, может быть совершенно лишена, например, турмалина в «известняковом» фланге и обогащена им в другом.

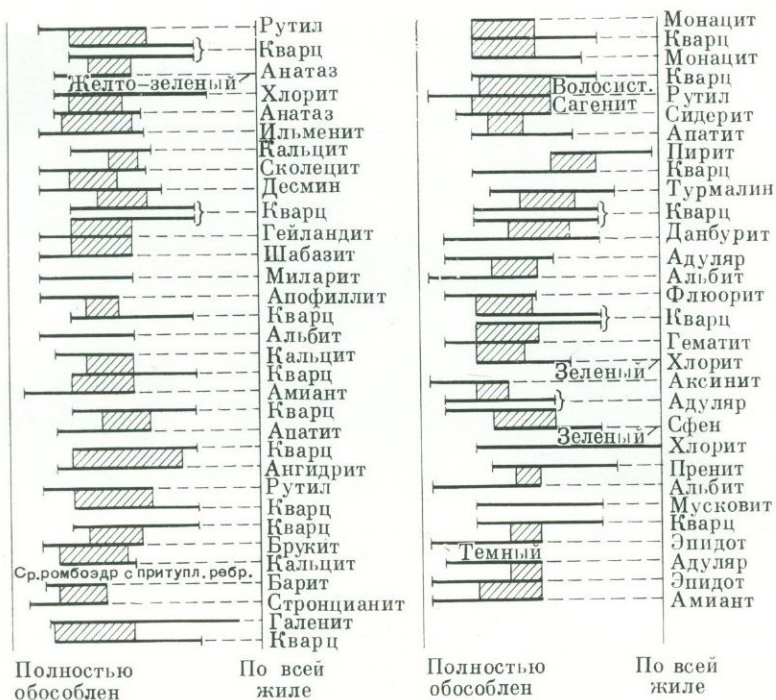


Рис. 35. Характер распределения минералов и частота их сонахождения в месторождениях альпийского типа Центральных Альп, Швейцария (см. объяснения в тексте)

Кенигсбергер (Koenigsberger, 1940) отмечает, что в месторождениях альпийского типа Тремола в Швейцарских Альпах, где кварцевые жилы секут перемежающиеся лейкократовые и меланократовые прослойки сланцев, некоторые минералы очень точно приурочиваются лишь к стенкам жил, сложением определенной породой, и отсутствуют в других участках жил. Так, альбит нарастает с точностью до нескольких миллиметров только на лейкократовые прослойки (проявляется инертность Al_2O_3), а рипидолит — на меланократовые (влияние инертной MgO).

Дополнительно к рассмотренным намечаются еще некоторые причины неоднородного распределения минералов в месторождениях, проявляющиеся в момент зарождения минералов. Так, может быть имеет значение то обстоятельство, что у минералов, вырастающих из вещества с очень высокой диффузионной способностью, на первый же появившийся зародыш будет откладываться весь материал, почему новые зародыши не возникнут и все минеральное вещество сконцентрируется в одной точке прожилка. (или только в нескольких точках, если зародышей образуется несколько, но все же не множество). Такая причина намечается для ряда сульфидов — галенита, халькопирита, пирротина, а также для шеелита, барита, стронцианита в жилах альпийского типа (Koenigsberger, 1940). Кроме того, в этих жилах у некоторых минералов — аксинита, сколецита, эпидота и других — замечается кучное образование целых групп зародышей, причина чего пока не ясна.

Различные способы распределения минералов по месторождению (в жилах альпийского типа Центральных Альп), связанные с проявлением рассмотренных причин, Кенигсбергер попытался изобразить на специальной диаграмме (рис. 35). На ней положение линии, проведенной против каждого минерала, отмечает степень равномерности (положение линии справа от заштрихованного участка) или обособленности (положение линии слева) его распределения. Например, хлорит или пирит могут встречаться распределенными совершенно равномерно, а эпидот, амаиант, стронцианит, наоборот — обособленно. Вместе с тем диаграмма изображает и качественную картину встречаемости минералов друг с другом — с помощью заштрихованных участков, соединяющих между собой линии разных минералов. Например, анатаз почти всегда встречается с ильменитом (заштрихованная область касается почти всей его линии), но ильменит отчасти находится и отдельно (почему его линия больше заходит за пределы штриховки), при этом ильменит может быть более обособленным, чем анатаз (линия ильменита выступает левее).

Сделанный обзор данных, касающихся зарождения минералов, позволяет видеть, что в этой области генетических исследований имеются интересные результаты, показывающие, что проблема зарождения минералов весьма многогранна. Конечно, сделанное — лишь самое начало изучения зарождения минералов, почему полученные результаты пока относятся к образованию небольшого числа минералов, в первую очередь кварца, кальцита, флюорита. Однако на начальном этапе изучения проблемы это вполне естественно, и мы знаем что минералогия в целом вообще создавалась в значительной мере путем исследования именно названных хорошо кристаллизующихся минералов. Несомненно, полученные данные имеют общее значение.

II. РОСТ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ

II.1. АНАТОМИЯ ИНДИВИДА КАК ИСТОЧНИК ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Итак, зародыш возник и растет, т. е. увеличивается в размере. Именно на этой стадии «жизни» индивид приобретает качества, которые делают его полезным ископаемым.

К сожалению, чаще бывает так, что минералога более привлекает не расшифровывание процесса роста, а лишь конечный его результат. Ограничиваться исследованием лишь внешней морфологии нельзя, поскольку основная доля генетической информации заключена внутри кристалла. Именно поэтому необходимо самым кратким образом обсудить некоторые элементарные явления роста кристаллов, которые в сущности и являются способами записи этой информации.

Литература о кристаллизации минералов огромна. Для минералогов особую ценность имеют книги И. И. Шафрановского (1957, 1964₁) о кристаллах минералов и серия сборников «Рост кристаллов» под редакцией А. В. Шубникова и Н. Н. Шефталя (1957—1972).

Приведенный обзор основан преимущественно на явлениях роста кристаллов в свободном пространстве в легко подвижной среде — в желе, миароле, миндалине, на поверхности земли или на дне водного бассейна. Однако такие явления имеют много общего с процессами, происходящими в другой обстановке — при метасоматозе, в твердой среде, в магматическом расплаве.

Рост индивида всегда сопровождается какими-либо синхронными процессами изменения. В некоторых случаях — например при перекристаллизации и метасоматозе — рост так тесно сопряжен с изменениями, что такой механизм роста удобнее рассмотреть в последующем разделе, посвященном изменениям индивидов.

Минералы растут своей поверхностью, поэтому в ее особенностях прежде всего и фиксируется механизм роста. Весь объем кристалла, любой его участок, был когда-то на его поверхности. Поэтому внутреннее строение кристалла (его *анатомия*) — основной источник информации о его генезисе (Григорьев, 1971).

II.1.1. СПОСОБЫ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕЩЕСТВА НА РАСТУЩЕМ КРИСТАЛЛЕ

Наблюдения над скульптурой граней кристаллов показывают, что минералы в природе растут так же, как это удается непосредственно видеть при кристаллизации в условиях эксперимента, т. е. слоями — *плоскими или спиральными* (правильнее было бы говорить «геликоидальными»). Образовавшиеся на минералах слои роста могут наблюдаться макроскопически или микроскопически, например на кварце, пирите, галените, сфалерите или берилле. В других случаях для их выявления необходимо применять специальные методы: серебрение поверхности кристаллов, боковое освещение, метод росы, интерферометрический метод, фазоконтрастную микроскопию, напыление, декорирование в вакууме и т. п.

Рост плоскими слоями

Наиболее выраженные грани кристалла — это грани со слоями роста. *F*-грани, по П. Хартману (1967). На кристаллах минералов обнаружены разнообразные плоские слои роста. Иногда они имеют толщину всего в один параметр решетки или в несколько параметров, как показывают интерферометрические исследования поверхности кристаллов, например берилла (Griffin, 1950), но часто они настолько толсты, что хорошо замечаются под микроскопом, а иногда даже невооруженным глазом. Так, Сиджер (Seager, 1953) описал микро- и макроскопические слои роста на кристаллах топаза, берилла, барита, флюорита, пирита, апатита, кварца, магнетита, целестина, турмалина. Тонкие исследования гранной слоевой скульптуры роста на примере гемметита произвел Сунагава (Sunagawa, 1962_{1,2}, 1965), алмаза — Варма (Varma, 1968), сфалерита — Петреус и Каспер (Petreus, Kasper, 1970). Последняя сводка по слоисто-спиральному росту опубликована А. А. Черновым (1961).

На основе известной теории Косселя плоские слои возникают в наиболее выгодной точке поверхности кристалла, а затем распространяются по ней. Подобный механизм обусловлен энергетикой присоединений атомов (или молекул) к поверхности кристалла, что можно упрощенно рассмотреть на примере роста ионного кристалла.

Различные случаи присоединения иона неодинаковы по освобождаемой при этом энергии. На рис. 36 указаны значения этой энергии.

Если кристалл или кристаллический зародыш покрыт совершенно плоскими гранями, ровными ребрами и вершинами, то ионы скорее всего должны присоединяться к вершине (выделение энергии 0,2490), менее вероятно — к ребру (выделение энергии 0,0903), еще менее «выгодно» присоединение ионов к плоскости (выделение энергии 0,0662). От этих точек и будет продолжаться рост, поскольку следующим ионам наиболее выгодно садиться в получившийся двугранный угол со значением выделяемой энергии 0,4941. Таким путем растет ряд структуры. Ряд не будет расти в разные стороны, так как когда в другом направлении присоединится хотя бы один ион, получится трехгранный угол с максимальной выделяемой энергией (0,8738). Это наиболее «выгодное» положение, и к одному ряду присоединится другой; начнется рост наиболее важного элемента роста кристалла — слоя; слой, таким образом, начинает расти в отдельной точке, которую станем далее называть *генерирующей точкой*, и постепенно, путем наращивания рядов, распространяется по грани кристалла. Помимо вершин (иногда — ребер) генерирующая точка часто соответствует месту выхода дислокации на поверхность кристалла и может располагаться даже на середине грани¹).

Механизм Косселя распространяется не только на монокристаллы («мономолекулярные») слои. П. Хартман (1967) предложил метод периодических цепочек связи (ПЦС) для выявления зависимости появления тех или иных плоских граней со слоевым ростом в зависимости от структуры кристаллов.

Рассмотрение слоистого роста природных минералов удобно сделать на примере берилла, тщательно изученного Г. Л. Вазбуцким (1956). Исследованию подвергались кристаллы, выросшие в занорыше гранитного пегматита. Кристаллы изученного берилла ограничены формами $m\{10\bar{1}0\}$ и $c\{0001\}$, но механизм роста удалось расшифровать лишь для грани пинакоида.

¹ О дислокациях см. на стр. 37.

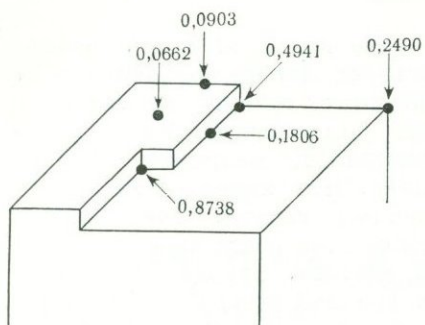
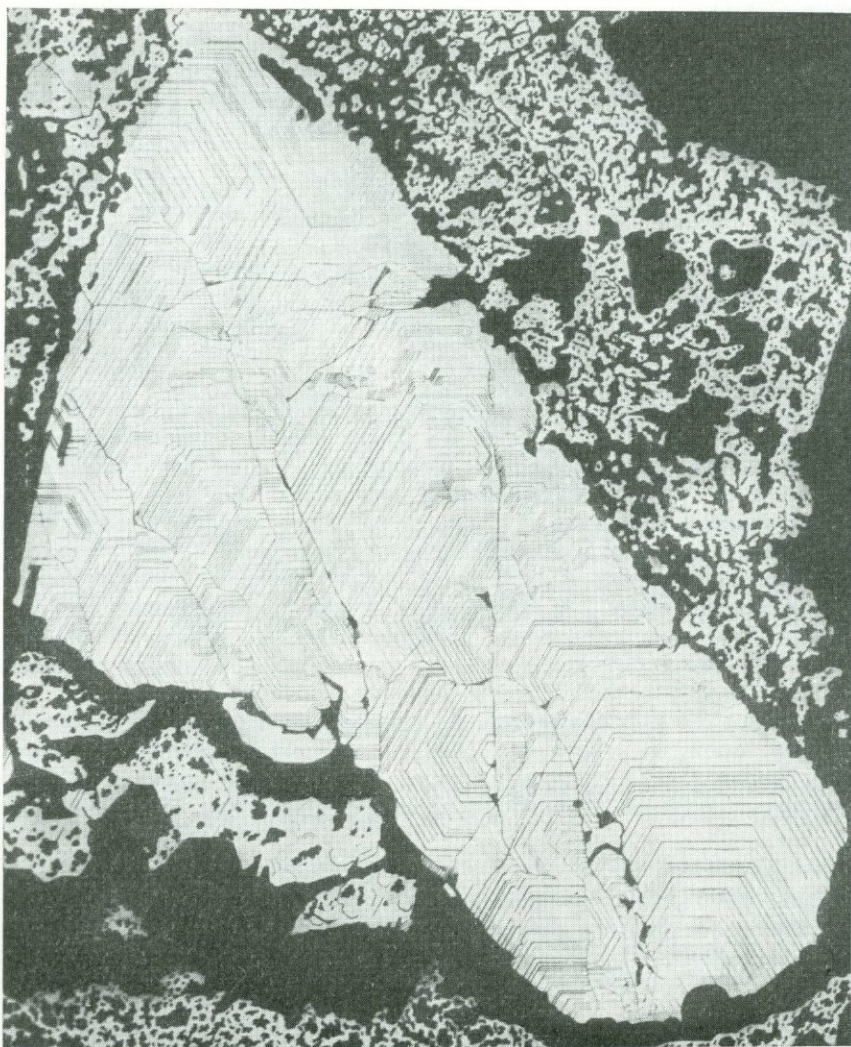


Рис. 36. Значения энергии (относительные величины), выделяемой ионом при присоединении к различным местам кристалла. Рост кристалла галита

Рис. 37. Участок грани пинакоида берилла со слоями роста. Черное — впадины



Грань пинакоида этого берилла неровна, слои роста видны только на выступающих частях, окруженных впадинами, получившимися вследствие каких-то затруднений при кристаллизации. Сложный узор слоев показывает, что рост кристалла происходил из многих генерирующих точек, расположенных преимущественно по краям выступов, по ребрам (рис. 37). Еще нагляднее и в большем масштабе начало роста от ребер можно показать на другом примере — на кварце (рис. 38), где вторая генерация этого минерала развивается от вершин и ребер и не покрывает всей плоскости граней более ранних кристаллов. Однако генерирующие точки нередко наблюдаются и на плоскостях граней.

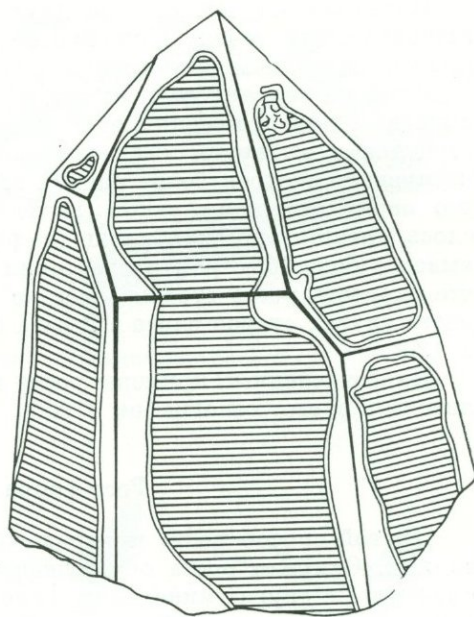


Рис. 38. Разрастание слоев кварца второй генерации лишь вдоль ребер первой генерации. Барнавадж, Памир, уменьш. 0,6

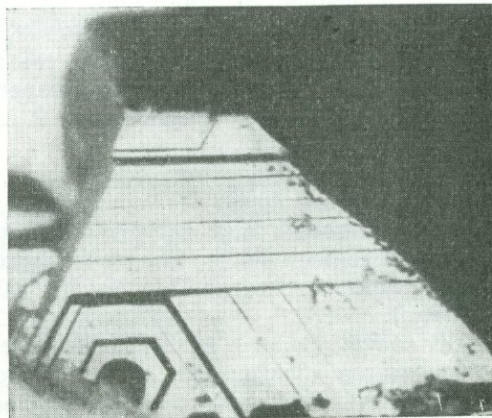
На гексагональной грани пинакоида берилла слои роста, разрастающиеся от границы с впадиной, образуют естественные для такого случая площадки с полустеугольными контурами. Удастся видеть, что от каждой генерирующей точки распространялся не один слой — слои шли друг за другом, то есть новые слои возникали, не ожидая завершения развития предыдущих слоев.

Измерения под микроскопом показывают различную высоту слоев: от еле различимой (конечно, есть и субмикроскопические слои) до 14—15 мк. А расстояние между фронтами распространяющихся из одной точки слоев колеблется обычно в пределах 30—150 мк, достигая как исключение 0,5 и даже 1,0 мм.

Путем бокового освещения или по углу отблеска выявляется, что торцы слоев — узкие грани дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$.

Детали скульптуры показывают неодинаковую скорость разрастания слоев, распространившихся из одной и той же генерирующей точки, как это видно по различиям в ширине промежутков между контурами концентрических рисунков. Вместе с тем имели место случаи остановки роста

Рис. 39. Берилл. Утолщение слоев за счет остановки роста одних и присоединения к ним других слоев; увел. 105



одних слоев и дорастания до них последующих слоев, в результате чего происходило утолщение ступенек, что хорошо видно на рис. 39.

Интересен случай встречи двух слоев, распространявшихся из разных генерирующих точек. При взаимодействии слоев они сливались в один, причем сначала между слоями получался угол в 60° (или 120°), хорошо видимый на верхних ступеньках, а затем этот входящий угол, как наиболее выгодный для отложения вещества (ср. рис. 36), зарастает, и на нижних ступеньках мы видим уже новый контур, охватывающий обе границы соприкоснувшихся слоев более ранней стадии совместного роста. Из того факта, что перед входящим углом выше расположенных только что слившихся слоев имеется широкая площадка нижнего слоя с новым контуром, следует вывод о более быстром разрастании этой площадки. Подсчеты показывают, что скорость роста сторон слоев во входящих углах превосходит скорость роста других сторон слоев в 2 раза для углов в 60° и в 3—10 раз для углов в 120° .

Многочисленные примеры роста плоскими слоями приведены В. Г. Фекличевым в его монографии (1966).

Рост спиральными слоями

Другой способ роста минерала — рост спиральными (геликоидальными) слоями. Спирали роста обнаружены у алмаза, гематита, кварца, апатита, сфалерита и других минералов. Такой механизм роста объясняется на основе спиральных дислокаций в кристаллах по теории Франка, согласно которой в решетке из-за примесей возникают напряжения, достигающие критического скалывающего напряжения, отчего и получается частичный сдвиг. Дислокации имеют различную амплитуду и направление (вектор Бюргерса) в разных частях поверхности кристалла, закономерно изменяющиеся по винтовому способу, что создает возможность спирального роста за счет отложения атомов в выгодной позиции — в двугранном углу максимальной амплитуды дислокации. При распространении слоя согласно рис. 40 получится левая спираль, закрученная против часовой стрелки, а в других случаях — спираль, закрученная по часовой стрелке, т. е. правая. Обсуждение спирального роста кристаллов минералов опубликовано Хендриком (Hendricks, 1955) и позднее А. А. Черновым (1964).

Г. Г. Леммлейн и Е. Д. Дукова (1956) высказали предположение о возможности образования винтовых дислокаций и роста спиральными слоями при скелетном развитии кристаллов, особенно вероятном на ранних стадиях образования минералов, так как возникновение зародышей кристаллов требует гораздо большего пересыщения, чем то, которое нужно для дальнейшего роста кристаллов. А пересыщение способствует скелетному росту.

Если ветви скелетного кристалла, имеющие по тем или иным причинам разную высоту (рис. 41), сомкнутся, то разрастание более высокой из них по более низкой даст язычок — слой, который, обойдя захваченное в углу между ветвями скелета включение маточного раствора, сформирует винтовую дислокацию, от которой и будет расти спиральный слой (здесь спираль правая).

В соответствии с механизмом роста спиральный слой представляет собой ступенчатое возвышение, развивающееся непрерывно (рис. 42), в противоположность прерывистой ступенчатости плоских слоев роста.

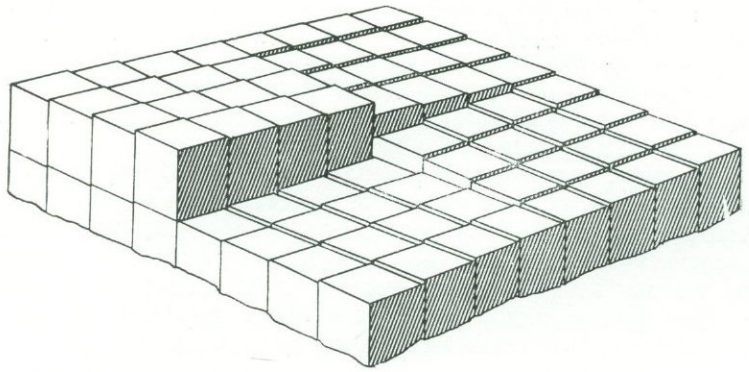


Рис. 40. Схема винтовой дислокации при обилии субиндивидов-блоков

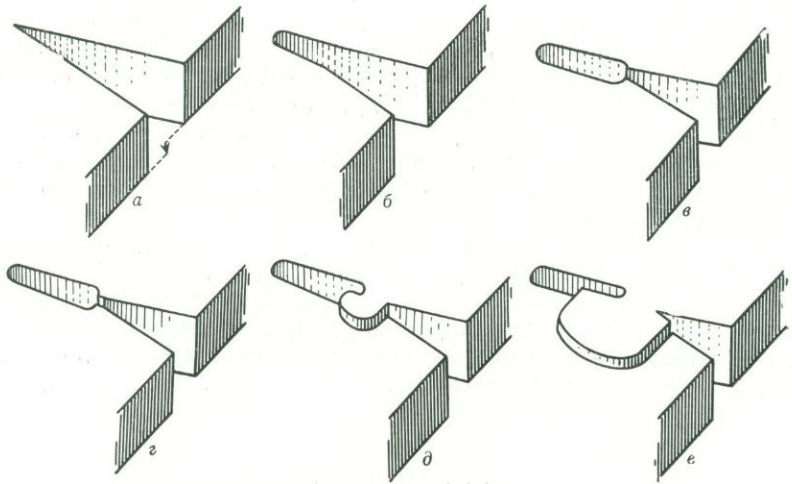


Рис. 41. Последовательные стадии (а — е) образования винтовой дислокации при скелетном росте кристалла

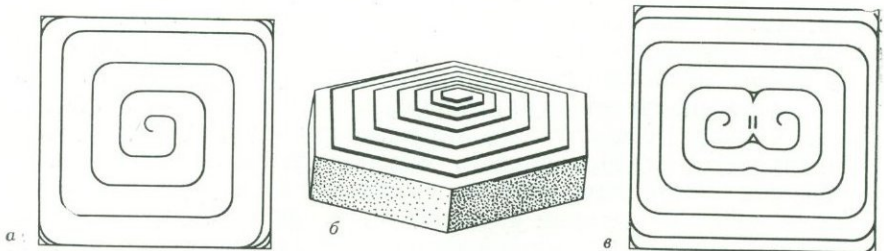


Рис. 42. Простая (в данном случае правая) спираль (а, б) и двойная спираль (в), по Франку

На примере тетраэдрических кристаллов сфалерита видно (Verma, 1956), что на грани $\{111\}$ минерала спирали роста появляются в большом числе, так как во многих участках кристалла существуют дислокации. Удастся наблюдать, что обычно на одной грани развивается спиральный рост одного типа: либо правый, либо левый. На рис. 43 на грани тетраэдра сфалерита все спирали правые.

Контуры спиральных слоев, как правило, отражают симметрию ограничения граней, что схематически показано для апатита на рис. 44 (Dekeyser, Amelinckx, 1955). Исследование их «торца» еще не произведено из-за малой высоты ступенек. Изображенные на рис. 43 слои на сфалерите имеют, вероятно, высоту всего в одну элементарную ячейку, т. е. $5,42 \text{ kX}$.

При измерениях различных авторов высота слоя роста у берилла равна $8,5 \text{ kX}$ при параметре ячейки для грани $\{10\bar{1}0\}$ $7,9 \text{ kX}$; у гематита — $14,2 \text{ kX}$ при параметре для $\{0001\}$ 14 kX ; у апатита — 10 kX , когда параметр ячейки $a_0 = 9,36 \text{ kX}$.

Подобно плоским слоям роста спиральные слои взаимодействуют друг с другом, но здесь картина усложняется.

Наиболее подробные экспериментальные исследования спиралей дал Верма (Verma, 1956). Он обнаружил, что обычно на одной грани растут спирали только одного знака — правые или левые. Но в других случаях на данном участке грани имеются две винтовые дислокации противоположных знаков, но одинаковой мощности. Взаимодействие их спиральных холмов приводит к образованию замкнутой ступени.

Прекрасные примеры различных типов роста и растворения гематита приведены Сунагава (Sunagawa, 1962_{1,2}). Гигантская спираль на пирите описана С. А. Бородиным (1963), спирали на барите — Пейтелем и Коши (Patel, Koshy, 1968).

Формы роста различной природы и загрязнения на поверхности растущей грани могут привести к сложным явлениям взаимодействия плоских или спиральных слоев роста, которые будут напоминать интерференцию или формы огибания волной препятствия. Примеры такого взаимодействия есть в работах Сунагава по гематиту (Sunagawa, 1962_{1,2}) и в монографии В. Г. Фекличева (1966). Они показаны на рис. 45, по Сунагава (Sunagawa, 1961; 1965).

II.1.2. АНАТОМИЯ КРИСТАЛЛА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЯВЛЕНИЙ ЕГО РОСТА

Источником генетической информации о процессе роста является внутреннее строение — анатомия индивидов — зональность, секториальность, мозаичность и т. д. Наличие в кристалле зонального и секториального строения является общим свойством самого процесса роста кристалла (Григорьев, 1971). Зональность и секториальность проявляются при любом механизме присоединения зародышей или атомов к поверхности грани и при любом механизме роста плоскими слоями, спиралями и т. п. Зональность и секториальность в природном минерале не всегда отмечаются, но во всех случаях специального исследования они обнаруживаются.

Зональность, секториальность и мозаичность возникают в кристалле сопряженно. Лишь для удобства выявления специфических черт каждого из этих элементов анатомии индивида ниже они рассмотрены в отдельности.

Изучение зональности минеральных индивидов позволяет получить самую различную генетическую информацию: по изменению химического состава



Рис. 43. Фазоконтрастная картина спиралей на грани тетраэдра сфалерита. Прямые линии, возможно, следы механических деформаций (скольжение?), увел. 112, Джоуплин, Миссури, США

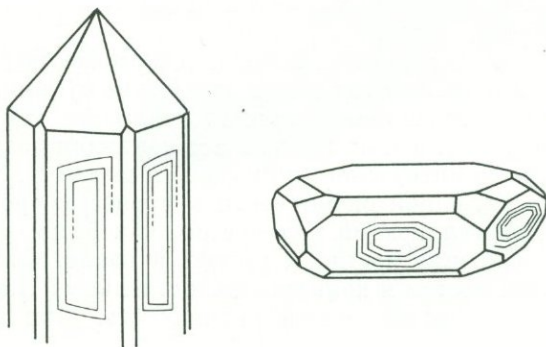


Рис. 44. Спирали на гранях призмы кристаллов апатита различного габитуса

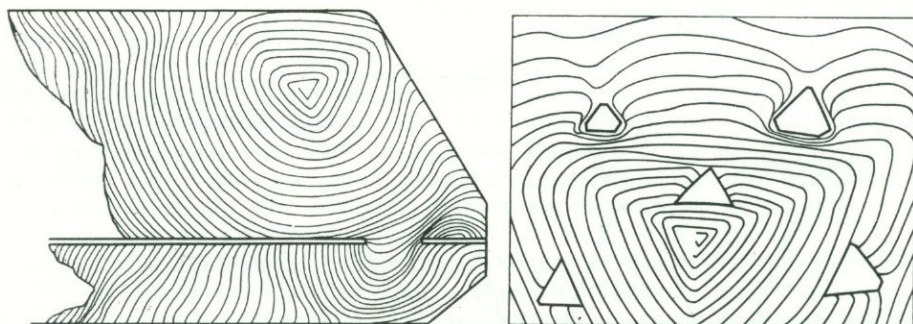


Рис. 45. Взаимодействие спиральных слоев с другими элементами скульптуры граней и препятствиями на (0001) гематита, по Сунагава

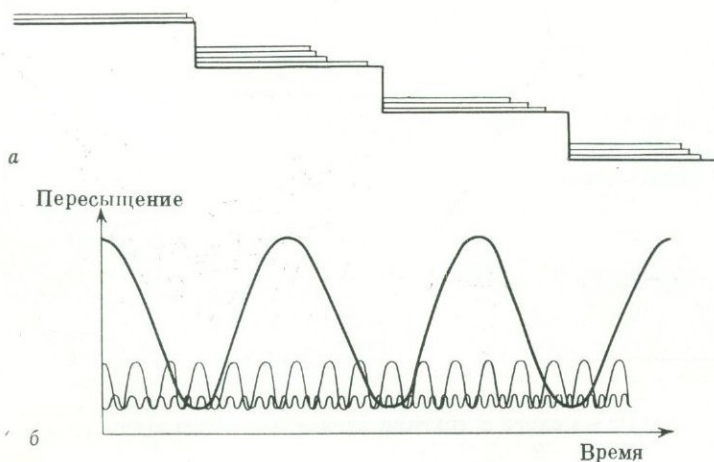
минерала в ходе кристаллизации, о последовательности смены формы минерала в процессе роста, о смене условий минералообразования, о динамике ектонических движений при минералообразовании и т. п.

Зональный рост

При росте минерала на его поверхности последовательно отлагаются слои атомов (или других строительных единиц), и таким образом создаются *разновременные части индивида в виде оболочек или зон*. Поскольку кристаллизация минералов никогда не идет в абсолютно неизменных условиях, а, наоборот, в ходе кристаллизации всегда происходит то или иное изменение природных условий, а значит, поэтому и физико-химических параметров, одновременно образовавшиеся зоны имеют различный, хотя бы в самых тонких деталях, химический состав и кристаллическое сложение, вследствие чего возникают различия в свойствах одновременно образовавшихся зон. Внешне такие особенности строения минералов наиболее часто замечаются в виде *зональности окраски* (слюды, турмалины), зональности светопреломления и двупреломления (плаггиоклазы, оптически аномальные гранаты). Зональность — общая особенность любых минеральных индивидов (Grigoriev, 1968).

Типы зональности. Зональность может быть причинно связана не только с внешними по отношению к растущему кристаллу явлениями (изменение химического состава питающего раствора, температуры, скорости движения раствора и т. д.), но также и с механизмом роста кристалла. В этом отношении много интересного приведено в статье Н. Н. Шефтеля (1966), специально посвященной ритмичности в процессах роста кристаллов. Ритмичность при кристаллизации начинается, как было отмечено, с последовательности присоединения частиц к растущей грани. Следующая степень ритмичности вызвана ростом и конкуренцией отдельных слоев. Каждая из «стопок» слоев роста порождает новую ритмичность. При этом крупные порядки слоев

Рис. 46. Одновременное образование ритмичности разных порядков в кристалле
 а — рост ступеней на ступенях; б — изменение пересыщения и температуры вблизи грани



вызывают в окружающем растворе ритмичное колебание пересыщения соответствующего порядка, что может приводить к ритмичному включению примесей (рис. 46). Грань при росте «пульсирует». Поскольку в природных условиях понижение давления и температуры может вызвать значительное увеличение пересыщения, то зонарное строение кристаллов может возникнуть и без изменения химического состава питающего кристалл раствора.

Но зональность на минералах бывает видна макро- и микроскопически далеко не всегда. Во многих случаях для ее выявления приходится прибегать к специальным методам. Помимо широко применяемого при исследовании минералов в аншлифах структурного травления и способа выявления зональности окраски горного хрусталя при облучении его рентгеновскими или радиевыми лучами (см., например, Laemmlein, 1930) разработаны методы обнаружения зональности строения шпирита путем электролитического травления (Иванов, 1943), люминесценции алмаза при рентгеновском облучении (Ramachandran, 1946; Rendall, 1946), методы светопреломления мусковита при наблюдении под микроскопом в условиях дефокусации (Никитин, 1952), фотолюминесценции сфалерита (Ярош, 1965; Ярош, Юрин, 1966) или распределения изотопов — например в галените (Саппон, 1963). Радиографические отпечатки зонального распределения радиоактивных компонентов получили Д. А. Минеев и Н. И. Разенкова (1962). Зональность химического состава минералов выявляется особенно подробно при исследовании с помощью электронного микрозонда, как, например, это показано для граната-меланита.

Для выявления визуально невидимого зонального или секториального строения кристаллов кварца используется метод рентгеновской дифракционной топографии. Синтетические кристаллы кварца, а затем и природные изучены этим методом И. В. Кабанович и др. (1966). Он применим и для других минералов. На рис. 47 приведена выявленная этим методом зональность в кристаллах кальцита.

Выявление зональности в кристаллах кварца может быть осуществлено также и диффузионным методом. Известна, например, способность натрия диффундировать в кварце. Этот процесс облегчается наличием в кварце Li^+ , который замещается Na^+ . Рыбах и Лавес (Rybach, Laves, 1967) вырезали из природного кварца с 20 част/млн. Li пластинку \perp оси с толщиной 0,1 см. При температуре 400—1000° С кварц насыщали изотопами Na^{24} . На рис. 48 показано полное совпадение пространственного распределения

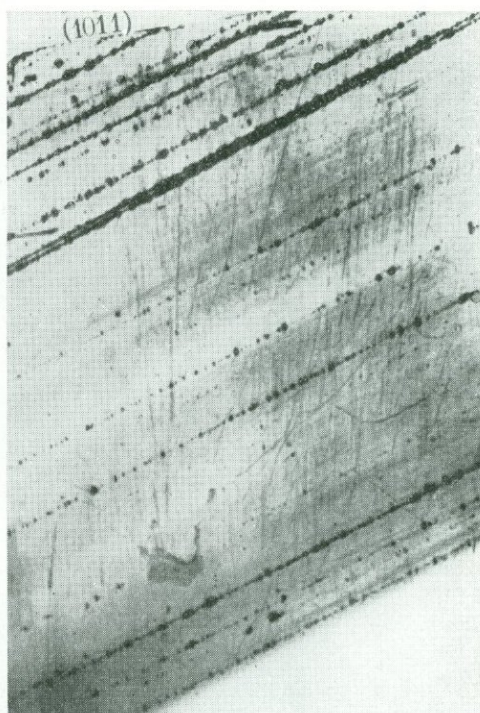


Рис. 47. Рентгеновская топограмма кристалла исландского шпата. Срез $(10\bar{1}1)$, рефлекс $(31\bar{3}8)$. Слои роста (зоны) параллельны плоскости $(31\bar{4}8)$, по В. Т. Ушаковскому, увел. 6

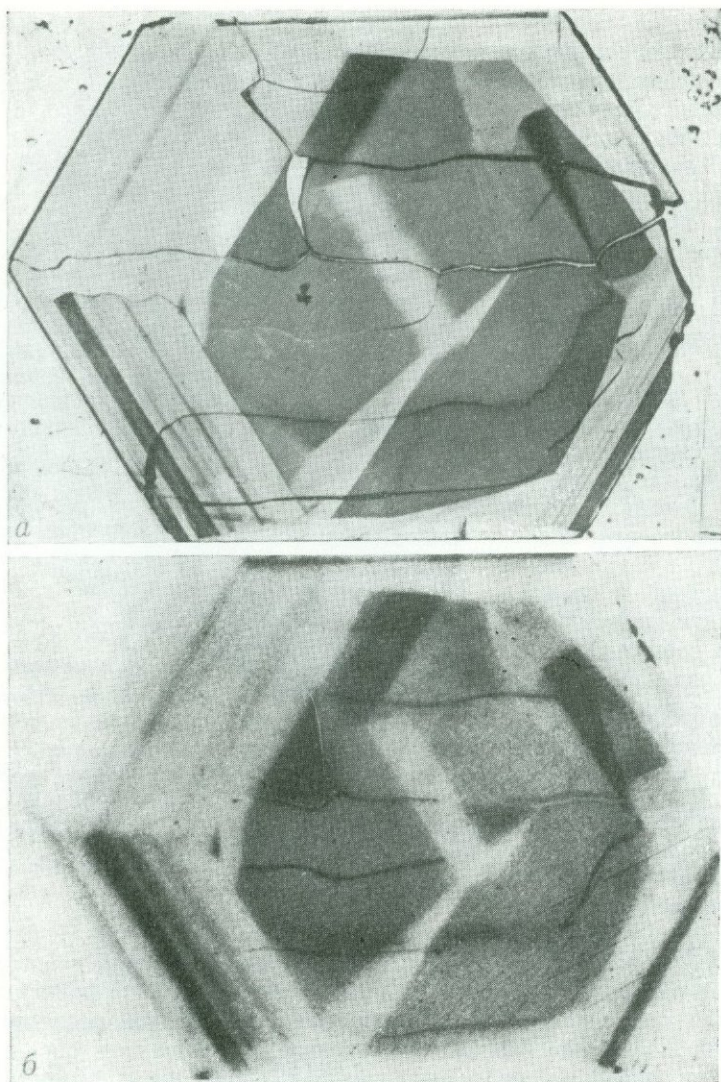


Рис. 48. Зональный срез кварца \perp оси c (а) и автордиография того же среза, обусловленная распределением радиоактивного изотопа Na^{24} (б)

натрия и зонально-секториального строения кварца. Важность приготовления ориентированных препаратов при изучении зональности продемонстрировал Т. А. Великоборец (1968).

Зональный рост минералов. В других случаях особенности роста минералов отмечаются зональным расположением включений, причем последние могут быть разного происхождения. Одни из них захватываются минералом в процессе роста, например включения хлорита в кварце, другие — получаются в результате избирательного замещения минерала по зонам посторонним минералом (зональная серитицитизация плагиоклазов), а третьи могут представляться продуктом распада твердого раствора, прежде состав-

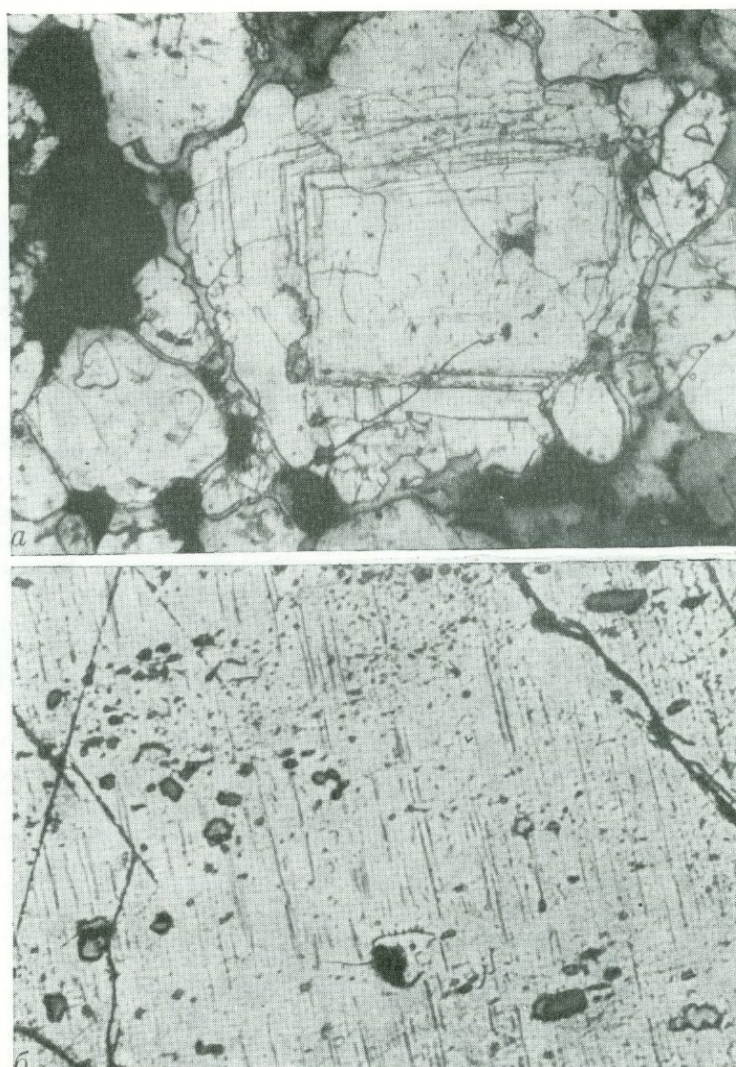


Рис. 49. Зональность двух порядков в пирите

а — первого порядка, колчеданное месторождение Уруп, Северный Кавказ, увел. 40; б — второго порядка, Карабашское месторождение, Урал, увел. 240, по С. Н. Иванову

ляющего обычную химическую зональность (включения танталита в касситерите (Григорьев, Доломанова, 1951) или ильменита в магнетите.

Таким образом, у минералов можно выделить зональность двух типов (порядков).

Зональность первого порядка (грубая) является отражением внешних по отношению к растущему кристаллу перемен, а *второго порядка, более тонкая* — связана с механизмом ритмичного роста.

Зональность первого порядка обнаруживается у большинства минералов, и приведенные ниже примеры в основном характеризуют именно ее. Она

очень обычна, например, в пиритах из колчеданных месторождений (рис. 49, *a*). Зональность второго порядка у пирита показана на рис. 49, *b* (Иванов, 1950; Шадлун, 1950). Такого рода зональность характерна для метакристаллов этого минерала в сланцах, вмещающих рудные колчеданные тела, и в дайках порфиров, среди руд. Она представлена очень тонкими линиями, следующими друг за другом на малом и приблизительно одинаковом расстоянии, причем такая зональность в обычных случаях более или менее равномерно распределена по всему индивиду.

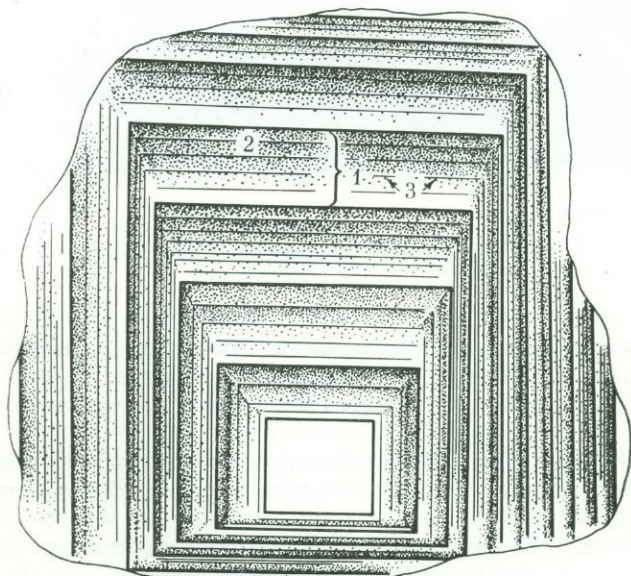
Зоны роста первого и второго порядка описаны В. Н. Сергеевым и А. М. Кузьминым (1966_{1,2}) в индивидуальных магнетитах из Алексеевского месторождения в Хакасии (рис. 50). Каждая зона первого порядка к периферии становится более пористой. Это ритмично повторяется. Зоны первого порядка имеют толщину 0,1—0,01 мм и состоят из зон второго порядка толщиной 0,007—0,001 мм. Эти тонкие зоны равномерно насыщают зоны первого порядка.

Зональное строение подобного рода проявляется и при росте сферокристаллов (например — настурана, по Ю. М. Дымкову, 1966). Тем, кто видел великолепные filmy А. В. Шубникова, в которых показан рост сферолитов сала, запомнилось, конечно, что граница роста сферолита движется ритмично, пульсирует. Эта пульсация, видимо, и обуславливает появление в сферолитах зональности второго рода.

Рассмотрим теперь несколько примеров возникновения зональности в различной геологической обстановке.

Во многих изверженных породах плагиоклазы имеют специфическое зональное строение. Например, Вейнс (Vance, 1965) подробно описал плагиоклазы, в которых отчетливо различается центральная часть («ядро»)

Рис. 50. Зоны первого (1) и второго (3) порядка в кристалле магнетита (2 — пористые участки). Увел. 40, протравлено



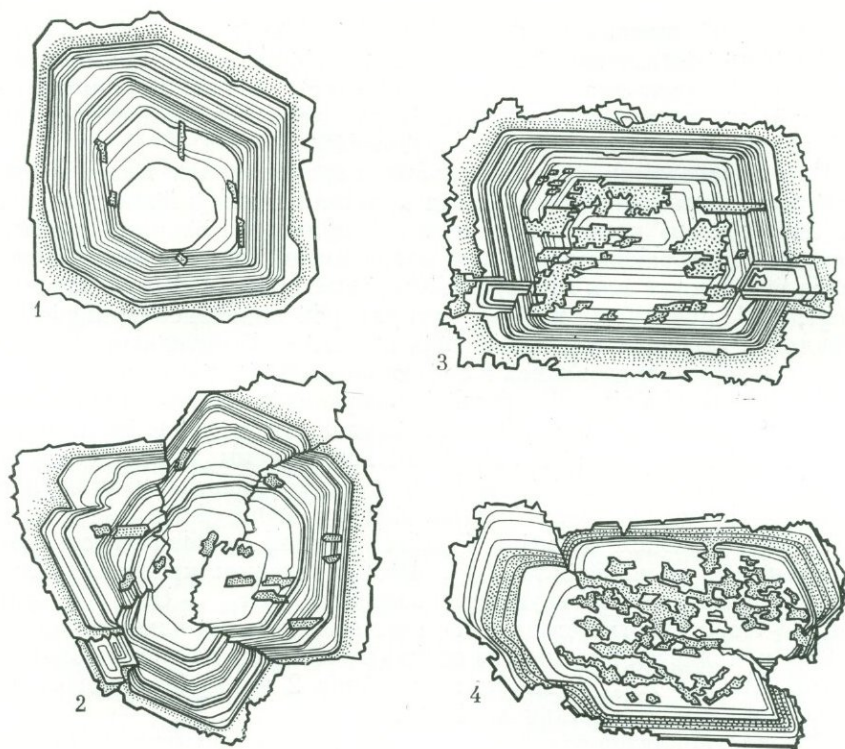


Рис. 51. Зональное строение кристаллов плагиоклаза из диоритов и гранодиоритов штата Вашингтон, США, разрезы $\parallel (010)$.

Светлое—ядро; крапленое—наружная кайма (объяснения в тексте)

со следами магматического растворения, которая кристаллографически непрерывно переходит во внешние зональные части, сложенные более кислым плагиоклазом (рис. 51) со следующим изменением составов:

В ядре		В кайме		В ядре		В кайме	
1. An_{40}	An_{34}	An_{38}	An_{23}	3. An_{54}	An_{33}	An_{24}	An_{15}
2. An_{49}	An_{34}	An_{18}	An_{12}	4. An_{27}	An_{24}	An_{17}	An_{13}

Кристалл 2 (см. рис. 51) представляет собой карлсбадский двойник, возникший путем синтеза. Кристалл 4 иллюстрирует два зерна в параллельном срастании путем синтеза. Включения более натрового плагиоклаза в ядре удлинены по (001). Зональное строение отражает, согласно Вейнсу, следующие стадии роста и изменения плагиоклаза в магматической породе: 1) зарождение и кристаллизация на глубине, 2) частичная резорбция плагиоклаза как следствие падения давления (подъем магмы) и 3) повторная кристаллизация плагиоклаза на ранних растворенных ядрах, в условиях более низкого давления, в месте внедрения и кристаллизации магмы. Подобное строение вкрапленников плагиоклаза может быть диагностическим признаком их магматического происхождения. Характерно при этом, что более кислый плагиоклаз, образующий внешнюю кайму кристаллов, образует также выделения — метакристаллы и внутри ядра. В них более основной центр,

уже ставший неравновесным, перерабатывается в кислый плагиоклаз, отвечающий составу каймы. Такого рода зональность была названа Вейнсом *зональностью включений* (англ. *patchy zoning*). На рис. 51 показаны характерные сростки нескольких индивидов плагиоклазов, ориентированных в параллельном или двойниковом соотношении.

При образовании этих зональных вкрапленников имеет место явление сегрегации, «слипания» отдельных кристаллов еще в магматическом расплаве. «Слипшиеся» кристаллы могут в результате поворота ориентироваться эпитаксиально закономерно или могут иметь произвольную ориентировку. Далее они растут как гломеро-порфировые сростки. Такую структуру Фогт (Vogt, 1924) предложил называть структурой синнезиса (*synneisis structure*). Зональное строение таких сростков является объективным подтверждением того, что они образовались в самую раннюю стадию существования зерен.

При исследовании электронным микроанализатором зональных плагиоклазов из штока порфированных гранитов Литл-Чиф в Калифорнии (США) была воссоздана история кристаллизации магмы в виде следующих трех стадий (McDonell, 1967). Первая стадия: кристаллизация плагиоклаза с зонами, резко контрастными по составу ($An_{60} \rightarrow An_{42} \rightarrow An_{20}$), происходила при движении магмы с больших глубин, и зональность обусловлена прерывистым уменьшением P_{H_2O} . Вторая стадия: кристаллизация на глубине ~ 6 км сосуществующих санидина ($Or_{65} \rightarrow Or_{36}$) и плагиоклаза ($An_{23} \rightarrow An_{17}$). Третья стадия: за счет ассимиляции известняков на глубине ~ 4 км появляется плагиоклаз сначала с прямой, а затем с обратной зональностью ($An_{20} \rightarrow An_{55} \rightarrow An_{20}$); на глубине 2 км кристаллизуется основная масса (см. также: Жильцов, 1960).

Для плагиоклазов описана и так называемая изогнутая (*convolute*) зональность, обусловленная наличием в расплаве во время кристаллизации более вязких сгустков, затруднявших рост кристаллографически нормально ориентированных зон (Blacker, 1968). Соотношение зональности с явлением магматической коррозии плагиоклазов обсуждается Раазе (Raase, 1969). В дайках трахит-порфиров из Монтаны (США) изучены вкрапленники калиевого полевого шпата с возвратной зональностью. С помощью микросзонда обнаружено, что зоны в полевоом шпате отличаются не по соотношению щелочей, а по содержанию бария. Это обстоятельство нужно иметь в виду петрографам (Boettcher a. o., 1967). Зональности калинатровых полевых шпатов посвящены статьи В. Г. Лазаренкова (1964) и Е. П. Гурова и Е. П. Гуровой (1967). Пример обратной зональности в плагиоклазах ($An_{24} \rightarrow An_{28} \rightarrow An_{30}$) приведен в петрографическом исследовании гранитоидных диатектитов Шварцвальда, выполненном Менертом (Mehnert, 1962).

Исследования первых же образцов лунных горных пород и, конечно, последующих обнаружили развитие зональности в плагиоклазах и в кристаллизовавшихся совместно с ними пироксенах с очень широким диапазоном изменения химического состава, а также — оливинов. См. например, Boyd, Smith, 1971; Horrister, Hargraves, 1970; Vence a. o., 1971; Butrer, 1972.

Зональность характерна не только для магматических плагиоклазов, но и для всех других минералов, характеризующихся одновременно с плагиоклазами или последовательно. Можно привести примеры петрологической интерпретации зональности в оливинах (Tomkeieff, 1939), роговых обманках (Jamada, 1955), пироксенах (Smith, Carmichael, 1969) и меланите (Gomes, 1969), в последнем минерале установленной с помощью микросзонда.

Зональное строение индивидов в метаморфических породах встречается реже. Скорее всего это обусловлено благоприятными условиями для ее после-

дующего уничтожения. В гранатовых месторождениях около с. Шуерецкого (Карельская АССР) в архейских метаморфических породах известны очень крупные кристаллы (до 20—25 см) альмандина ромбододекаэдрической формы. На сколе в них видна зональность распределения окраски и включений. Рисунок зональности часто простой — выделяются лишь две зоны: ядро и внешняя оболочка, но присутствует и ритмичная зональность. Состав различных зон в гранатах Шуерецкого месторождений изучен Г. М. Друговой и др. (1970). Например в одном из кристаллов ядро (I) существенно отличается по составу и свойствам от внешней части (II):

	I	II		I	II
SiO ₂	36,52	39,40	Альмандин	75,7	65,4
Fe ₂ O ₃	33,48	28,80	Пироп	15,6	26,9
MgO	6,62	3,85	— n	1,788—1,799	1,806—1,813

Такая зональность в шуерецких гранатах отражает длительность регионального метаморфизма, протекавшего с участием метасоматоза. Перераспределение железа и магния связано с широким проявлением ультраметаморфизма основных пород, с метаморфической дифференциацией вещества. Подобный вывод получен и при изучении зонального граната из метаморфических пород Батских Кордильер в Испании (Linthout, Westra, 1968).

Дополнительные данные об эволюции состава и зональности в метаморфических гранатах получены Дадли (Dudley, 1969), Брауном (Brown, 1969), С. П. Кориковским, В. А. Зуевым (1970) с помощью микрозонда. Зональность метаморфических и пегматитовых гранатов описана также А. А. Ярошевским (1959), Л. К. Богомоловой и В. Г. Фоминым (1960) и Е. Н. Зыковым (1960).

Помимо выявления зональности индивидов с помощью микрозонда можно обратить внимание на возможность определения зонального распределения изотопов, например свинца в галените (Cannon, 1963).

В метаморфических породах встречаются и зональные плагиоклазы. Они могут иметь прямую и обратную зональность (см., например: Шенгелиа, Кецховели, 1969; Лелезин, 1968; Leelanandam, 1968).

Везувианы из метасоматических пород в кровле Талнахской рудоносной интрузии (Норильский район) имеют зонально-секториальное строение. М. И. Хотина (1968) установила, что ядро кристаллов розового цвета (I) имеет иной состав и свойства в сравнении с лимонно-желтой периферией (II):

	I	II
TiO ₂	1,65	0,97
Cr	0,03	0,01
Ge	Нет	0,1
La	Нет	0,1

Тщательно и скрупулезно зональность в магнетитах из контактово-метасоматических месторождений Горной Шории и Хакассии изучалась В. Н. Сергеевым (Сергеев, Кузьмин, 1966₁₋₂; Сергеев, 1966). На рис. 52 показано зональное строение магнетита из Калиостровского месторождения в Хакассии. Это косой срез октаэдрического индивида. Судя по строению «зародыша» (1), вначале преобладал нормальный рост. Затем ребра и грани в некоторых местах (2) подверглись растворению. Появились субиндивиды (3). Далее происходил ступенчатый рост граней (4). Позднее кристалл обрастает мелко-ступенчатой каймой с тонкой зональностью (5).



Рис. 52. Зональное строение магнетита.

K — золотоносный кварц; *G* — пластинки гематита по (111) магнетита; *M* — зерна магнетита поздней генерации; увел. 38, протравлено

Более поздние стадии (6—10) уже приближаются по характеру к конечным формам октаэдра магнетита. Таким образом, кристалл мал, но хранит он внутри себя богатейшую информацию (о зональности магнетита см. также: Davidson, Wyllie, 1965).

В гранитных пегматитах чистой линии окраска полихромных зональных турмалинов довольно постоянна и от центра к периферии кристалла по мере его роста меняется следующим образом (Гинзбург, 1949₂):

черный → темно-синий → темно-зеленый → бесцветный → розовый
(шерл) (индиголит) (верделит) (ахроит) (рубеллит)

После периферической розовой зоны в некоторых пегматитовых месторождениях в турмалинах вновь появляются те же зоны до синей, но в обратной последовательности.

Дополнительные данные об особенностях зонального строения минералов можно найти в следующих статьях: полихромные турмалины (Гарновский, 1961), зональное распределение железа в сфалерите по данным электронного микрозонда (Roedder, Dwornik, 1968), зональные шеелит и вольфрамит из Коунрадского месторождения (Казахстан) и Восточного Забайкалья (Зуев, 1959; Чуриков, 1959), флюорит из песчаников Приднестровья (Вальтер и Гурова, 1966), концентрически-зональные золотины (Петровская и Фасталович, 1955; Петровская, 1969; Николаева и Бадалова, 1970), циркон (Краснобаев, 1970), берилл из занорышей в пегматитах (Фекличев, 1962) и мусковит из гранитных пегматитов Северной Карелии (Сафронова, 1960), пироксен из лав (Пискунов, 1970).

Краузе (Krause, 1964) с помощью рентгеновского микроанализатора изучен хромовый кеммерерит, содержащий 8,31% Cr_2O_3 . Оказалось, что

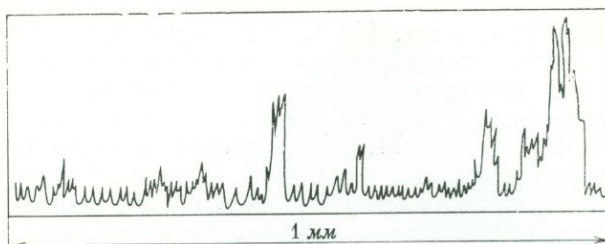


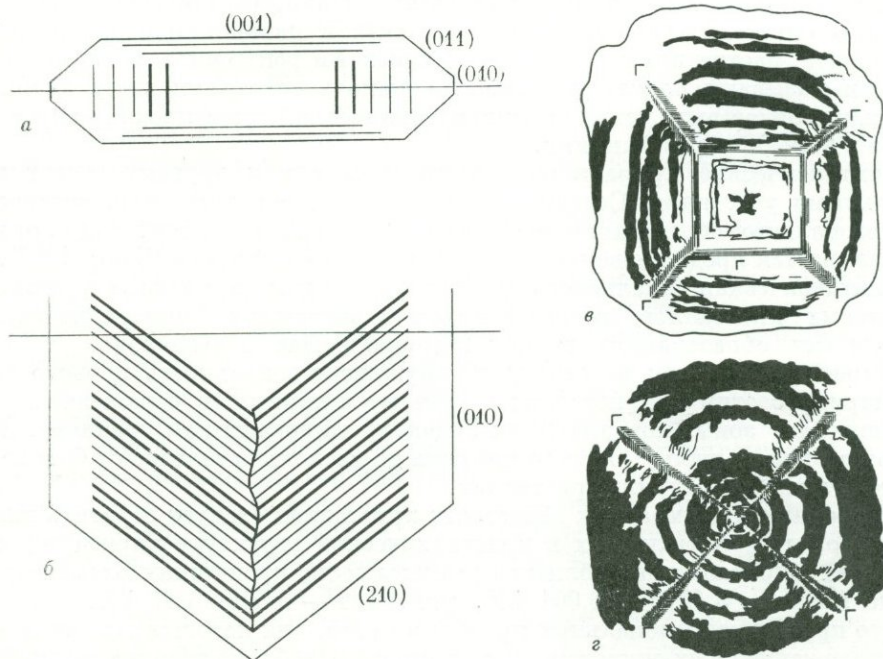
Рис. 53. Распределение содержания хрома по линии сканирования \parallel (001) через зональный кристалл хромового хлорита (кеммерерита), содержащего в среднем 8,31 Cr_2O_3 ; Турция, месторождение Копдаг

почти весь хром сосредоточен в узких (0,5 мм — 1 мк) концентрических зонах (рис. 53).

Если доказано, что исследуемая зональность первична, т. е. сингенетична росту кристалла, то она может служить источником информации о направлении и характере изменения химической обстановки в ходе кристаллизации. Например, Д. С. Коржинский на обширном количестве природных объектов показал, что в послемагматических процессах минералообразования имеет место характерная эволюция состава растворов от ранней щелочной стадии к поздней кислотной. В конкретные же периоды времени имеет место возвратно-поступательное направление изменения состава растворов (Ники-

Рис. 54. Сезонная зональность

a, б — два сечения кристалла целестина из диагенетических конкреций в доломитах Огайо, США; *в* — сечение зонального кристалла галита по периферии; *г* — через его центр. Отчетливо видна более ранняя скелетная реберная основа; натур. вел.



тин, Рундквист, 1967). Эту общую эволюцию и ее конкретные возвратно-поступательные импульсы и отражает зональность индивидов.

В гипергенных условиях в минералах может появиться зональность, связанная с *сезонно-климатической периодичностью*.

Рёддер (Roedder, 1969) обнаружил кристаллы целестина с зональностью, которая связана с сезонной (годовой) периодичностью. Зоны параллельны {210}, их мощность в 3—70 ммк и в них варьирует содержание бария и стронция. Это подтверждено исследованием целестина на рентгеновском микроанализаторе. Характерна некоторая периодичность, ритмичность повторения 2—3 более темных зон (рис. 54, а).

Сходную зональность, связанную, возможно, также с сезонной периодичностью, обнаружил А. Л. Протопопов (1966) на кристалле галита в месторождениях Прикаспия. В скелетной, более ранней, части кристаллов отчетливо сохранились остатки тонкой зональности, соответствующей росту кристаллов галита на дне водоёма, в илу. При диагенезе промежутки между реберными формами заполнялись более поздним материалом с образованием грубых концентрических зон, насыщенных глинистыми частицами и ангидритом (рис. 54, б).

Сезонную (годовую) зональность по данным изотопного анализа обнаруживают в рострах белемнитов (Юри и др., 1954) и раковинах двухстворчатых моллюсков (Жирмунский и др., 1967).

Существует также особый тип *синтаксической* зональности. Механизм ее образования связан с синтаксией. Этот термин (аналогичный ранее введенному в науку Руае термину эпитакия) предложил Унгеман в 1935 г., но мы будем придерживаться расширенного его толкования (Donney G., Donney I. D., 1953).

Синтаксия обозначает ориентированное прирастание одного вещества к другому в процессе роста кристаллов последнего, связанное с кристаллохимическим подобием (но не собственным изоморфизмом) обоих веществ. Описаны синтаксические сростки кокимбита и паракокимбита, бастнезита и паризита, бастнезита и рентгенита, паризита и рентгенита. Получающиеся сростки называют *поликристаллами*, однако этот термин здесь неудачен, так как сходное выражение «поликристаллический» уже прочно закреплено за ином рода образованиями.

Синтаксическое прирастание одного минерала к другому может идти отдельными участками. Совсем недавно, однако, описаны очень интересные полнозональные образования двух разных минералов, относительно которых высказывается предположение о синтаксической их природе (King, 1957).

Синтаксическая зональность предполагается для двухфазных уранинито-пиритовых кристаллов, встречающихся в интенсивно минерализованных кремнистых образованиях вблизи Марикалл Пас в Колорадо.

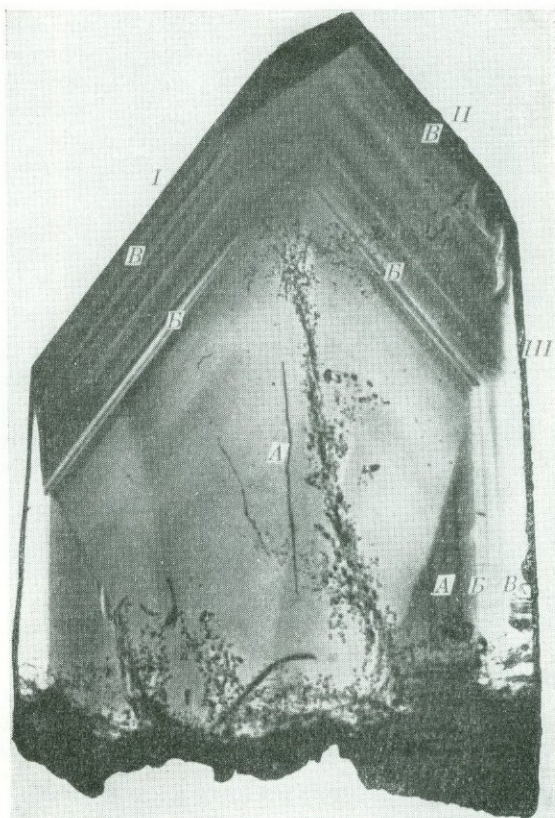
Пирит зонален сам по себе и обнаруживает зональность первого типа. Но наряду с этим в кристаллах встречаются темные (в отраженном свете в шлифах) зоны, которые были идентифицированы как уранинит. Зоны имеют разную толщину (от доли микрона до нескольких микрон). Они встречаются лишь в редких кристаллах.

При анализе двухфазных зональных кристаллов следует обратить внимание на то, что при различиях в кристаллической структуре пирита и уранинита оба минерала имеют близкие размеры ребра кубических элементарных ячеек: пирит — $5,4275 \pm 0,001$ кХ, уранинит — около 5,47 кХ.

Это пример полнозональных преобразований, для которых высказывается предположение об их синтаксической природе. Проблема требует дальнейших

Рис. 55. Зонально-секториальный кристалл кварца

Разрез $\parallel L_3$, I — $(10\bar{1}1)$, II — $(01\bar{1}1)$, III — $(10\bar{1}0)$; А, Б, В — синхронные зоны; пятна — вторичные включения по трещинам



исследований с целью нахождения объективных отличий синтаксической зональности роста от метасоматического замещения зонального пирита более поздним уранинитом (ср. Coleman, Delavaux, 1957). Замещающий компонент также сможет ориентироваться закономерно, как это имеет место, например, в гомосеовых псевдоморфозах.

Примеры синтаксического срастания кварца и пирита мы находим в работе Н. И. Мязь и др. (1959).

Нужно также учитывать, что наличие той или иной грани и параллельного ей зонального строения еще не означает, что кристалл рос этой гранью. Подобная особенность обнаружена, например, у кристаллов синтетического корунда (Никитичев и др., 1968). Оказалось, что хорошо выраженные грани призмы $\{11\bar{2}0\}$, параллельно которым имеется концентрическая зональность распределения примеси железа и хрома, формировались не за счет отложения вещества параллельно им, а путем роста граней дигипирамиды. Поэтому авторы вполне обоснованно предостерегают от возможной ошибки: «...из того факта, что зоны параллельны какой-то грани, без дополнительных исследований еще нельзя сделать обоснованного вывода о том, что рост кристалла происходил именно по этой грани» (Мязь и др., 1959, стр. 377).

Синхронизация процессов кристаллизации по зональному росту индивидуальных. Использование зональности в кристаллах для синхронизации процессов кристаллизации описана для кристаллов пироклора — $\text{CaNaNb}_2\text{O}_6\text{F}$ —

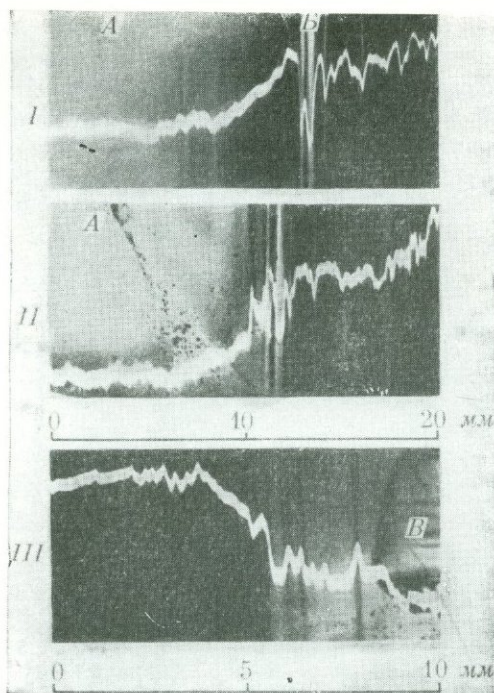
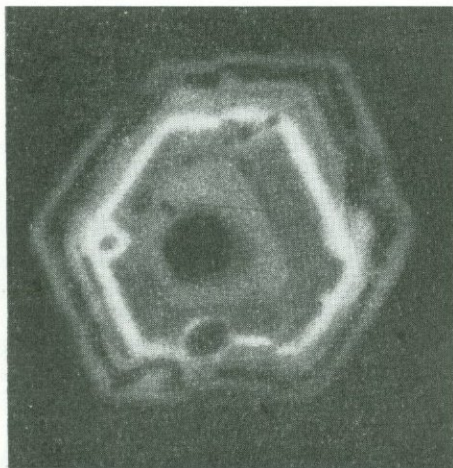


Рис. 56. Фотограмма плотности окраски по направлениям роста различных граней кварца

Условные обозначения те же, что и на рис. 55

Рис. 57. Зональное распределение радиоэлементов

Авторадиография со среза зонального кристалла пироклора, извлеченного из друзовой полости: сильно радиоактивные зоны — белые



Д. А. Минеевым и Н. И. Разенковой (1962), Д. А. Минеевым (1963), а Д. П. Григорьевым и др. (1969) на примере кварца.

Более подробно зональность изучена на примере кварца, в котором зональность окраски была выявлена путем γ -облучения (различная плотность окраски зон в кварце зависит от неодинакового содержания атомов, составляющих центры окраски, — Al, Fe, Na, Li). Запись плотности окраски велась на микрофотометре. Синхронизация роста разных частей одного кристалла устанавливается по зональности пирамид нарастания граней (рис. 55). На этом кристалле видно, что интенсивность окраски в пирамидах роста $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ ¹ и $\langle 01\bar{1}1 \rangle$ к периферии возрастает, а в $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ — понижается. Сложная конфигурация границ между пирамидами нарастания граней свидетельствует о широком варьировании относительной скорости роста разных граней. На фотограммах разных пирамид нарастания этого же кристалла виден одинаковый (пирамиды I и II) и обратный (пирамида III) ход изменения плотности окраски (рис. 56). При этом отчетливо видны синхронные участки в каждой из трех пирамид (см. рис. 55 и 56): А — слабого изменения в центре кристалла, В — резких колебания, В — колебаний средней силы на периферии.

Сопоставление роста *разных* кристаллов в одном хрусталеносном гнезде производилось по зональности пирамид нарастания граней одной формы: $\langle 10\bar{1}1 \rangle$. При сравнении зональности кристаллов из разных гнезд в пределах одного месторождения было отмечено совпадение главных особенностей.

Синхронизация процесса роста по зональности крупных (15×20 мм) кристаллов пироклора из Вишневых гор показана на рис. 57.

¹ $\langle 10\bar{1}1 \rangle$ — обозначается пирамида нарастания (роста).

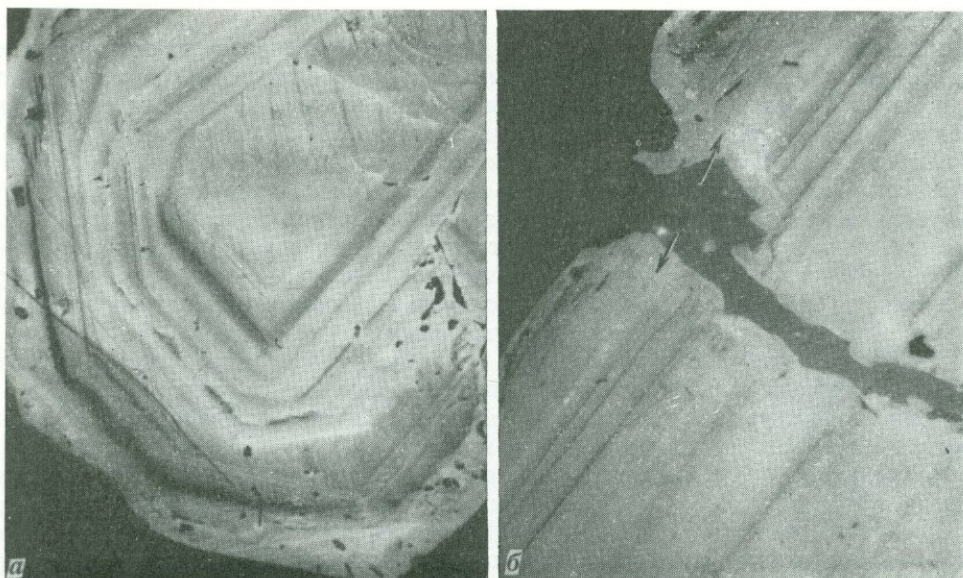


Рис. 58. Зональное строение кубооктаэдров пирохлора. Карбонатитовый комплекс Гули, Полярная Сибирь

a — отдельный кристалл — зоны имеют различную твердость и соответственно различный рельеф, аншлиф, увел. 30; *б* — внешняя часть этого же кристалла с трещиной, на стенках которой пирохлор гидратируется (показано стрелкой), а зональное строение его исчезает, аншлиф, увел. 80

Зональность, обусловленная различной степенью метамиктности, описана для циркона из Оклахомы (Larsen а. о., 1953). Кристаллы ими проанализированы позонно.

Постепенно накапливаются данные, говорящие о возможности последующего исчезновения возникшей при росте зональности. Пожалуй, наиболее наглядно такое явление впервые описано для пирита из колчеданных месторождений С. Н. Ивановым (1950), а также видно на приводимом нами примере зонального пирохлора из Гулинского карбонатитового комплекса в Полярной Сибири. При описании пирита отмечено, что исчезновение зон в нем идет с периферии зерен и распространяется вдоль секущих трещин. Здесь, очевидно, сказывается сглаживающее влияние каких-то растворов, извне воздействовавших на пирит. Однако в других случаях (Григорьев, 1967) можно предположить внутреннюю диффузию вещества между зонами с выравниванием их состава и строения (т. е. своего рода «отжиг»).

Пример исчезновения зональности приведен нами на рис. 58. Но этот вопрос подробнее здесь не обсуждается, так как речь идет уже о процессах изменения минеральных индивидов (см. стр. 258).

Секториальный рост

Наряду с *хронологически* различными частями минерала — зонами роста — при кристаллизации создаются *одновременно растущие*, но различные части кристалла, получающиеся за счет отложения вещества на разных гранях, ребрах, вершинах или разных участках иных поверхностей индивидов. Части

индивида, получающиеся путем отложения вещества на разных гранях, Бекке (Beske, 1894) назвал конусами нарастания, а соответствующее строение минералов называется *секториальностью* (по той картине, какая бывает видна в продольных сечениях пирамид нарастания). В последнее время понятие о секториальности значительно расширилось (Григорьев, 1971).

Особенности секториального строения. Пирамидой нарастания какой-либо грани называется та часть в объеме кристалла, которая образовалась путем отложения вещества на данной грани от центра роста. Поэтому мы говорим, что кристалл обладает секториальным строением, поскольку он состоит из пирамид нарастания (секторов), число которых равно числу растущих граней кристаллов в соответствующий момент роста (грани торможения не имеют своих пирамид нарастания).

Неодинаковость свойств секторов (пирамид нарастания граней) может быть обусловлена неравномерным распределением между секторами: 1) изоморфных (структурных) примесей, 2) механических примесей; дислокаций, дефектов, двойников, доменов (Чернышева, 1953), 4) пористости и др.

После разработки вопроса о реберных и вершинных формах в трудах Ниггли (Niggli, 1945) и советских кристаллографов В. И. Михеева и И. И. Шафрановского, особенно И. И. Шафрановского и С. Ш. Генделева (см. Шафрановский, 1961), необходимо выделять в кристалле наряду с пирамидами нарастания граней и другие элементы строения — *поверхности нарастания ребер* («грани» пирамид нарастания) и *линии нарастания вершин* («ребра» пирамид нарастания). В реальном кристалле эти элементы внутреннего строения также объемны, т. е. поверхности нарастания ребер имеют некоторую толщину, а линии нарастания вершин имеют некоторое поперечное сечение; это действительно реальные части кристалла, а не воображаемые плоскости и линии (рис. 59).

Имея в виду названные элементы строения кристалла, ныне следует считать, что: *при росте реальный кристалл за счет отложения вещества на разных элементах его формы слагается внутри пирамидами нарастания граней, поверхностями нарастания ребер и линиями нарастания вершин*; пирамиды нарастания граней разных гранных форм, поверхности нарастания ребер разных реберных форм и линий, нарастания разных вершинных форм физически и химически различны.

Секториальность тесно сопряжена с зональностью. Уже сам механизм роста слоями вызывает слоистое строение пирамид нарастания граней, а наряду с этими — колебания хода кристаллизации с течением времени приводят к образованию более грубой зональности вплоть до макроскопической. Равным образом поверхности нарастания ребер и линии нарастания вершин отражают механизм слоистого роста и колебания хода отложения вещества, и также получают неоднородное сложение.

Обращая внимание на такие черты образования минералов, необходимо иметь в виду положение о том, что *при росте реальный кристалл вследствие отложения вещества на его поверхности микро- и макрослоями получает зональное строение и его пирамиды нарастания граней приобретают пластинчатое сложение, поверхности нарастания ребер получают полосчатое сложение, линии нарастания вершин оказываются состоящими из отрезков.*

Зональность в виде пластинчатого сложения пирамид нарастания граней общеизвестна на примере плагиоклазов.

Классический пример кристаллов с одновременно проявленными пирамидами нарастания граней и поверхностями нарастания ребер — андалузитовые (хиастолитовые) кристаллы (рис. 60) и кристаллы алмаза (Григорьев, 1969;

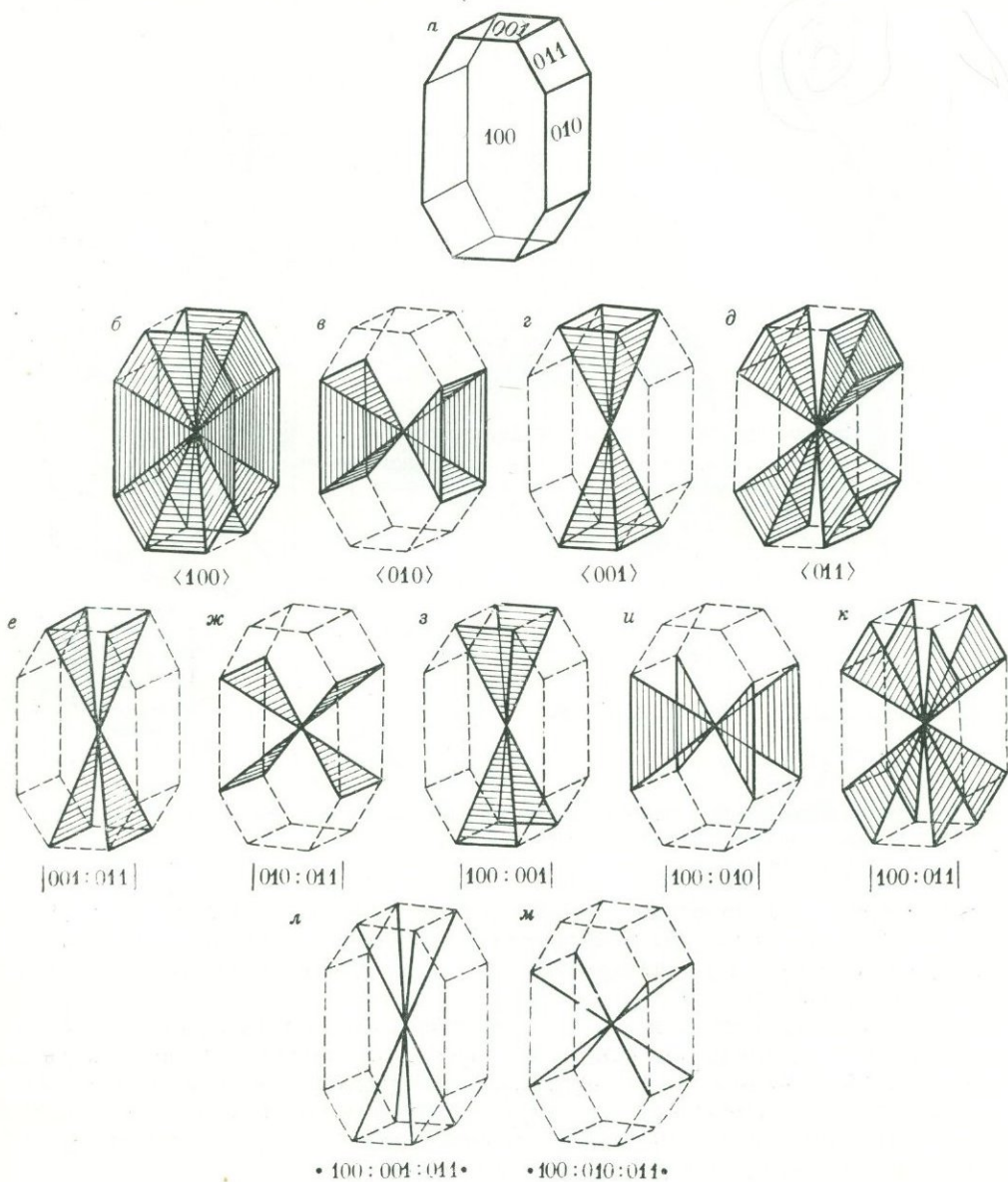


Рис. 59. Элементы секториального строения реального кристалла (а)

б, в, г, д — пирамиды нарастания граней; е, ж, з, и, к — поверхности нарастания ребер; л, м — линии нарастания некоторых вершинных форм

Варшавский, 1968). Линии нарастания вершин отлично проявлены внутри кристаллов синтетического алмаза и описаны С. И. Футергендлер и др. (1969), а также Д. П. Григорьевым (1969). Линии нарастания насыщены включениями с размером частиц порядка тысячных долей миллиметра. Линии нарастания идут от начальной точки роста кристаллов алмаза и представляют собой траектории движения лишь вершин откаэдра (рис. 61).

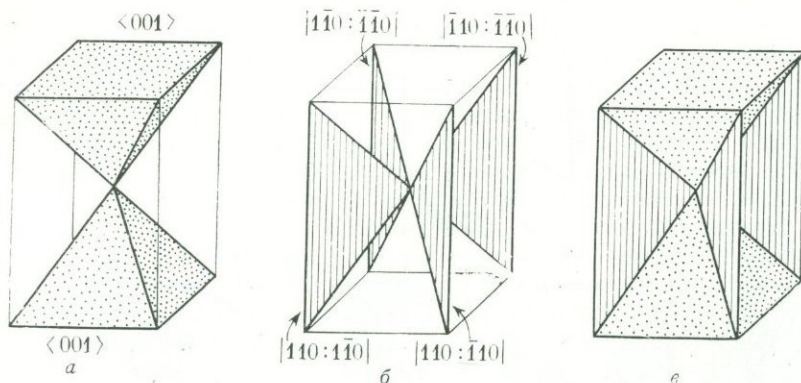


Рис. 60. Внутреннее строение кристаллов хиолита

a — пирамиды нарастания пинакоида $\{001\}$; *б* — поверхности нарастания ребер призмы $\{110\}$; *в* — показанные совместно пирамиды и поверхности нарастания

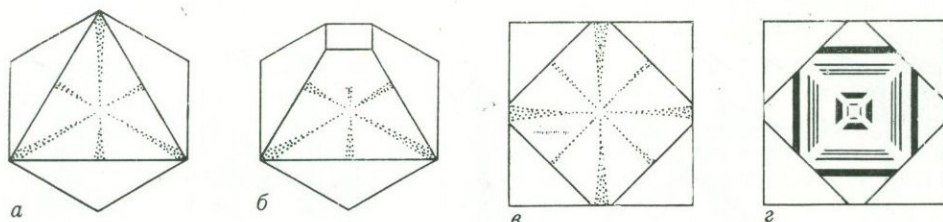


Рис. 61. Линии нарастания вершин октаэдра в кристаллах синтетического алмаза (*a*, *б*, *в*) и зонарное распределение в них включений (*г*)

Симметрия и физические свойства пирамид роста обобщены в работе А. В. Шубникова (1961), В. Я. Хаимова-Малькова и др. (1962). О возникновении дислокаций на границах пирамид роста бромата натрия сообщили Е. Б. Трейбус и др. (1965).

Секториальный рост минералов. Особенности внутреннего строения индивида устанавливаются макро- или микроскопически по различиям в таких свойствах минерала, как окраска, светопреломление, двупреломление, распределение механических примесей. Разные части в одном кристалле могут соответственно отличаться по химическому составу, удельному весу, пористости, магнитным и электрическим свойствам и т. п.

Неодинаковость пирамид нарастания разных граней по содержанию химических примесей зависит от того, что на способности грани к поглощению примеси сказывается степень структурного подобия смешивающихся компонентов, а также внешние условия роста кристалла.

Неодинаковое поглощение механических примесей связывается с тем, что грани разных кристаллографических форм развивают при росте различную, так называемую кристаллизационную силу, вследствие чего одни грани могут поглощать включения, тогда как другие будут их отталкивать (см. стр. 194).

Наиболее известны примеры секториального распределения механических включений у гипса со структурой «песочных часов» (глинистые

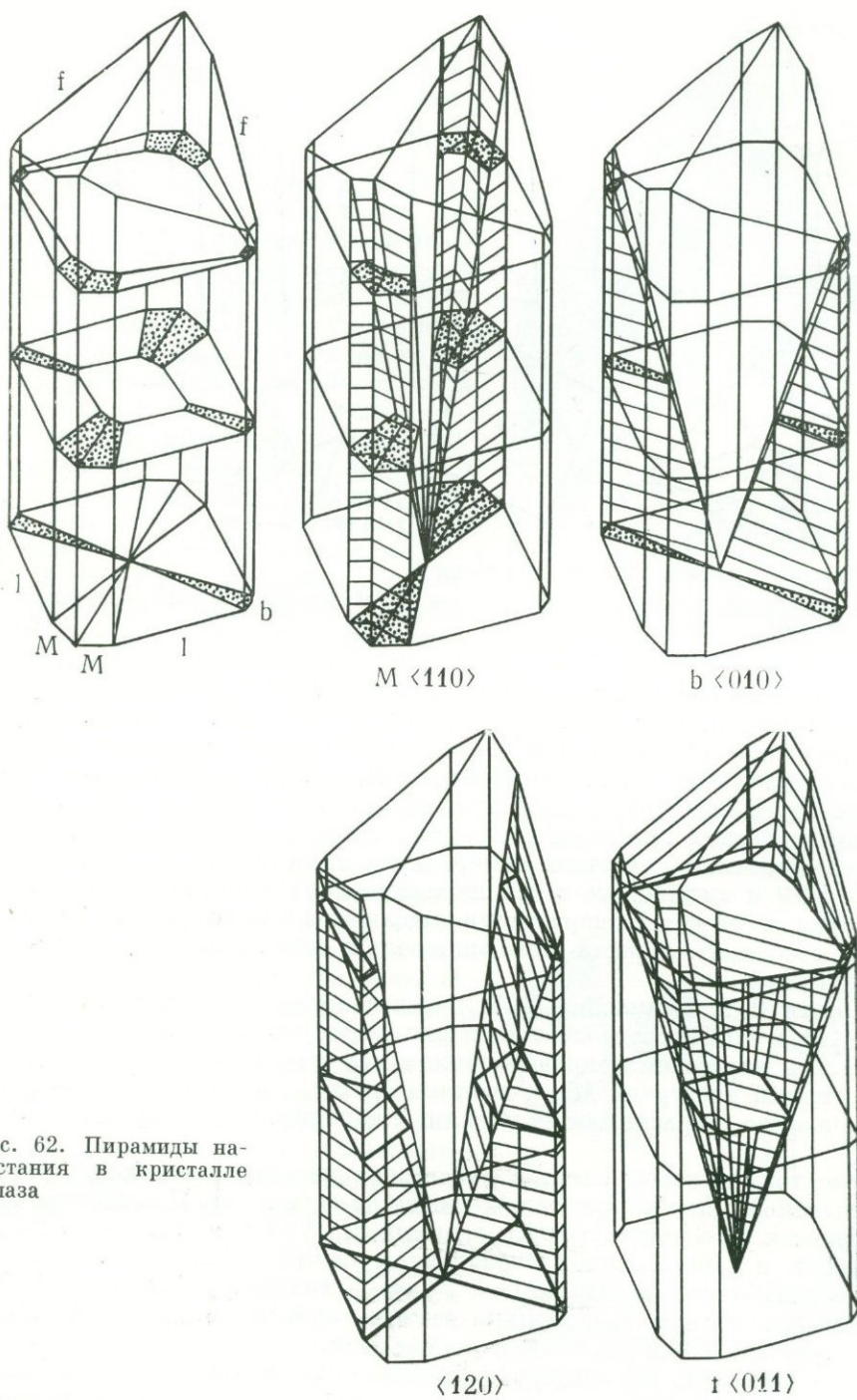


Рис. 62. Пирамиды нарастания в кристалле топаза

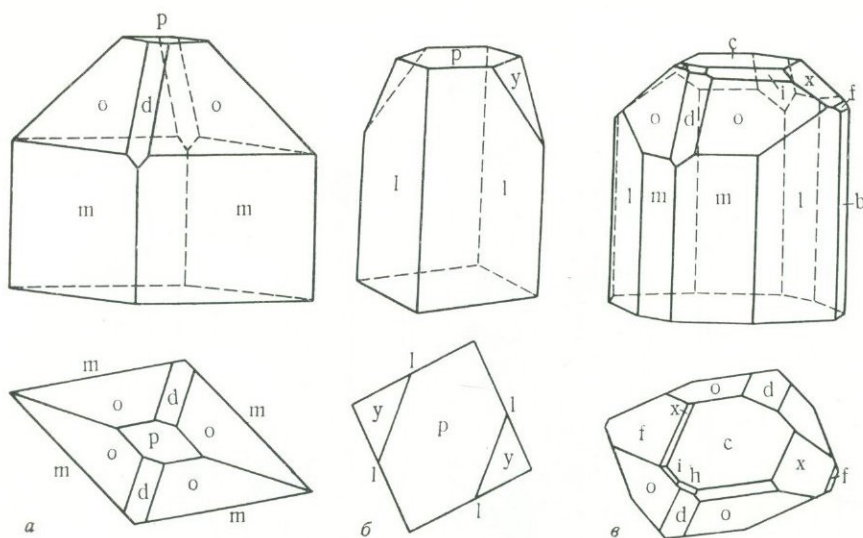


Рис. 63. Кристаллы топаза различной окраски

a — желтовато-буроватый, Ильменские горы, Урал; *б* — голубой, Алабашка, Урал; *в* — двухцветный — розовато-коричневый и голубой, Волянь

частицы); такое же распределение химических примесей известно (Леммлейн, 1948₂) для аметиста, барита, авгита, турмалина, кварца, брукита, топаза.

Пирамиды нарастания могут быть рассмотрены на интересном примере топаза, исследованного Г. Г. Леммлейном (1951₁). Вообще в топазе, как и в любом другом минерале, пирамиды нарастания можно выделять путем чисто геометрических построений. На рис. 62 изображен кристалл топаза с наиболее обычными для этого минерала гранями форм $M \{110\}$, $l \{120\}$, $f \{011\}$, $b \{010\}$ и выделенные в нем пирамиды нарастания всех граней.

Но визуально пирамиды нарастания выделяются в топазе лишь вследствие некоторых особенностей роста этого минерала в связи с поглощением химических примесей.

По данным Г. Г. Леммлейна (1951₂), топаз поглощает гранями $M \{110\}$, $b \{010\}$, $o \{111\}$ и $y \{021\}$ трехвалентное железо, в результате чего соответствующие пирамиды нарастания окрашиваются в коричнево-розовый цвет (наиболее интенсивный для грани M), а гранями $l \{120\}$, $f \{011\}$ и $u \{112\}$ — двухвалентное железо, окрашивающее пирамиды нарастания этих граней в голубой цвет.

Цветные топазы встречаются в занорышах пегматитовых жил.

По указанной причине кристаллы топаза из пегматитов Ильменских гор, образовавшиеся с господствующими гранями $M \{110\}$ и $o \{111\}$ (рис. 63, *a*), коричневатые, а кристаллы с преобладанием граней $l \{120\}$ (рис. 63, *б*) из пегматитов Алабашки (Мурзинки) на Урале — голубые (Кокшаров, 1856).

При образовании топаза с гранями разных форм, поглощающими разные примеси, кристаллы оказываются двухцветными.

Наиболее эффектно окрашенные в розово-коричневый и голубой цвета пирамиды нарастания выявились у топазов в пегматитовых жилах Воляни, на которых развиты как формы $M \{110\}$ и $l \{111\}$, так и $l \{120\}$ и $f \{011\}$ (рис. 63, *в*).

Преобладающими формами знаменитых розовых и золотистых топазов Кочкарского месторождения на Южном Урале и месторождений Бразилии являются, конечно, призма *M* и дипирамида *o*.

Помимо таких частей при росте минералов дополнительно может наблюдаться образование так называемых диагональных прослоев — следов нарастания ребер кристалла. Это явление вызывается тем, что по причине особого состояния силового поля у ребер, отличающегося от поля у граней (см. рис. 36), при росте ребер и расположенных вблизи них участков граней примеси могут поглощаться более или, наоборот, менее интенсивно, чем у плоских элементов ограничения кристалла.

Так, при росте мориона в пегматитовых жилах Волыни иногда получались особые прослои, как след перемещения ребра между пирамидами нарастания двух соседних граней положительного $\{10\bar{1}1\}$ и отрицательного $\{01\bar{1}1\}$ ромбоэдров. По Г. Г. Леммлейну (1948₂), на средней стадии роста минерала ребро более интенсивно, чем грани, поглощает окрашивающие примеси (торий и железо) — получается темный прослой, а на последней стадии роста, наоборот, ребро совсем не поглощает примесей, и след его перемещения выглядит как светлый прослой на более темном фоне пирамид нарастания (рис. 64). Иная особенность наблюдается на кристаллах мусковита, в которых след перемещения ребра между (110) и (010) неодинаково окрашен с разных сторон поверхности нарастания, показывая увеличенную сорбцию окрашивающей примеси со стороны медленнее растущей грани и десорбцию — с другой стороны (Григорьев, Маркова, 1971). Аналогичное явление у кварца ранее отметил Г. Г. Леммлейн (1948₂).

Интересные образования дает кварц с включениями посторонних минералов, хотя для кварца весьма

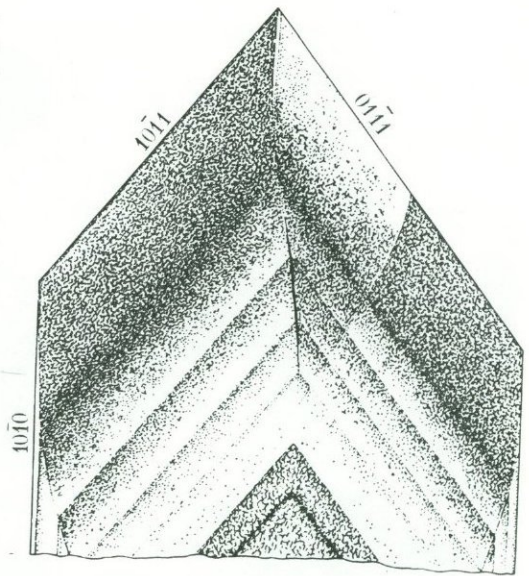
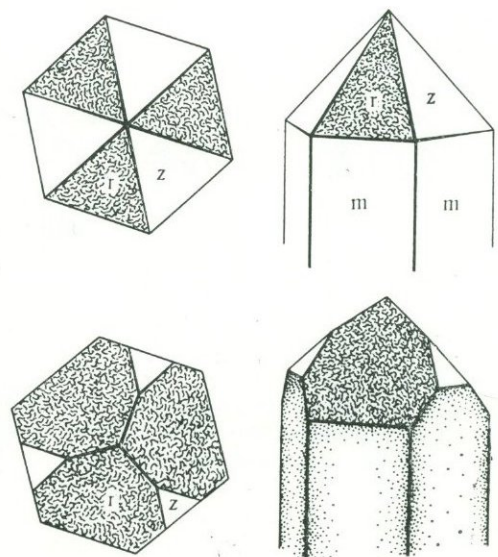


Рис. 64. Продольный разрез зонального кварца (мориона) с преимущественным поглощением примеси ребром (темная полоса), Волынь

Рис. 65. Кварц, избирательно покрытый гематитом (темное). Гематит нарастает на грани положительного ромбоэдра $r\{10\bar{1}1\}$ (вверху), а также на ребра между гранями призмы $m\{10\bar{1}0\}$ и между гранями призмы и отрицательного ромбоэдра $z\{01\bar{1}1\}$. Вест Патерсон, США



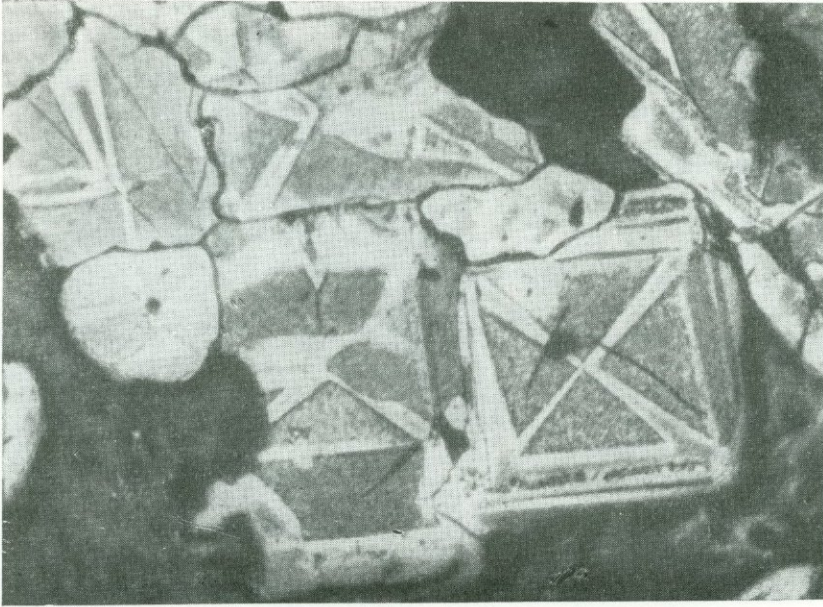
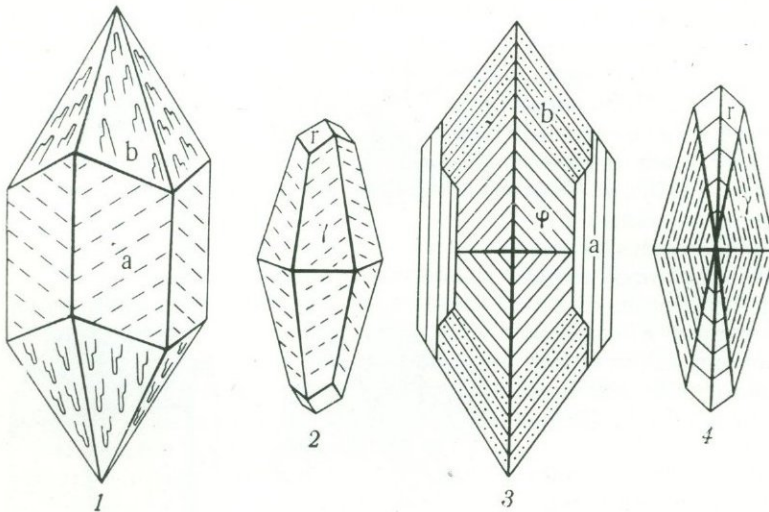


Рис. 66. Секториальное строение кристаллов магнетита с пирамидами нарастания $\langle 110 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$. Месторождение Тейское, Хакассия

Рис. 67. Внешнее очертание кристаллов кальцита призматического (1) и дипирамидального (2) габитусов (месторождения Эвенкии; $a - \langle 11\bar{2}0 \rangle$, $b - \{3584\}$, $\psi - \langle 02\bar{2}1 \rangle$, $r - \langle 10\bar{1}1 \rangle$); разрез кристалла в плоскости, проходящей через ось симметрии 3-го порядка (3) и через одну из осей 2-го порядка (4)



характерно и секториальное распределение окраски — в аметисте.

А при нарастании на кварц гематита (рис. 65) иногда замечается приуроченность последнего минерала к граням только одного из ромбоэдров, а именно положительного ромбоэдра (на рис. 65 сверху обозначен как r), что может дополняться нарастанием гематита также на ребра призмы и ребра между гранями призмы и гранями того и другого ромбоэдров. Здесь дело заключается, вероятно, в *различной адсорбционной способности* различных частей поверхности кристалла кварца, помогающей зарождению и росту гематита лишь на определенных элементах ограничения кварца (Frondel, 1934.).

На рис. 66 показано секториальное строение индивидов магнетита по В. Н. Сергееву.

Секториальный рост в сочетании с одновременным ростом двойников еще слабо изучен. Однако именно в этом случае можно ожидать еще более гетерогенного распределения химической и физической неоднородности, например, в случае, когда разные двойниковые индивиды будут принадлежать одному сектору роста. Например, Кастнером и Валдбаумом (Kastner, Waldbaum, 1968) изучен секториальный сдвойникованный альбит из эоценовых известняков (аутигенный).

Секториальность и зональность часто проявлены, естественно, в одном и том же индивиде. Секториальность и зональность формируются в растущем кристалле вместе, но нужно помнить, что различные пирамиды нарастания растут *одновременно*, тогда как отдельные зоны — *последовательно*. Игнорирование этого обстоятельства ведет к ошибочному отождествлению в плоских препаратах секторов с зонами роста, что и приводит к неправильным геохимическим выводам. Например, один из срезов секториального кристалла ставролита при невнимательном наблюдении можно спутать с зональным строением, когда за более раннее ядро будет принят срез пирамиды нарастания пинакоида.

Материалы по секториальному строению различных минералов приводят: Потти (Poty, 1969) для кристаллов кварца из жил альпийского типа (массив Монблан, Альпы), Ю. А. Орлов и П. Н. Кодочигов (1968) для распределения дымчатой окраски в алмазах во всем объеме, кроме следов роста вершин октаэдров, Ленерт (Lehnert, 1958) для флюорита — прерывистые следы роста ребер между гранями октаэдра в виде «тетрагональной корзины», структуры «песочных часов» в пироксенах (Schorer 1970; Strong, 1969).

Секториальное строение кристаллов иногда совершенно незаметно невооруженным глазом, но обнаруживается инструментальным путем. Напри-

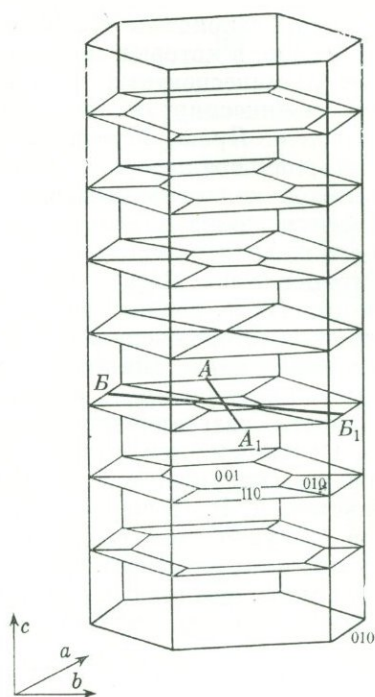


Рис. 68. Секториальное строение ставролита, который подвергся исследованию на рентгеновском микроанализаторе по линиям AA_1 и BB_1

мер, Б. В. Чесноковым (1959) описаны кристаллы циркона из Вишневых гор на Урале, в которых секториальное строение обнаружено при исследовании их люминесцентных свойств. Оказалось, что пирамиды роста одних граней люминесцируют, а других граней не люминесцируют (см. также о сфалерите: Ярош, Юрин, 1966).

Секториальное строение, сочетающееся с зональностью пирамид, описал на примере кальцита (исландского шпата) А. В. Шустов (1969) (рис. 67).

Имеются также описания секториального строения эвдиалита из Ловозерского щелочного массива (Буссен, Рогачев, 1967), апофилита из деканских трапов (Saha, Roy, 1969), апатита из гранитов Северного Урала (Фишман и др., 1968), граната из Казахстана (Кулкашев, 1970), кальцита из Ахтальского месторождения в Армении (Арутюнян и др., 1970).

Пирамиды нарастания граней в пределах кристалла иногда отделены одна от другой *индукционными поверхностями*, которые обычно наблюдаются как поверхности разграничения индивидов, возникающие при их совместном росте. Отличным примером такого рода являются кристаллы известного везувiana (вилуита) с реки Виллой в Сибири, описанные впервые еще Э. Лаксманом, Р. Пренделем и Н. И. Кожкаровым. Оказалось, что каждый сектор вилуита иштрихован параллельно оконтуривающей его грани призмы (Пахомова, 1968). Серии гранок, входящих в состав индукционных поверхностей, располагаются по кристаллографическим поясам [110], [100] и [120]. Образование этих гранок, по-видимому, обусловлено тем, что пирамиды нарастания разных граней вели себя в процессе роста как обособленные субиндивиды. Этот пример еще раз показывает, насколько сложным может быть анатомия внешне прекрасного образованного кристалла.

Г. К. Гераничева (1968) описала цирконы с пирамидами роста, сложенными шестоватыми блоками (субиндивидами), т. е. имеющие *мозаичное* строение (см. подробнее на стр. 100).

А. Н. Брызгалова и Г. В. Клецев (1970) изучили роль пирамид нарастания граней гексагональной призмы в природных синтетических кристаллах кварца. Внутреннее строение индивидов выявлялось методом гидротермального травления: отполированные ориентированные пластинки — срезы параллельно (1120) или (0001) подвешивались в автоклаве с 6%-ным содовым раствором и выдерживались при 200—400° С и давлении 300—1000 атм. Избирательно протравленные пластинки промывали слабым раствором HF и напыляли на них тонкий слой алюминия. Такие препараты исследовались с помощью обычного оптического микроскопа при увеличениях 10—300 раз.

Результаты изучения протравленных срезов исследованных ими природных образцов показали, что кристаллы практически не растут по граням призмы, т. е., что форма {1010} образована гранями торможения. Грани призмы формируются за счет роста ромбоэдров, разрастаясь лишь в тангенциальном направлении. Не наблюдался рост пирамид гексагональной призмы и при выращивании искусственных кристаллов кварца: сначала растет пирамида пинакоида <0001>, а затем она выклинивается и начинают расти пирамиды ромбоэдров. Таким образом, *не каждая* грань растущего кристалла кварца, образующая его равновесную форму, может иметь соответствующую ей пирамиду нарастания.

Примеры различного химического состава пирамид роста разных граней.

1. С помощью рентгеновского микроанализатора было изучено распределение Al, Si, Ti, Fe, Mg и Mn в последовательных поперечных сечениях секториальных кристаллов ставролита (Hollister, Bense, 1967; Hollister, 1970). При этом выявилось, что сектора отличаются не только разным содержа-

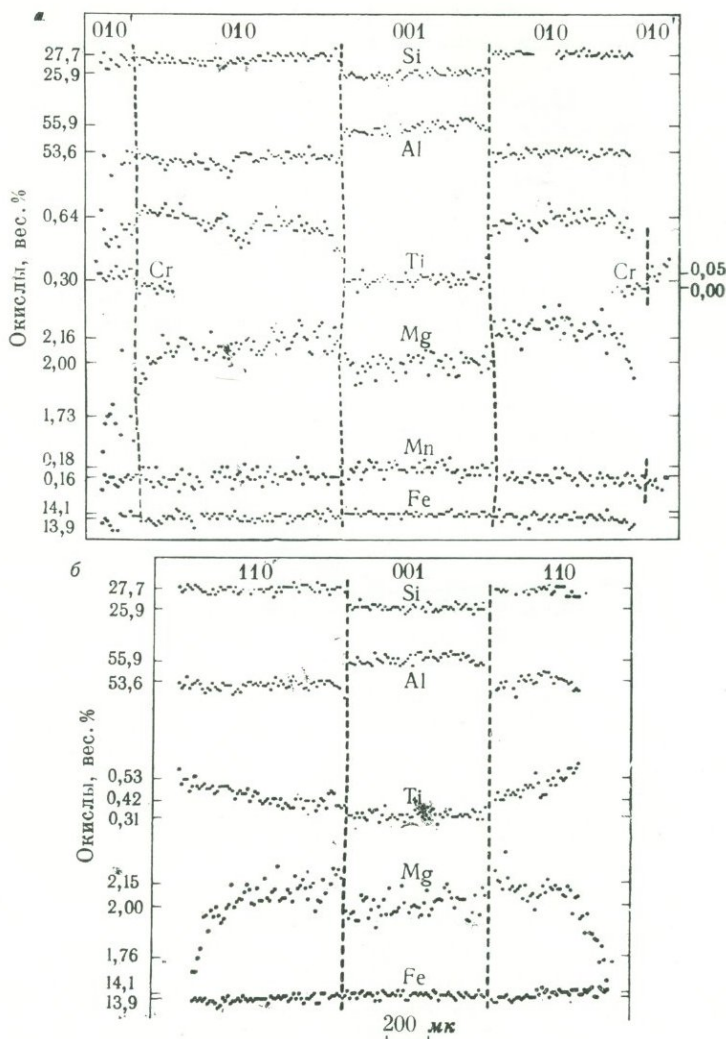


Рис. 69. Изменение содержания Si, Ti, Cr, Mg, Fe и Mn

а — вдоль линии сканирования АА₁, показанной на предыдущей фигуре; б — вдоль линии ББ₁

нием этих элементов, но и вариациями содержания гидроксильного компонента между секторами различных граней (рис. 68 и 69). Появление в данном случае секториальной зональности объяснено соотношением скорости роста индивида, скорости диффузии к поверхности растущих граней и скорости установления химического равновесия между поверхностями растущих граней. Например, если скорость диффузии опережает скорость роста кристалла, то зональность пирамид нарастания слабая. Если же диффузия отстает, то зональность будет секториальной. Поскольку в ставролите сектор $\langle 001 \rangle$ имеет ромбическую симметрию, а сектор $\langle 010 \rangle$ — моноклинную, при росте возникает разница в составе соседних секторов и структурная неупорядоченность. Изоморфизм $3Al \rightarrow (2Si + H)$ обуславливает захват плоскостя-

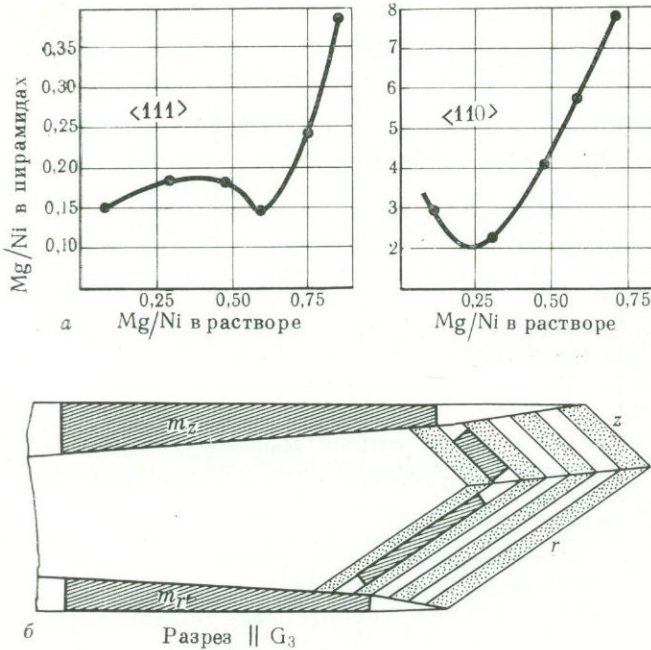


Рис. 70. Секториальное распределение в процессе кристаллообразования главных и второстепенных компонентов

а — изменение отношения магния к никелю в различных пирамидах роста кристалла ряда эпсомит — моренозит при переохлаждении 0,1% и отношении магния к никелю в растворе 0,25; б — места взятия проб на исследование примесей в пирамидах нарастания ромбоэдров (r , z) и призм (m_1 , m_2), в горизонтально выросшем кристалле кварца (см. объяснения в тексте)

ми (001) избытка Al; изоморфизм же по схеме $(Mg + Ti) \rightarrow 2Al$ возможен лишь при росте плоскости (010).

2. Подобную химическую неоднородность, связанную с секториальным строением, выявили А. Л. Кукуй и В. Л. Пархомовский (1969) на примере кристаллов изоморфного ряда эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) — моренозит ($NiSO_4 \cdot 7H_2O$). Оказалось, что пирамиды роста <110> и <111> резко отличаются по составу: в пирамидах роста тетраэдра количество магния приблизительно соответствует его содержанию в растворе, тогда как в пирамидах <110> магния во много раз больше. Выявилась также еще одна особенность — никель концентрируется по поверхностям нарастания ребер между гранями тетраэдра <111> и призмами <110>. Эти эксперименты показали, что отношение магния к никелю в пирамидах роста увеличивается по мере уменьшения переохлаждения раствора (рис. 70, а).

3. Потти (Poty, 1969) при исследовании кварцев из жил «альпийского» типа в Ла Гардетт (Франция) провел скрупулезное сравнение состава одной и той же зоны в кристалле кварца в пределах пирамиды нарастания положительного и отрицательного ромбоэдров (табл. 2) (см. рис. 70, б).

Подобное же определение сделано Потти и для пирамид нарастания положительной (m_1) и отрицательной (m_2) призм в одном и том же кристалле кварца (табл. 3).

Эти две таблицы показали, что в исследованном примере пирамиды нара-

стания положительного и отрицательного ромбоэдров не имеют существенных отличий по примесям, тогда как пирамиды нарастания положительной и отрицательной призм уже определенно контрастны.

4. Был изучен также с помощью рентгеновского микронзонда состав секторов в титанавгитах со структурой «песочных часов» из щелочных базальтоидов Гессена в ФРГ (Schorer, 1970). В секторах $\langle 101 \rangle$ (у автора помечено [101]) и $\langle 100 \rangle$ сделаны профили сканирования от центра индивидов к периферии по главным компонентам: Si, Ti, Al, Fe, Mg и Ca. Состав обоих секторов оказался различным: в $\langle 101 \rangle$ больше Si, Mg, но меньше Ti, Al и Fe, чем в $\langle 100 \rangle$. А сама направленность изменения состава от центра индивида к его периферии оказалась *одинаковой*: увеличивается содержание Al, Ti, Fe. Мощностно одновременно росших секторов показала, что скорость роста соответствующих граней была различной. Другой пример для пироксенов описал Васс (Wass, 1973).

Интересно отметить также, что в минералах из *лунных* образцов обнаружена не только зональность, но отчетливая секториальность, например в пироксенах (Hollister, Hargraves, 1970; Roedder, Weiben, 1970).

На поглощение истинной изоморфной примеси влияет скорость роста граней, поскольку в зависимости от скорости роста изменяется коэффициент распределения примесей между раствором и кристаллической фазой.

Другого рода химические примеси, двухмерноизоморфные, поглощаются не любыми гранями, а только теми, у которых плоские сетки структуры почти идентичны сеткам примеси — как по форме и размерам, так и по химическим признакам (полярности, тип связи).

Третий род примесей — «внутренне адсорбированные» примеси по-разному захватываются различными гранями после адсорбции их поверхностью из-за различной способности примесей к изоморфизму с кристаллом-хозяином по рассмотренным выше причинам.

Характер захвата механических и изоморфных примесей различными пирамидами нарастания растущих кристаллов подтвержден специальными экспериментами (Хаимов-Мальков и др., 1962).

Таблица 2

Примеси в кварце (количество атомов на 10^6Si) в пластинках, вырезанных из одной и той же зоны для двух ромбоэдров (v, z)

Ромбоэдры	Al	Li	Na	Mg
$r \{10\bar{1}1\}$	1740	510	3,8	3,5
$z \{01\bar{1}1\}$	1920	560	1,2	2,1

Таблица 3

Примеси в кварце (количество атомов на 10^6Si) в пластинках, вырезанных из пирамид нарастания двух призм

Призмы	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Li/100Al
m_r	163	93	1,8	3,2	7,3	8,3	57
m_z	921	250	2,1	1,7	7,5	4,5	27

Неоднородное включение примесей различными пирамидами роста кристаллов позволило классифицировать все многообразие примесей на две группы:

а) механические примеси (кристаллические или аморфные частицы, газовые и жидкие пузырьки); с увеличением пересыщения степень захвата таких примесей *увеличивается*;

б) структурные примеси (красители, изоморфные вещества); с увеличением пересыщения степень захвата таких примесей *уменьшается*.

Подтверждено также, что при увеличении скорости перемешивания раствора, из которого растут кристаллы, захват кристаллом механических примесей уменьшается, т. е. они растут более совершенными и в них будет меньше проявлено секториальное строение.

Пирамиды роста различных граней ведут себя различно по отношению к примесям упомянутых выше двух типов. Например, механические примеси легче захватываются теми гранями, которые растут быстрее. Для химических примесей ранее считалось, что растворенные истинно изоморфные примеси либо равномерно распределяются по всему кристаллу, либо образуют зональные слои, и при этом не возникает секториальная структура (Pelican, 1896). В соответствии с теорией (см. выше) эксперименты В. Я. Хаимова-Малькова с соавторами (1962) показали, что это правило Пеликана не подтверждается; при захвате истинно изоморфных примесей также возникает секториальная структура. Нужно подчеркнуть при этом, что с таким неравномерным распределением структурных примесей по пирамидам нарастания связано изменение скоростей роста соответствующих граней и, следовательно, *изменение габитуса* кристаллов.

Различная относительная скорость роста пирамид нарастания обуславливает сложное их строение, отлично иллюстрируемое на примере с секториальным брукитом.

В итоге экспериментов был сделан важный вывод: «... образование различных пирамид роста природных кристаллов в большинстве случаев связано с изменением пересыщения» (Хаимов-Мальков и др., 1962, стр. 440). А в минералогической литературе нередко говорится о влиянии концентрации.

Было бы совершенно неправильным представлять, что изоморфная примесь в каждой из пирамид нарастания распределена равномерно. Так было бы в случае идеального кристалла. Реальные же кристаллы характеризуются обилием несовершенств, дислокаций. А поскольку в каждой из пирамид может быть своя «густота» дислокаций, то это будет причиной не только неодинакового содержания примеси в разных пирамидах, но и содержания различных примесей в разных пирамидах. С. А. Бородин в личном сообщении отметил, что можно выделить 8 основных типов локального взаимодействия примесей с дислокациями.

1. При упругом взаимодействии локальная концентрация примеси в любой точке поля краевой дислокации выражена формулой

$$C_{\text{л}} \approx \exp \left[(\Delta R) R^2 \frac{\sin \varphi}{\rho} \right],$$

где C — концентрация примеси, R — радиус атома, ΔR — разница радиусов, φ и ρ — полярные координаты поля краевой дислокации.

Выведенная закономерность связана с взаимодействием упругих полей искажений краевой дислокации и атомов примеси.

2. В структурах с металлическим типом связи «электронный газ» распределяется около краевой дислокации в соответствии с полем упругих искажений, в результате чего гетеровалентная примесь распределяется по закону электрического взаимодействия

$$C_{\text{д}} \approx \exp \left[(\Delta Z) \frac{\text{si} \cdot \Phi}{\rho} \right],$$

где ΔZ — эффективная разница зарядов. Эти два типа взаимодействия получили название «типичных облаков Коттрелла».

3. При гетеровалентном изоморфизме обычными являются комплексы (атом примеси + точечный дефект), степень диссоциации которых и способность к ориентации являются функцией температуры и других параметров. Например, комплексы (M^{2+} + вакансия) в структуре распределяются около краевой дислокации по закону

$$C_{\text{д}} \approx \exp \left[(\Delta R) \frac{R^2}{\rho^2} \right].$$

4. В полярных структурах (например, вюртцит, сфалерит) взаимодействие примеси с краевой и смешанной дислокацией имеет своеобразные особенности, так как здесь сама линия дислокации представлена или атомами металла или атомами металлоида.

5. Во многих структурах, далеких от чисто ионного типа связи, энергетически выгодна диссоциация дислокации на несколько частичных дислокаций, между которыми образуется дефект упаковки (например, дефекты упаковки сфалерита являются плоскими зародышами вюртцитовой структуры и наоборот). Равновесная ширина диссоциированной дислокации обратно пропорциональна удельной энергии дефектов упаковки, которая является функцией температуры, давления и концентрации примесей. Если данная примесь понижает энергию дефекта упаковки и увеличивает равновесную ширину дислокации (и долю дефектной фазы), то на дефектах упаковки будет наблюдаться повышенная концентрация этой примеси («облака Сузуки»). Но известны также примеры и отрицательного взаимодействия.

6. Частным случаем дефектов упаковки являются антифазные границы, возникающие при упорядочении разупорядоченных структур. Взаимодействие примесей с такими границами приводит к образованию так называемых облаков Фишера.

7. Роль дислокаций в поддержании отклонений от стехиометрии изучена на конкретных примерах: Cu_{1+x}Pt , кристаллы типа $\text{A}^2\text{B}^6_{1-x}$, $\text{Jn}_2\text{S}_{3+x}$, Fe_{1-x}O , кристаллы системы $\text{Sb}_2\text{Te}_{3-x} - \text{Bi}_2\text{Te}_{3-x}$, $\text{Al}_2\text{O}_{3-x}$, TiO_{2-x} , $\text{Ti}_{1+0,5x}\text{O}_2$; процессы разложения в электронном пучке NaCl , KCl , PbJ_2 слюд, KCl с примесью AgNO_3 , уранинита.

8. Примеси могут быть также адсорбированы при определенных условиях полыми каналами дислокаций.

При выращивании из расплавов кристаллов полупроводников, относящихся к структурному типу алмаза и сфалерита, нередко развиваются грани $\{111\}$, в пирамидах роста которых концентрируются многие из вводимых примесей. Секториально распределяются и различные плотности дислокаций. В германии плотности дислокаций, например, уменьшаются в порядке $\langle 111 \rangle \rightarrow \{100\} \rightarrow \{110\} \rightarrow \{211\}$. Е. И. Собельман и др. (1968) выращивали из расплава кристаллы галита и обнаружили секториальное распределение плотностей дислокаций, которые варьировали от 10^6 см^{-2} до $5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-2}$.

Мозаичный рост

При мозаичном росте кристалл как бы разделяется на отдельные блоки, подобно кубикам в ящике, несколько повернутым один относительно другого.

Границы между блоками (субиндивидами, мозаичными индивидами) в таком мозаичном кристалле могут быть двух видов:

- 1) дислокационными (прочное соединение) и
- 2) индукционными (слабое соединение).

Мозаичное строение индивида (английское: lineage structure), возникающее при его росте, может быть проявлено самостоятельно, но чаще оно наблюдается одновременно с зональностью и секториальностью. Ниже мы приведем примеры такого рода.

Особенности мозаичного строения. Имеющие место при росте изоморфные замещения атомов одного химического элемента атомами другого, с неточно совпадающими размерами, пропуски некоторых атомных позиций, «ошибочное» занятие атомами чужих позиций, внедрение в междоузлия, образование дислокаций, пор, включений, тепловых натяжения и деформации приводят к нарушению плоскогранности и прямореберности кристаллов. Накапливаясь по мере роста, замещения и дефекты создают в конце концов мозаичное строение кристалла (рис. 71)

Должно быть справедливо следующее общее положение: *при росте реальный кристалл из-за изменения и нарушения однородности состава и структуры приобретает мозаичное строение; пластинки в пирамидах нарастания граней, полоски на поверхностях нарастания ребер и отрезки на линиях нарастания вершин в кристалле слагаются из блоков несколько повернутых относительно друг друга.*

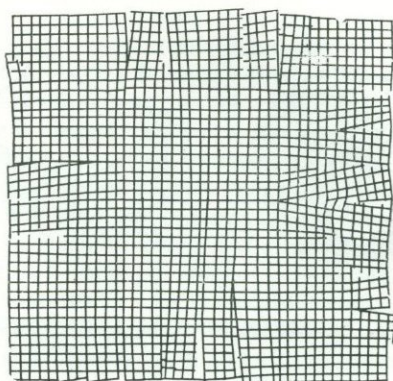
В одних случаях мозаичность видна невооруженным глазом по неодновременному отражению света различными участками грани, в других случаях кристалл визуально кажется идеальным, но прецизионный гониометр, микроскопическое исследование после селективного травления, рентгенографическое, электронографическое и некоторые другие точные методы исследования все же обнаруживают мозаичность (Юшкин, 1974; Дымков, 1973).

Исследователи, занимавшиеся мозаичностью, выделяли грубую и тонкую мозаичность или грубую и тонкую блочность. Но общепринятой границ между этими понятиями до сих пор не существует. По-видимому, удобно выделять визуально-грубооблочные и тонкомозаичные кристаллы и микроскопически грубую и тонкую мозаичность. Причем в последнем случае под грубой мозаикой подразумевают блоки размером 1—100 мкм, а под тонкой — 1—1000 нм (следует иметь в виду возможность образования смешанных кристаллов из доменов). В соответствии с современными представлениями малоугловую границу блоков в мозаике следует рассматривать как дислокационную.

Предложено теоретически и обнаружено экспериментально несколько типов границ, но, согласно статистическим данным, простая граница является наиболее частой. С точки зрения этой модели мозаичным является кристалл, содержащий всего одну дислокацию. Методом селективного травления можно не только выявить отдельные дислокации, но и измерять очень малые углы дезориентации блоков в мозаичном кристалле.

Легко видеть, что, комбинируя различные границы из различных типов дислокаций (в том числе смешанных и винтовых), можно дать модель любого несовершенного кристалла. Отсюда следует генетическое родство всех типов скрученных, расщепленных, грубооблочных кристаллов.

Рис. 71. Схема строения мозаичного кристалла



Малоугловая граница зерен состоит из дислокаций, а граница зерен с большим углом дезориентации состоит из вакансий. Эти дефекты в границе существуют наряду с дислокациями и вакансиями, которые статистически распределены в пределах более совершенных участков кристалла. При достаточно высокой скорости самодиффузии (т. е. при достаточно высокой температуре) кристаллы должны самоусовершенствоваться: количество границ и блоков мозаики должно уменьшаться, а углы дезориентации должны увеличиваться, так что в конце концов кристалл не должен иметь границ. Но практически пока никому не удалось даже в условиях искусственного отжига из мозаичного кристалла сделать идеальный, хотя значительное улучшение структуры при этом процессе достигается.

В природных условиях, казалось бы, мог действовать фактор большой длительности послеростового отжига, поскольку скорость самодиффузии в любых условиях не равна нулю. Но практически мозаичные, скрученные и расщепленные кристаллы встречаются как в древних, так и в ныне образующихся месторождениях. При этом строение тонкомозаичных кристаллов пирита из Боровичей (каменноугольного возраста) практически неотличимо от структуры кристаллов пирита из Калангуя (граница верхней юры и нижнего мела) (Бородин, 1961). (Подробнее см. на стр. 115.)

Приводимая схема мозаичного индивида на рис. 71 требует некоторых уточнений, поскольку в свете новейших представлений о дислокациях в кристаллах между блоками мозаики нет пустых промежутков и решетка одного блока непрерывно переходит в решетку другого через область дислокаций. Однако в минералах, действительно, имеются различные микроультрамикропоры (Овчинников и др., 1955).

М. Д. Евдокимов (1968) предложил выделять следующие стадии блокового роста кристаллов: а) образование субпараллельно ориентированных сростков кристаллов, б) формирование структурных границ между отдельными субиндивидами, в) развитие общих граней, покрывающих блоковые субиндивиды.

Мозаичный рост минералов. Мозаичное строение отлично демонстрируется на кристаллах галенита из месторождения Дургам в Англии, где оно создается в силу каких-то своеобразных условий роста кристаллов в трещинах среди известняков (в парагенезисе со сфалеритом, другими сульфидами, флюоритом, баритом, иногда кварцем). При этом плоскость спайности оказывается не гладкой, а разделенной на разновременно отражающие свет блоки, расположение которых соответствует рис. 71.

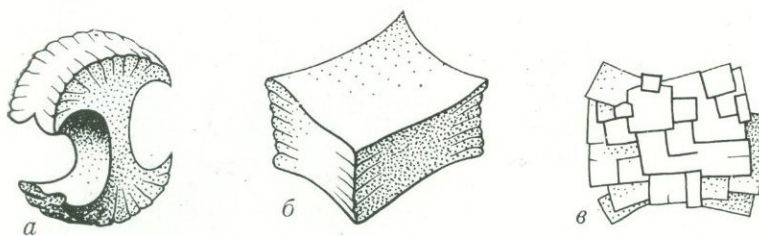


Рис. 72. Расщепленные кристаллы барита (а), азурита (б) и пирита (в)

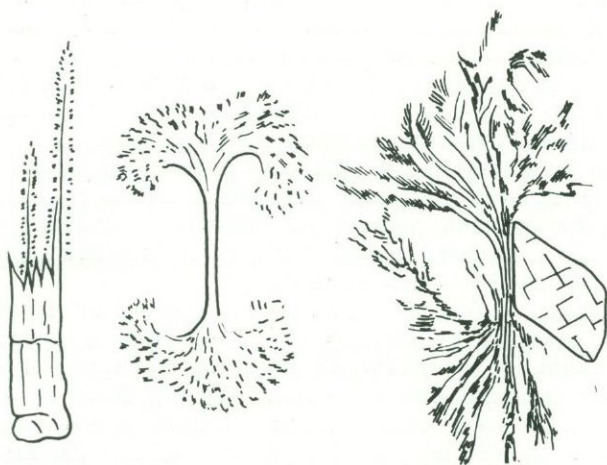


Рис. 73. Расщепленные кристаллы — микроклины авгита в лаве, по Ниггли

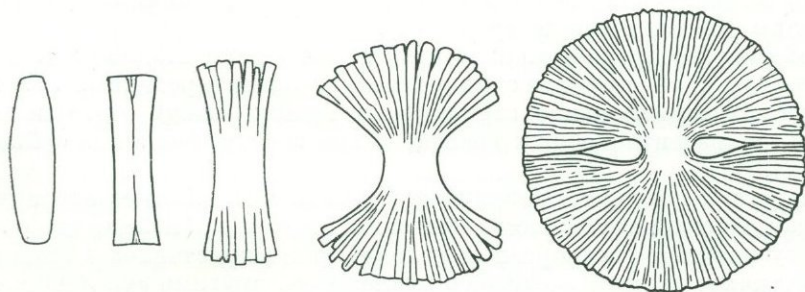


Рис. 74. Последовательные стадии расщепления кристалла во время роста

Блоковое строение циркона из месторождений Урала и Приазовья исследовала Г. К. Гераничева (1968). Она обнаружила отдельные блоки внутри пирамиды роста, разграниченные индукционными поверхностями, имеющие форму шестиков, ориентированных перпендикулярно соответствующей грани. Благодаря такому шестоватому строению пирамид роста их границы друг с другом хорошо видны. Шестики-блоки доходят до поверхности и хорошо видны на мозаичной поверхности внешних граней. Естественно, субиндивиды являются не только элементом конечной гранной поверхности, но в виде «корней» уходят во внутренние части кристаллов. Выход каждого шестика-субиндивида на грани кристалла проявлен в виде площадок, параллельных (визуально) основной грани, но расположенных на разной высоте. При размере кристаллов в 1,5—2 см такие превышения могут достигать 1—2 мм. Сама гранка, которой оканчивается шестик, имеет определенную форму на каждой из граней: на {111} — они треугольные, а на {110} — прямоугольные. В прозрачных шлифах при скрещенных николях такие кристаллы ведут себя как нормальные монокристаллы, но рентгенограммы, полученные методом обратной съемки на камере Крос-1, обнаружили расщепление пятен, что свидетельствует о мозаичном строении образцов. Разориентировка разных блоков колеблется в этом случае от 30' до 3—5°.

Н. В. Петровская и др. (1970) методами электронной микроскопии выявили мозаичную структуру в индивидах золота. Любопытно отметить при этом, что между мозаичными блоками размером до долей микрона обнаружены ультратонкие прожилковидные выделения золота с относительно высокой концентрацией в нем серебра.

Индукционное строение границы описано также для двойниковых индивидов кальцита (Мокиевский и др., 1968) и между пирамидами нарастания в везувиане (Пахомова, 1968).

В связи с тем, что мозаичное, блоковое строение индивидов по своей природе тесно связано с явлением *расщепления* кристаллов, здесь мы лишь кратко перечислим некоторые примеры мозаичного строения природных минералов. Более подробно многие примеры разобраны на стр. 118. Так, мозаично-расщепленный кварц с Тянь-Шаня описан А. В. Осинским (1968) и Я. Н. Соколовым (1969), из Швейцарских Альп — Карстенсом (Carstens, 1968), пирит — С. А. Бородиным (1961) на примере месторождения Калангуй в Забайкалье (подробнее см. на стр. 116) и Сузуки (1970) из Японских месторождений, барит — Пейтелом и Коши (Patel, Koshy, 1968), плагиоклаз из молодых гранитов Тырнауза на Кавказе — Л. А. Варданянцем (1966).

Говоря о мозаичном строении и о блоках в минералах, надо отметить, что блоковое строение может получаться не только при росте, но и при *механических деформациях кристаллов*.

Расщепление во время роста. Расщепление является в сущности разновидностью мозаичного роста. Отличительная особенность расщепления — это увеличение по мере роста угла разориентации осей блоков.

При обсуждении происхождения секториального строения индивида минералов речь шла о разделении кристаллов на блоки мозаики, которые могут рассматриваться как субиндивиды кристаллов. Это явление кладет начало интересующему нас сейчас расщеплению кристаллов во время роста.

Представление о расщеплении дает рис. 72 (Bernauer, 1929).

Побудительные причины к расщеплению бывают разные. Ими могут быть неравномерно, секториально поглощаемые химические примеси, вызывающие расширение (или сужение) тех или иных кристаллических плоскостей,

а также термические натяжения; намечается и роль посторонних частиц, попадающих на грани кристаллов.

Расщепленный рост нередко наблюдается (Niggli, 1948) у минералов быстро остывающих вулканических пород (рис. 73) и у многих минералов гидротермальных жил, при быстрой кристаллизации из поверхностных растворов или из пара (ледяные узоры на окнах).

Кристалл при свободном росте начинает расщепляться с противоположных концов, приобретая (Lehmann, 1911; Popoff, 1934) сначала форму вязки затем снопа и, наконец, сферолита (рис. 74).

Для таких минералов, как десмин, расщепленная при росте форма — сноповидная с большим количеством головок на концах — настолько характерна, что служит важным диагностическим признаком.

Целый ряд минералов создает за счет расщепленного роста специфические почковидные агрегаты, рассматриваемые нами ниже (например, малахит, халцедон, гётит, гематит, фосфорохальцит).

Для большей части расщепленных минералов трудно указывать конкретно и точно причину расщепления. Некоторые данные относительно кальцита имеются у В. Ф. Петруня (1958). Он исследовал начальную стадию расщепления кристаллов кальцита, выросших в полости среди кальцит-сфалерит-пирротиновой руды с халькопиритом, галенитом и арсенопиритом, отделенной от руды оторочкой геденбергита на Верхнем руднике в Южном Приморье. Кристаллы кальцита здесь представляют собой комбинацию призмы $\{10\bar{1}0\}$ и тупого ромбоэдра $\{01\bar{1}2\}$, но на концах их наблюдается отчетливо выраженное расщепление с разделением головки на большое число субиндивидов, что сопровождается искривлением призмы (рис. 75). Характеристику степени и направленности расщепления дает гномостереографическая картина сигналов от поверхностей спайности по $\{10\bar{1}1\}$ на головке кристалла. Отклонения угловых величин для $\{10\bar{1}1\}$ достигают амплитуды: φ — $23^\circ 40'$ (от $10^\circ 15'$ до $33^\circ 55'$) и ρ — $17^\circ 69'$ (от $44^\circ 36'$ до $62^\circ 15'$), т. е. расщепление развито уже значительно.

Из деканских базальтов описаны расщепленные гейландиты, сопровождаемые апофиллитом и дестином (Roy, 1968). Угол расщепления в гейландите достигает 14° .

В. В. Буканов (1966) привел описание расщепленного аксинита из кварцевых месторождений Приполярного Урала. Угол расщепления в пирамиде роста граней пинакоида $\{110\}$ достигал 30° .

Причиной расщепления кристаллов кальцита В. Ф. Петрунь (1958) считает изоморфную примесь марганца. Взятые по системе (обозначены на рис. 75, б) пробы для количественного спектрального анализа показали при росте кальцита закономерное увеличение примеси марганца от 0,1—0,3% в центре расщепленной части кристалла (проба 1) через значения 0,6—1,0% (пробы 2, 3, 7) до содержания 1,0% в поверхностных частях. Надо отметить, что между расщеплением и оптическими свойствами кристалла также обнаруживается параллелизм и светопреломление по n_g изменяется от 1,662—1,666 в центре расщепленной части до 1,672—1,674 во внешней зоне. Между прочим эти цифры отвечают большому содержанию марганца — соответственно от 4 до 12% MnO.

Расщепленные кристаллы подробно изучались Д. В. Рундквистом (1958) в Хинганском оловорудном месторождении. Исследуемые минералы наблюдаются здесь в виде прожилков среди брекчий гранитпорфиров и кварцевых порфиров. По геологическим данным, месторождение образовалось на глубине всего 300—400 м от поверхности.

В сульфидных прожилках на месторождении прежде всего встречаются выделения кварца с признаками расщепленного роста. Они имеют округлые, эллипсоидные и линзовидные очертания, их разрезы представляют собой нечто промежуточное между правильными кристаллами и сферолитами.

В поперечных разрезах округлые кварцы обнаруживают радиально-лучистое строение из субиндивидов — тонких волокон, ориентированных оптически одинаково, с осью n_g перпендикулярно к поверхности среза. В продольных сечениях субиндивиды распространяются от середины кристалла пучками, как показано на рис. 76. В каждом пучке субиндивиды располагаются с отклонением от главной оси кристалла на $40-45^\circ$ в ту и другую сторону. Таким образом расщепление здесь имеет особую форму, отличную от более типичной, приведенной на рис. 74.

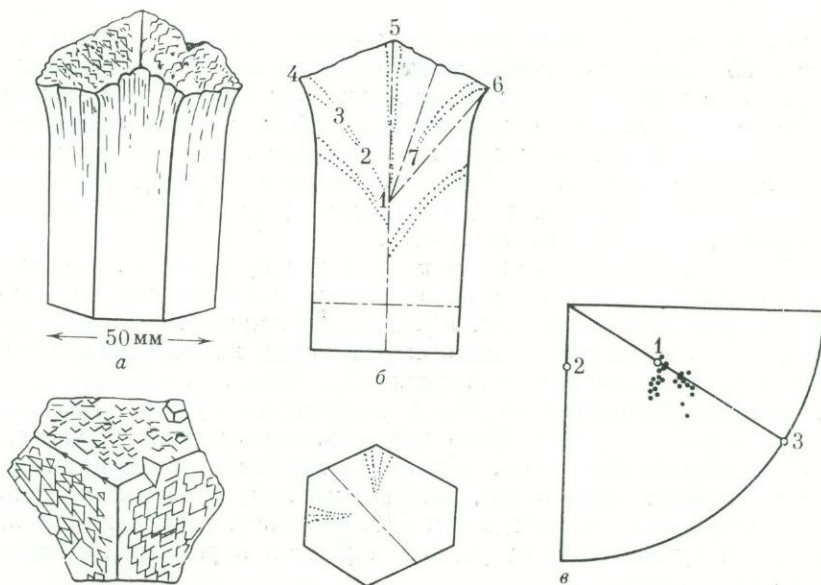
Расщепленные кварцы содержат многочисленные зонально распределенные включения мелких зернышек сфалерита, иногда с халькопиритом, а также газовой-жидкие включения. Предполагается, что включения захватывались при расщепленном росте кварца. Но не являются ли включения причиной расщепления?

В том же Хинганском месторождении встречаются кристаллы кварца размером до $10-15$ см, обнаруживающие расщепление несколько иного вида (рис. 77).

Кроме граней призмы и основного ромбоэдра, эти кристаллы на головке имеют плоскости серии острейших ромбоэдров $\{40\bar{4}1\}$, $\{70\bar{7}1\}$, $\{80\bar{8}1\}$ и др. Но каждая грань кристаллов слагается большим количеством субиндивидов размером от 1 до $5-8$ мм, явно обособляющихся на поверхности и хорошо видимых на рис. 77. От ориентировки главного кристалла они в ре-

Рис. 75. Кристалл кальцита

a — с расщепленной головкой; b — расположение проб в разрезе кристалла (кружки с цифрами); $в$ — гномостереографическая проекция от граней и плоскостей спайности кальцита: 1 — $\{10\bar{1}1\}$, 2 — $\{01\bar{1}2\}$, 3 — $\{1010\}$. Тетюхе, Верхний рудник (Приморье)



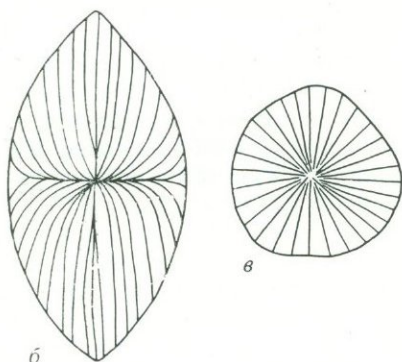
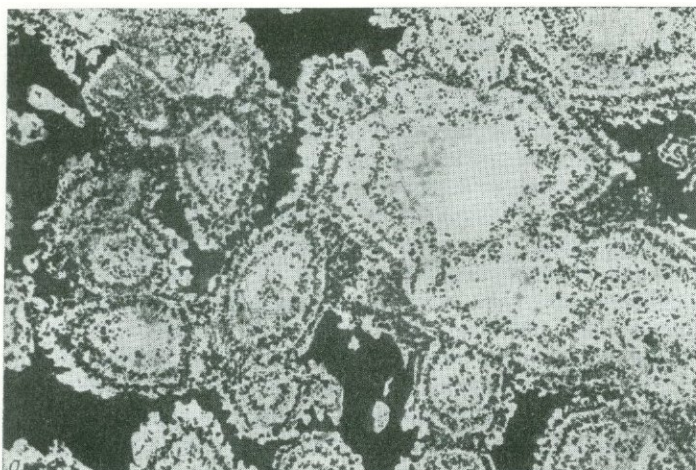


Рис. 76. Расщепленные кристаллы кварца с включениями сфалерита

a — микрофотография прозрачного шлифа, увел. 20; *б* — схема строения расщепленных кристаллов кварца в разрезе $\parallel [0001]$; *в* — разрез $\perp [0001]$, Хинганское оловянное месторождение

зультате расщепленного роста отклоняются на угол до 20 и даже 30°, причем наибольшее отклонение имеет место у основания наросших кристаллов; по мере же приближения к вершине угол отклонения субиндивидов постепенно уменьшается, и в верхней части кристаллов субиндивиды ориентируются субпараллельно, почему грани ромбоэдров кажутся однородными.

Охарактеризованные субиндивиды первого порядка разделяются далее на субиндивиды второго порядка размером уже в 0,01—1 мм, повернутые относительно друг друга на 5—10°.

Из рассмотрения разрезов кристаллов выясняется, что они имеют середину с нормальным ростом и что расщепление происходило лишь в последние этапы кристаллизации (рис. 78). С расщеплением связано появление множества зонально распространенных включений хлорита, серицита, рудных минералов, а также газовой-жидких включений. Последние приурочиваются к границам субиндивидов второго порядка и отсутствуют на стыках субиндивидов первого порядка. Надо отметить, что в месторождениях, например в жилах альпийского типа, кристаллы кварца грубомозаичного строения не имеют жидких включений, специально приуроченных к границам блоков (т. е. субиндивидов), тогда как образующиеся в других условиях кварцы с мелкими субиндивидами разных порядков переполнены включениями маточного раствора.

Рис. 77. Расщепленные кристаллы кварца с субиндивидами первого порядка; 0,56 натур. вел., Хинганское месторождение

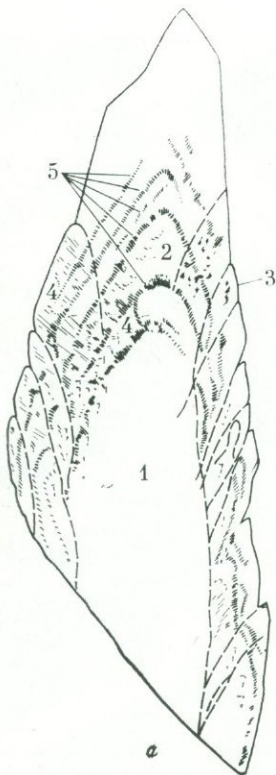
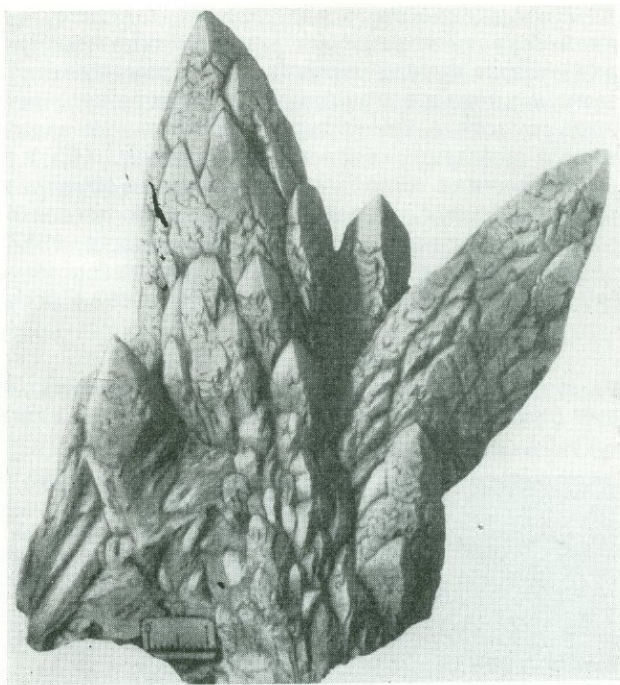
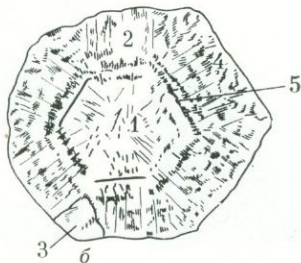


Рис. 78. Внутреннее строение расщепленных кристаллов кварца второго типа

a — разрез $\parallel [0001]$; *б* — разрез $\perp [0001]$;
 1 — прозрачный нерасщепленный кварц центральной части; 2 — молочный расщепленный кварц с включениями; 3 — субиндивиды первого порядка; 4 — субиндивиды второго порядка; 5 — зоны с особенно обильными газово-жидкими включениями



Наблюдение этого явления очень важно, так как подобного рода механизм захвата характерен для первично замутненного, молочно-белого кварца (а также других первично замутненных минералов). Различение первично замутненного и вторично замутненного кварца (о последнем говорится ниже) выдвинулось в число весьма актуальных задач в связи с обсуждением генезиса жильного кварца (Вертушков, 1955).

Первичная молочно-белая окраска кварца в связи с мозаичным ростом распределяется в кристалле зонально и секториально (Григорьев, 1948₂), что очень наглядно проявлено (Дядькина, 1957) на кристаллах в кварцевых жилах Дагестана (рис. 79), в Березовском золоторудном месторождении (рис. 80), в жилах Гумбейки и Верхней Сысерти на Урале (Игумнов, 1951;

Рис. 79. Кварц с первичными включениями раствора, окрашивающими минерал в белый цвет (продольный разрез) по Н. Я. Дядькиной; 0,8 натур. вел.; Большая жила, Дагестан

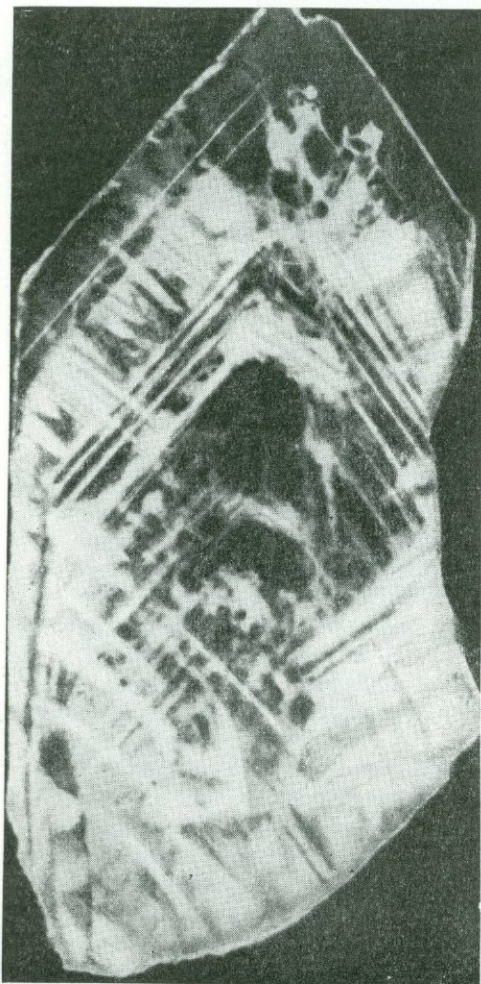
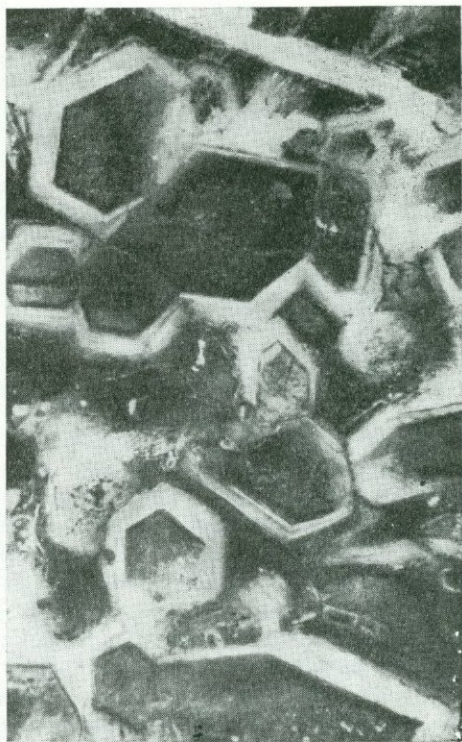


Рис. 80. Кварц с расщепленной поверхностью, захватившей включения маточного раствора (поперечные разрезы призматических индивидов, увел. 5. Березовское месторождение, Урал



ср. Григорьев, 1954) в кварцевых жилах Гиссарского хребта (Эрлих, 1957) и во многих других месторождениях¹.

А. В. Осинский (1968, 1969) детально и точно описал генезис кристаллов кварца с Северного Тянь-Шаня, прошедших в процессе кристаллизации стадии мозаичного и расщепленного роста. Этот исследователь выявил особенности кристаллизации кварца, во многом сходные с обнаруженными Д. В. Рундквистом (1958) на Хинганском месторождении.

А. В. Осинским (1968, 1969) обнаружены две морфологические разновидности кварца: а) с «грубой» мозаичной структурой и б) расщепленные.

Кристаллы кварца с «грубой» мозаичной структурой обладают длинно-столбчатым обелисковидным обликом. Основное отличие их от обычных заключается в особенностях тонкой скульптуры поверхности граней призмы. В одних случаях поверхность граней ровная, в других (что более характерно) — на призматических гранях кристаллов отчетливо проявлена поперечная штриховка, на которую накладывается сглаживающая ее мелкая точечная шероховатость (рис. 81, а). Эта шероховатость образована множеством мелких выступов над гранью, плоскости которых ориентированы субпараллельно друг другу и плоскости грани кристалла. Часто подобная ступенчатость видна невооруженным глазом — грубомозаичная структура поверхности грани (рис. 81, б) по существу представляет собой образования типа вициналоидов или паразитных аксессуарных граней (Леммлейн, 1948). Внутреннее строение кристаллов этой разновидности показано на рис. 82, 83.

Мозаичный кварц сложен множеством мелких субиндивидов перистодендритового облика, которые постепенно расширяются от основания зоны к поверхности кристалла. Границы между субиндивидами неровные и расплывчатые. Субиндивиды своим удлинением ориентированы перпендикулярно граням призмы и имеют близкую ориентировку с ядром кристалла. Отклонение оптической ориентировки отдельных субиндивидов от главной оптической оси ядра кристалла невелико и в целом для всей зоны мозаичного кварца не превышает $1^{\circ}30'$.

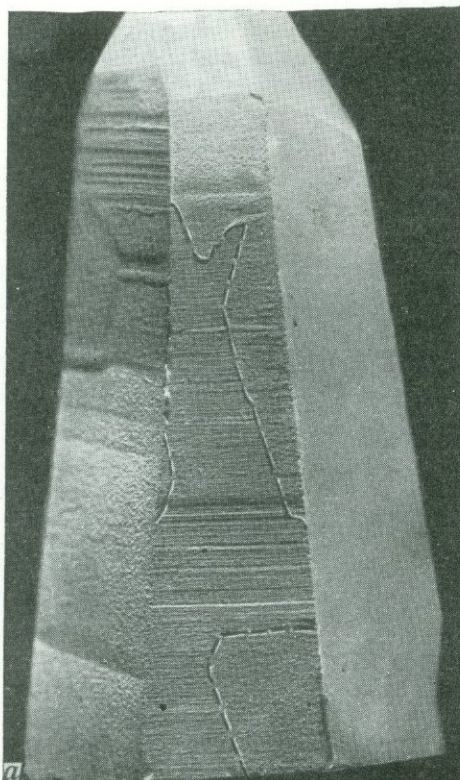
Кварц зоны мозаичного строения содержит газово-жидкие и твердые пылевидные включения. Основная масса включений сосредоточена в основании зоны мозаичного кварца, четко определяя внутреннюю границу. Она образует как бы рубашку на поверхности граней ядра кристалла. В кристаллах присутствуют не одна, а несколько зон, сложенных мозаичным кварцем, следующих одна за другой. Они отличаются между собой только мощностью и величиной слагающих их субиндивидов. Величина субиндивидов в каждой последующей зоне не зависит от размеров их в предыдущей зоне (см. рис. 83). Это, на наш взгляд, свидетельствует о том, что образование зон связано со скачкообразным изменением условий кристаллизации. В основании каждой последующей зоны мозаичного кварца находятся твердые и газово-жидкие включения, аналогичные описанным выше. На тех участках грани, где эти включения отсутствуют, рост новой зоны мозаичного кварца не происходит, а продолжается рост предыдущей зоны мозаичного кварца (рис. 84). В этот интервал времени в кварце возникают трещины. Оба эти фактора могут быть причиной расщепления. Среди расщепленных кварцев имеются две разновидности: «друзовидная» и «сноповидная» (рис. 85).

В строении кристаллов обеих морфологических групп отчетливо выделя-

¹ Наряду с этим в минералах возникает и вторичное замутнение, связанное с вторичными жидко-газовыми включениями (о первичных и вторичных включениях см. Леммлейн, 1956; Калужный, 1960).

Рис. 81. Мозаичные кристаллы кварца. /
Майдантал, Северный Тянь-Шань

a — тонкомозаичная структура поверхности грани призмы со сглаженной поперечной штриховкой и контурами дофинейских двойников (пунктир); *б* — кристалл с грубомозаичной структурой поверхности призмы



ются три последовательные зоны: прозрачное ядро, зона мозаичного кварца и зона расщепленного роста. Зоны ядра и мозаичного кварца по своему строению и взаимоотношениям аналогичны описанным выше.

В основании зоны расщепленного роста всегда присутствует зона, сложенная мозаичным кварцем (см. рис. 84). Зона расщепленного роста сложена крупными индивидами, которые являются непосредственным продолжением отдельных субиндивидов зоны мозаичного кварца. С поверхности кристалла они ограничены габитусными гранями и имеют правильные кристаллографические очертания, свойственные нормальным кристаллам кварца. Граница между зоной мозаичного и расщепленного кварца более неровная, чем граница между ядром кристалла и зоной мозаичного кварца. Связано это с тем, что разрастание отдельных индивидов зоны мозаичного кварца в субиндивиды, слагающие зону расщепленного кварца, происходит постепенно. Характерной особенностью является почти полное отсутствие в основании зоны расщепленного кварца твердых включений. Сами субиндивиды зоны

расщепленного кварца также содержат очень немного примесей посторонних частиц и газовой-жидких включений, что определяет их большую чистоту и прозрачность по сравнению с субиндивидами зоны мозаичного кварца. Внутри субиндивидов твердые и газовой-жидкие включения располагаются по зонам роста. На границе между субиндивидами какие-либо включения отсутствуют, а соприкасающиеся между собой субиндивиды несут на своей поверхности отчетливую индукционную штриховку. Все это с полной

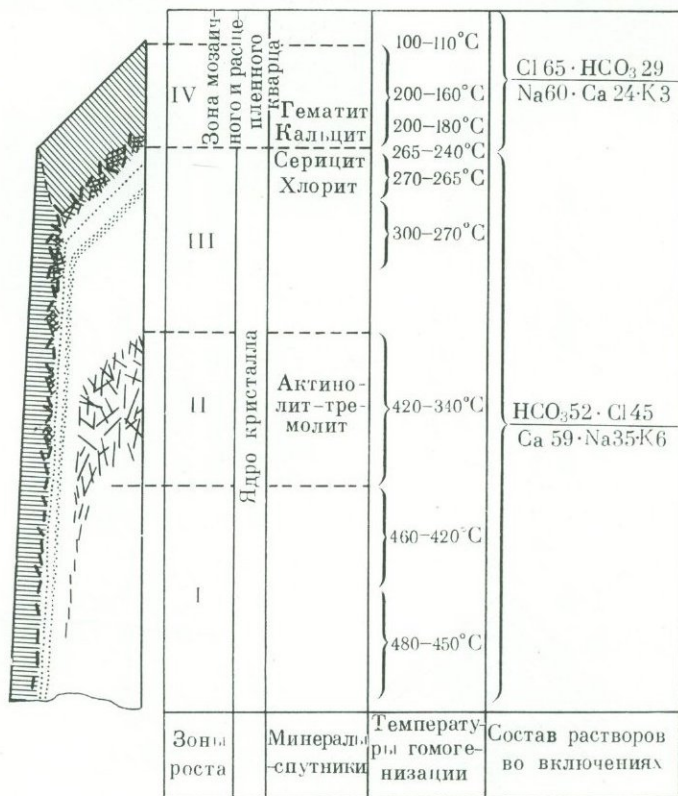


Рис. 82. Свойства мозаичных и расщепленных кварцев Майдантала

очевидностью свидетельствует о том, что рост субиндивидов зоны расщепления происходил в *нормальных* условиях кристаллизации.

Проведенные А. В. Осинским (1968) исследования структурно-морфологических особенностей мозаичных и расщепленных кристаллов кварца позволяют в общих чертах нарисовать картину условий роста подобных кристаллов в изученных хрусталеносных проявлениях Северного Тянь-Шаня.

Формирование кристаллов горного хрусталя происходило из высокотемпературных растворов высокой концентрации при постепенно и, по-видимому, достаточно медленном падении температуры. Одинаковое строение кристаллов кварца из всех хрусталеносных тел в пределах месторождения, отсутствие перерывов в росте и минимальное количество первичных дефектов в кристаллах свидетельствует о том, что кристаллизация происходила в замкнутых хрусталеносных полостях.

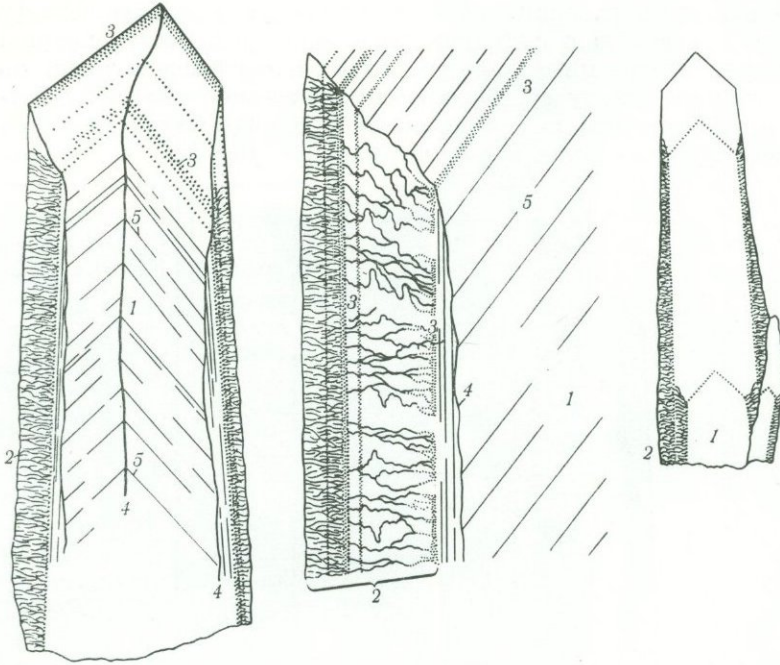


Рис. 83

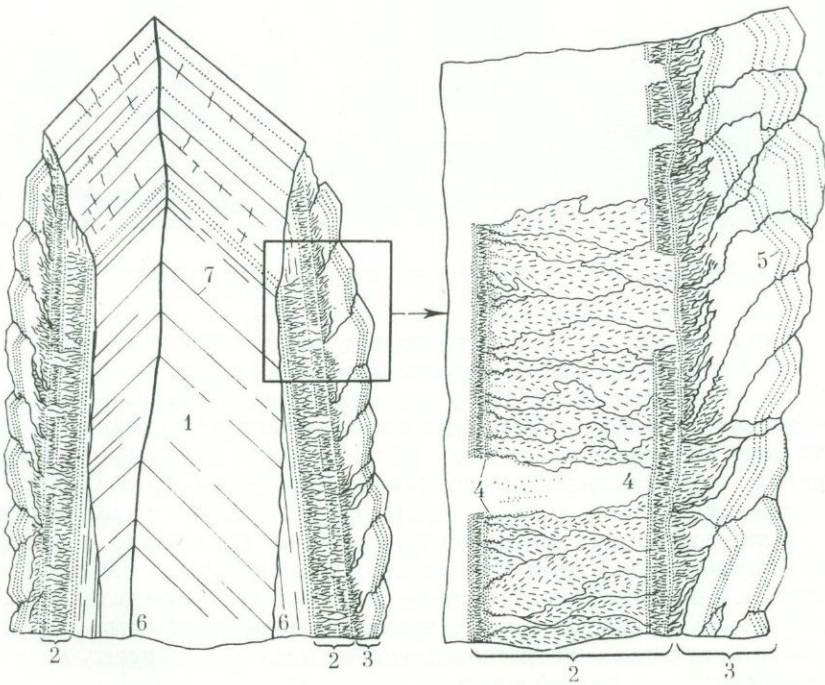


Рис. 84

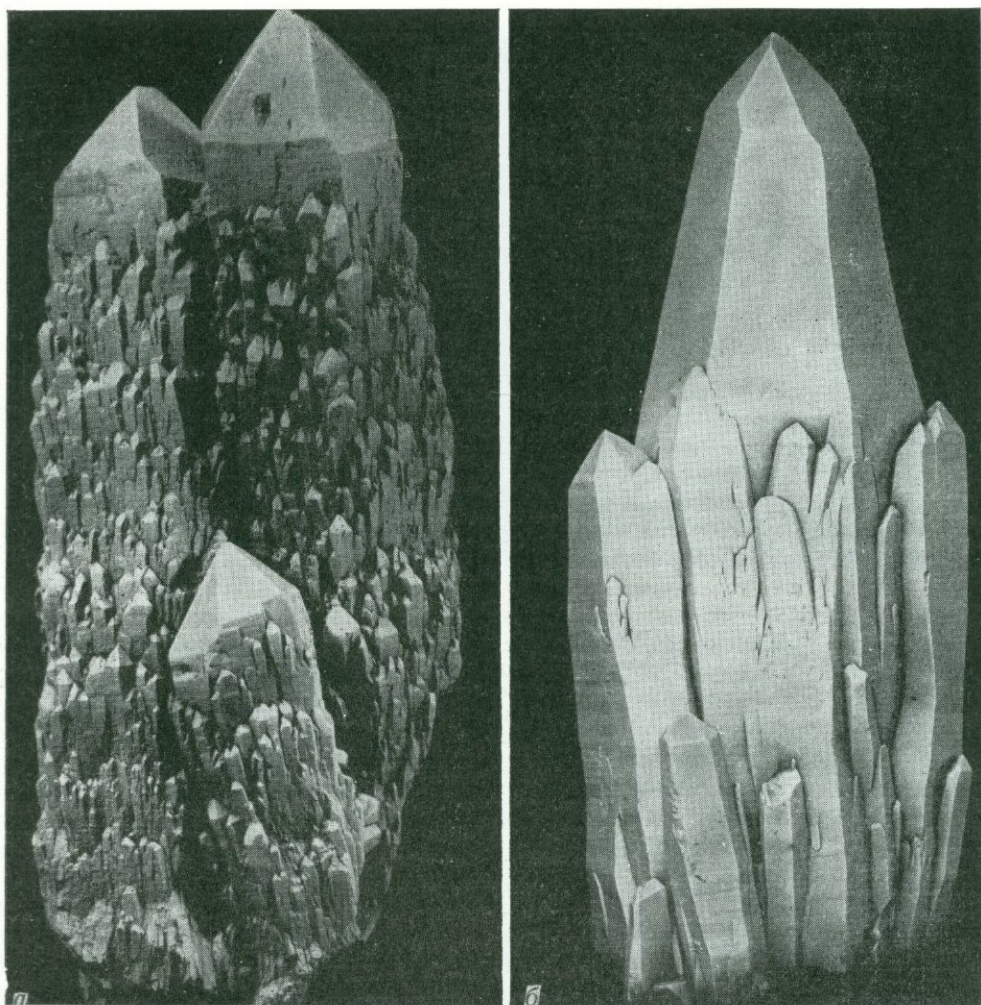


Рис. 85. Расщепленные кристаллы кварца, $\frac{1}{2}$ натур вел.

а — с «друзовидной» морфологией граней призмы, Майдантал; *б* — спиговидный кристалл кварца, Суссинген

←

Рис. 83. Внутреннее строение мозаичных и расщепленных кристаллов. Майдантал

Сечения $\parallel [0001]$ различных кристаллов: 1 — ядро кристалла; 2 — мозаичная оболочка; 3 — твердые пылевидные включения, располагающиеся по зонам роста всего кристалла; 4 — границы между пирамидами роста; 5 — слои роста

Рис. 84. Внутреннее строение расщепленного кристалла кварца в сечении $\parallel [0001]$. Майдантал

1 — ядро кристалла; 2 — мозаичный кварц; 3 — расщепленный кварц; 4 — твердые пылевидные включения, располагающиеся по зонам роста ядра кристалла; 5 — твердые пылевидные включения, располагающиеся по зонам роста кристаллов-сателлитов; 6 — граница между пирамидами нарастания; 7 — граница зон роста ядра кристалла

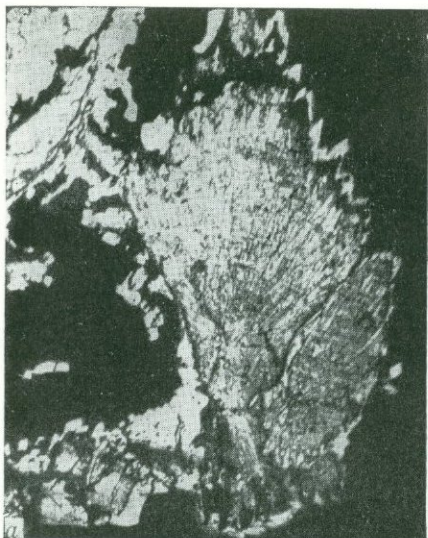
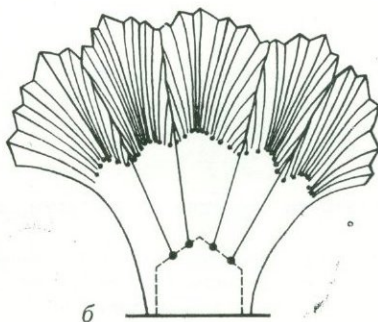
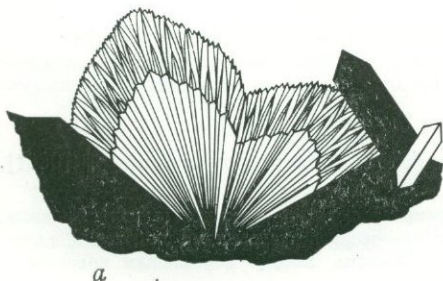


Рис. 86. Расщепленный споровидный кристалл лёллингита (а), с периферии окаймленный арсенопиритом (белое), увел. 32; расщепленные кристаллы лёллингита (б) на стенке полости, увел. 12. Хинганское месторождение

Рис. 87. Расщепленные кристаллы целестина с «зональностью расщепления»; николи +, увел. 15. Шорсу, Узбекистан

Рис. 88. Зональные расщепленные кристаллы (а) и принцип возникновения «зональности расщепления» (б). Шорсу, Узбекистан



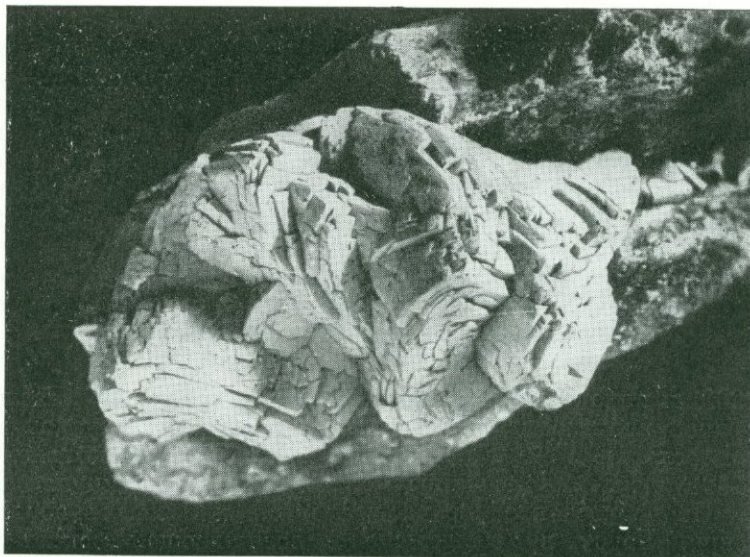


Рис. 89. Скрученный пирит. Калангуй, Забайкалье

На последних этапах роста кристаллов горного хрусталя произошли существенные изменения в условиях кристаллизации. Эти изменения характеризуются внезапностью и широким повсеместным проявлением в пределах месторождения. Они сопровождаются деформацией хрусталеносных полостей и слабым дроблением в них кристаллов кварца, что свидетельствует о тектонической природе явлений, вызвавших изменения в режиме кристаллизации. Под воздействием тектонических напряжений произошла разгерметизация хрусталеносных полостей, что привело к резкому спаду давления и температуры. Это вызвало пересыщение хрусталеобразующих растворов и быстрое отложение вещества из них, чему благоприятствовала первоначальная высокая концентрация раствора. Подобное нарушение нормального хода кристаллизации явилось, по-видимому, причиной возникновения мозаичных структур в кристаллах кварца. Степень деформации хрусталеносных тел и дробление кристаллов кварца свидетельствует о незначительной активности тектонических подвижек. Этим объясняется быстрая стабилизация физико-химических параметров хрусталеобразующих растворов и возобновление нормальных условий кристаллизации. С этим периодом связан *рост расщепленного кварца, который является непосредственным продолжением роста мозаичного кварца.*

Вернемся теперь к Хинганскому месторождению, на котором расщеплению при росте подвергался не только кварц, но и лёллингит (Рундквист, 1958).

Интересно, что расщепленный лёллингит обрастал каемкой арсенопирита в закономерном положении (в соответствии с кристаллохимическим подобием этих минералов).

Расщепление лёллингита происходит по классической схеме с образованием сноповидных агрегатов, причем субиндивиды отклоняются на углы до $10-15^\circ$ в ту или другую сторону от центра агрегата (рис. 86). Так расположен, естественно, и арсенопирит, выросший на первый минерал. В целом образуются гребенчатые формы, составленные на поверхности гранями призмы

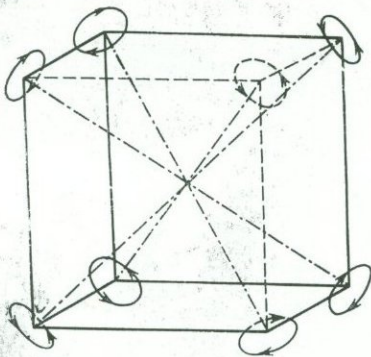


Рис. 90. Схема скручивания пирита

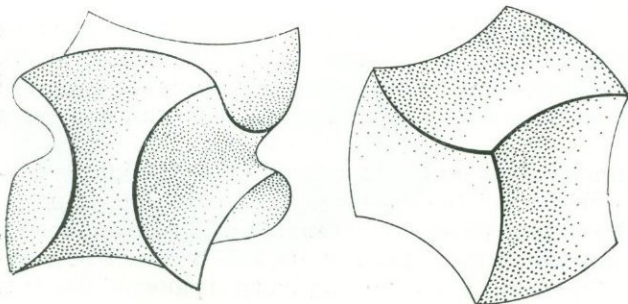
{230} и пинакоида {001} арсенопирита (см. рис. 86). Расщепление каждой из граней происходит разносторонне, причем для пинакоида разброс достигает в плоскости ac 64° , а в плоскости bc даже 88° . Искривление граней призмы {230}, сложно проявленное в плоскости, перпендикулярной c , достигает 62° .

Подробное описание расщепленных кристаллов целестина из месторождения Шорсу в Узбекистане и возникающей «зональности расщепления» приведено Н. П. Юшкиным (1966) (рис. 87, 88). Зональность расщепления является следствием многократного дихотомического расщепления, когда в каждой последующей стадии роста увеличивается количество субиндивидов и увеличивается угол их разориентации.

В некоторых случаях мозаично-блоковое строение сопровождается расщеплением и *скручиванием*. Пример скрученных пиритов из Калангуя (Забайкалье) исследован С. А. Бородиным (1961).

Калангуйские пириты (рис. 89) скручены по той же схеме, что и пенсильванские (рис. 90). Однако наличие у первых граней додекаэдра позволяет существенно дополнить схему Фрондела (Frondel, 1936). А именно: если одну из граней пентагондодекаэдра принять за (210), то по оси [111] кристалл будет скручиваться против часовой стрелки. Если представить кубический кристалл скрученным таким образом, то он должен выглядеть так, как это изображено на рис. 91. Нетрудно видеть, что при этом симметрия обычного пирита $4L_3 3L_2 3Pc$ сохраняется. Ребра такого кристалла представляют собой кривые линии, а грани седлообразно изогнуты.

Реально скрученные кристаллы пирита сложены множеством субиндивидов, дезориентированных относительно друг друга. В связи с этим грани их не представляют собой непрерывной кривой поверхности, а имеют мозаичное, часто ступенчатое строение, а ребра их являются ломаными линиями.

Рис. 91. Идеализированный скрученный пирит; справа — ось L_3 нормальна плоскости рисунка

Излом скрученного пирита обычно неровный, шероховатый. Но изредка удавалось наблюдать особую отдельность, настолько же напоминающую поверхность конуса, насколько грань реального скрученного кристалла напоминает грань идеализированного. Поверхность этой отдельности покрыта множеством коротких штрихов, нормальных к образующим конуса. Такая коническая отдельность представляет собой совокупность индукционных поверхностей множества субиндивидов, слагающих скрученный кристалл. Радиальная структура выявилась при изучении распиленных округлых наростов пирита после их травления азотной кислотой. Концентричность строения агрегатов типичных сильно скрученных пиритов проявляется редко. Обнаружена характерная ветвистая структура скрученных пиритов. Основным «стволом», от которого отходят «ветви», всегда является направление, наиболее близкое к оси скручивания L_3 . При этом от «ветвей» отходят «веточки», все более и более мелкие, т. е. с ростом кристалла расщепление продолжается.

Минералагам известны многочисленные примеры скрученных кристаллов доломита. В идеале моделью таких скрученных кристаллов будет известная у математиков «ромбоэдрическая» (по симметрии) седловина с тремя хребтами и тремя желобами, называемая иногда «обезьяньим седлом». М. С. Пичугин и др. (1969) объяснили эту особенность доломита с точки зрения его структуры. В качестве схемы они учли разделение роли магния и кальция в слюдах и их аналогах. В последних средние катионы Mg наряду с катионами Al служат основным элементом в «сердечниках» — центральных слоях соответственных пакетов, тогда как крупный катион (маргарит, хрупкие слюды) выполняет роль межслоевого наполнителя, подобно нормальным для биотита K и OH^+ . Если сменить кальцитовый вариант структуры доломита на слюдоподобный вариант, то возникшие напряжения из-за разницы в размерах Ca- и Mg-октаэдров в наружных кислородных слоях доломита приведут к значительному искривлению его пластин, следствием чего будет образование седловидных кристаллов.

Аналогичное скручивание пирита, галита и флюорита отметил в своей книге о скрученных кристаллах Бернауер (Bernauer, 1929).

Связь двойникования и расщепления выявилась в экспериментах по выращиванию нахколита (NaHCO_3) в условиях меняющегося пересыщения (Aslanian a. o., 1968).

При низких пересыщениях вырастает монокристалл нахколита, с повышением пересыщения он удлиняется по оси c , затем переходит в двойник срастания, прорастания, а при высоком пересыщении расщепленные двойники взаимно прорастают, образуя сферолит (рис. 92).

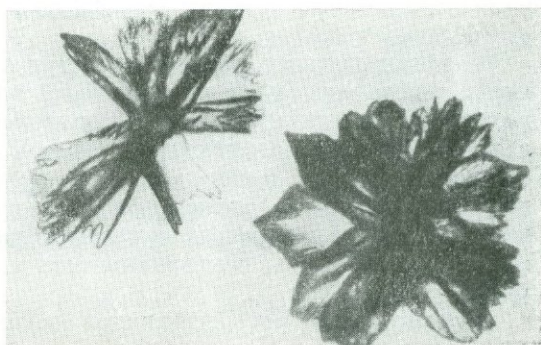


Рис. 92. Расщепленные двойники прорастания нахколита, превращающиеся в сферолит; увел. 50

Пока нет данных, чтобы предположить какую-либо классификацию типов расщепления кристаллов, в которой учитывалась бы причина самого явления расщепления и ее морфологическое проявление.

Предварительно можно обратить внимание на преобладание расщепления двух морфологических типов.

а) Расщепление идет *внутри* индивида, обладающего одним или двумя плоскостями совершенной спайности. Происходит прогрессирующая «расклинка» пластин в индивиде, ограниченных плоскостями спайности. Если направление спайности одно, то минерал расщепляется практически лишь в одной плоскости, как это проявляется в цеолите, гейландите, и напоминает веер бумажных листков одного размера (см. рис. 74). Если же расщепляются две пересекающиеся системы спайных плоскостей, то возникает «сноп», столь характерный, например, для цеолитов группы десмина.

б) Расщепление идет таким образом, что уже имеющиеся мозаичные индивиды в процессе роста претерпевают нечто, напоминающее *геометрический отбор* в друзовом агрегате. Действительно, разноориентированные блоки находятся в разном угловом отношении с направлением роста основной грани. Начинается соревнование, и блоки с меньшим углом разориентации по отношению нормали к грани обгоняют менее удачливых соседей. Именно поэтому каждая последующая зона в расщепленном кристалле содержит меньшее количество субиндивидов и они имеют все более крупный размер. Такой морфологический тип расщепления хорошо проиллюстрирован выше на кварцах (см. рис. 81—85) с Тянь-Шаня [по А. В. Осинскому (1968)].

В тех случаях, когда расщепление у какого-либо минерала, скажем у малахита, идет в разных направлениях, полно и непрерывно, *получаются типичные сферолиты*. Возникающие таким образом минеральные формы отличаются тем, что в них осуществляется совершенно непрерывный переход от монокристалла в центре (может быть, микроскопической или даже субмикроскопической величины) до поликристаллического агрегата на периферии.

В природе расщепление развивается многообразно. Наряду с описанными выше примерами расщепления в конце роста это явление нередко проявляется только в начале кристаллизации. В таком случае вслед за расщеплением идет рост обычных кристаллов. Тогда получают разнообразные радиально-лучистые агрегаты кристаллов: пучки, связки (сноповидные, веерообразные), наконец, так называемые «солнца», столь типичные, например, для турмалина.

II.1.3. ИДИОМОРФНЫЙ (КРИСТАЛЛОМОРФНЫЙ) И ГРАНУЛОМОРФНЫЙ РОСТ

В одних случаях минералы растут в виде идиоморфных, покрытых гранями кристаллов (*кристалломорфный рост*), в других случаях — при стесненных условиях кристаллизации возникают закругленные зерна (*грануломорфный рост*, от *granum* — зерно).

По механизму кристаллизации кристалломорфный и грануломорфный рост индивидов не отличается друг от друга. Законы кристаллизации общие. В кристалломорфных и грануломорфных индивидах может быть проявлена зональность, секториальность и мозаичность, возникающие при их росте.

Идиоморфный рост индивидов осуществляется в следующих случаях.

1. Рост отдельных кристаллов и друз в свободном пространстве; в случаях прикрепления одной из сторон к субстрату развивается лишь половина кристалла.

2. Рост из зародышей, взвешенных в растворе, или расплаве; так образуются широко распространенные в магматических породах *порфиновые вкрапленники*.

3. Рост метакристаллов¹, возникающих при метасоматическом замещении пространства, занятого другими минералами, и порфиробластов при метаморфизме, бластезе (см. рис. 173—176).

Для удобства можно различать идиоморфные индивиды, возникшие в свободном пространстве (вакуум, атмосфера, раствор, расплав) ранее других минералов, других кристаллов, и назвать их *примакристаллами* (primus — первый). К разряду примакристаллов будут отнесены, например, и порфиновые вкрапленники (фенокристаллы) в силикатных магматических горных породах.

Примакристаллы, таким образом, будут противопоставлены метакристаллам, которые возникают *позже* других минералов, но также могут вырасти идиоморфными. Нередкое отождествление минералогами и петрографами этих двух понятий приводит к одной из ошибок в использовании относительного идиоморфизма минералов как критерия относительного возраста индивидов.

Грануломорфный рост индивидов выражен в их «неправильных», сложных внешних очертаниях и проявлен в следующих случаях:

1) примакристаллы на стенке трещины могут расти в сторону вмещающей породы;

2) рост индивидов в мономинеральных и полиминеральных зернистых агрегатах;

3) грануломорфно могут расти отдельные метакристаллы или их части;

4) рост индивидов в промежутках между другими минералами и возникновение ксеноморфной формы; в этом случае, хотя ограничения индивида могут быть идиоморфными, плоскими, они будут индуцированными, т. е. в сущности слепоками пространства, ограниченного другими минералами.

Образование минералов в форме кристаллических многогранников до сих пор представляет большой интерес для исследователей, и этому способу роста посвящена огромная литература. Вышли в свет превосходные сводки И. И. Шафрановского «Кристаллы минералов» (1957, 1961₁).

Несомненно, что наиболее важным направлением исследования грануломорфного роста является установление строения и свойств границ зерен в агрегатах.

Между кристалломорфным и грануломорфным ростом могут наблюдаться взаимные переходы, обусловленные изменениями внешних условий кристаллизации минералов. Так, идиоморфные пириты в колчеданных месторождениях обнаруживают при травлении аншлифов в центре кристалла грануломорфные очертания «зональности», а мусковит в пегматитовых жилах Карелии сначала растет кристалломорфно, а затем приобретает грануломорфные очертания (Никитин, 1952₁). В других случаях часть кристалла, например пирита, растет кристалломорфно, тогда как другая — грануломорфно, что нередко наблюдается при метасоматическом образовании в полиминеральных агрегатах, когда растущий минерал имеет идиоморфизм по отношению к од-

¹ См. обзор метакристаллов у А. Д. Генкина (1958₁), А. Г. Жабина (1966₁) и на стр. 208 этой книги.

ному из окружающих его соседей и грануломорфизм по отношению к другим соседям. Примеры такого рода приведены дополнительно в разделе, посвященном механизму образования метакристаллов.

II.1.4. ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ В ПРОЦЕССЕ РОСТА

Индивид-кристалл в течение своей «жизни» — от зарождения до изменения и уничтожения — может расти в виде одного и того же многогранника. Например, пирит будет расти лишь в виде октаэдра, гранат — ромбододекаэдра, а флюорит — куба. В этом случае не происходит смены форм растущего кристалла, он лишь увеличивается в размере.

Но минералам на примере таких распространенных минералов, как кальцит, пирит, барит, флюорит и других, известно, что *форма кристалла в процессе роста может эволюционировать*.

Химический состав минерала также может либо оставаться более или менее постоянным (не говоря о микропримесях), либо закономерно эволюционировать.

Зависимость формы кристаллов от состава питающей среды

Среди факторов, влияющих на форму кристаллов, большое значение имеет химический состав того раствора, из которого кристаллизуется минерал. По этому вопросу есть весьма обширный материал, но он носит пока описательный характер. Интересная попытка рассмотреть аналитически проблему была сделана В. И. Михеевым и И. И. Шафрановским (1948). Ими предложена гипотеза, предполагающая, что на появление тех или иных форм влияет соотношение в растворе химических веществ, из которых строятся плоские сетки граней соответствующих форм. Это положение можно рассмотреть на примере кристаллов сфалерита.

Посчитаем для сфалерита плотность расположения составляющих структуру атомов на разных гранях (табл. 4), у сфалерита грани одних форм слагаются одинаковыми атомами Zn и S, а грани других — разными атомами: Zn и S совместно. Поэтому теоретическая важность граней будет зависеть

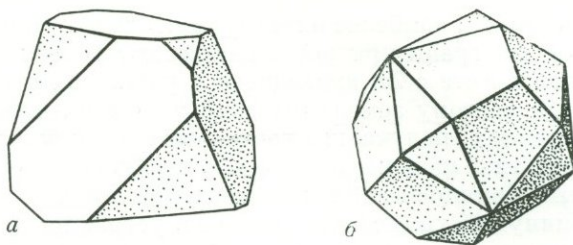
Таблица 4
Плотности сеток структуры сфалерита

Простые формы	Обозначение и символ грани	Количество атомов на единицу площади	Последовательность A, по Zn или S	Последовательность B, по Zn или S и по Σ Zn + S
Тетраэдр	$t \{111\}$	2,31 Zn или 2,31 S	2,31(1)*	2,31(2)
Куб	$h \{100\}$	2,00 Zn или 2,00 S	2,00(2)	2,00(3)
Ромбододекаэдр	$d \{110\}$	1,41 Zn и 1,41 S	1,41(3)	2,82(1)
Тригон-тригетраэдр	$y \{11\bar{3}\}$	1,21 Zn или 1,21 S	1,21(4)	1,21
Тетрагон-тригетраэдр	$q \{133\}$	0,92 Zn или 0,92 S	0,92	0,92
Тетрагексаэдр	$p \{210\}$	0,89 Zn или 0,89 S	0,89	0,89
Тригон-тригетраэдр	$l \{11\bar{2}\}$	0,82 Zn и 0,82 S	0,82	1,64(4)

* Цифры в круглых скобках соответствуют порядку формы внутри ряда.

Рис. 93. Кристаллы сфалерита двух типов

а — кубоктаэдрический; б — додекаэдрический



от способа подсчета плотностей. Когда принимаются во внимание только атомы одного сорта, получается для важнейших граней последовательность А: тетраэдр $t \{111\}$, куб $h \{100\}$, ромбододекаэдр $d \{110\}$, тригон-три-тетраэдр $y \{113\}$. Если же иметь в виду и суммарную плотность, то получается последовательность В: ромбододекаэдр $d \{110\}$, тетраэдр $t \{111\}$, куб $h \{100\}$, тригон-тритетраэдр $i \{112\}$.

При кристаллизации сфалерита в природе развитие граней в одних случаях отвечает порядку А, а в других — порядку В. Например, по Кальбу и Коху, имеется два минерагенетических типа сфалерита: «тетраэдрический, или кубооктаэдрический» (рис. 93, а) и «дodeкаэдрический» (б).

Первый тип характеризуется присутствием важнейших по порядку форм: тетраэдров $t' \{1\bar{1}1\}$ и $t \{111\}$, куба $h \{100\}$, к которым могут добавляться ромбододекаэдр $d \{110\}$, а в положительных октантах помимо $t \{111\}$ — грани тригон-тритетраэдра $y \{113\}$. В целом в точности получается последовательность А.

На кристаллах второго типа развиваются грани ромбододекаэдра $d \{110\}$, затем тетраэдров $t' \{1\bar{1}1\}$ и $t \{111\}$, а при усложнении кристаллизации появляются куб $h \{100\}$ и тригонтритетраэдры зоны $i \{211\} : y' \{311\}$. Здесь в точности получается последовательность В.

Первый тип, «тетраэдрический или кубооктаэдрический», относится к сульфидным свинцово-цинковым месторождениям, где минералообразование идет в сульфидной среде, из-за чего резко повышается морфологическая

Рис. 94. Зависимость формы кристаллов флюорита от пересыщения растворов; стрелкой показано направление увеличения пересыщения

Растворитель	Формы роста					
Водный раствор LiCl (44%) (с CO_3^{2-})						
	Гранных форм нет	$100 : \{111\}$	$\{111\}$	$\{111\} \{100\}$	$\{100\}$	$\{100\}$ (скелет)
Водный раствор NaCl (30%) (с $\text{CO}_3^{2-} \text{Fe}^{2+}$)						
	$\{100\} \{111\}$		$\{111\}$			$\{111\}$ (скелет)
Усло-вия $T=74^\circ\text{K}$ $P=10^7 \text{м/м}^2$	Пересыщение \rightarrow					

роль граней, наиболее плотно усаженных атомами серы, так как в тот момент, когда эти грани при росте покрывают только атомы серы, к ним присоединяется вместе с Zn имеющиеся в растворе другие катионы; грани тетраэдра и куба поэтому замедляют свой рост и оказываются в лучшем развитии на кристаллах, получается последовательность А. В противоположность этому второй тип, «додекаэдрический», свойственный сидеритовым, флюорито-баритовым, свинцово-цинковым месторождениям, образуется в иной среде, там упомянутое химическое влияние устраняется и грани развиваются в их структурно-геометрической последовательности по порядку В.

А. Э. Гликин и Т. Г. Петров (1966) произвели экспериментальные исследования форм роста кристаллов флюорита в гидротермальных условиях. Выяснилась зависимость форм роста кристаллов флюорита от химического состава раствора в системах $\text{CaF}_2\text{—LiCl—H}_2\text{O}$ и $\text{CaF}_2\text{—NaCl—H}_2\text{O}$ (рис. 94). Результаты этих исследований подтвердили закономерность, свойственную и другим веществам: для флюорита в гидротермальных условиях не существует единой линии эволюции форм кристаллов, как, например, функции одного лишь пересыщения, и в данном случае конкретное направление эволюции формы кристаллов определяется составом раствора (Барабанов и др., 1963).

Эволюция химического состава кристалла

Химические условия роста минералов всегда испытывают те или иные перемены. Поэтому при росте эволюционирует химический состав минерала (хотя бы по содержанию микропримесей).

Рост минералов в природе не есть совершенно однообразный процесс. Наоборот, наблюдается эволюция как химического состава минерала и его формы, так и всех других особенностей его внутреннего строения: зональности, секториальности и мозаичности.

В природе минералам практически всегда приходится расти в изменяющихся условиях. При этом внешние факторы, влияющие на минералообразование (состав среды и пересыщение, температура, давление, объем), взаимозависимы, вследствие чего далеко не всегда возможно приписать лишь одному из них решающее влияние.

Состав минерала в отношении содержания обычных изоморфных примесей отражается в зональном строении кристаллов или зерен, что подробно обсуждалось в предыдущих разделах.

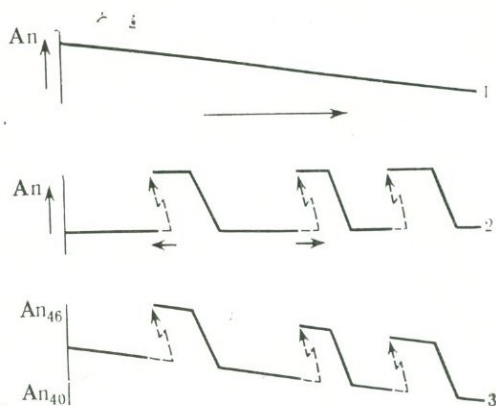
1. Может происходить *постепенное* обогащение какой-либо изоморфной примесью, конечно, за счет обеднения содержания первоначального компонента. Схематически такой процесс изображен на рис. 95, 1, где ход его изменения отвечает прямой линии, хотя в природе постепенное изменение не бывает строго прямолинейным.

2. Другой случай (см. рис. 95, 2) предусматривает *осцилляционный*, т. е. возвратно-поступательный, ход процесса, теоретически допустимый, но в природе, вероятно, никогда в чистом виде не реализуемый.

Осцилляционный тип зональности подробно описан, например, для вкрапленников плагиоклаза в оливиновых базальтах (Augustithis, 1963). В краевой части дайки габбро во вкрапленниках плагиоклаза от ядер к периферии содержание апортитового компонента меняется таким образом (в %): 95,7 → 98,2 → 66,0 → 100,0 → 68,9 → 97,2 (Härme, Siivola, 1966). Тонкие исследования с помощью рентгеновского микроанализатора позволили дать объясне-

Рис. 95. Схема изменения химического состава зональных кристаллов на примере плагиоклаза, по Кэрру (Carr, 1954)

1 — постепенное изменение; 2 — осцилляция; 3 — сочетание постепенного и осцилляционного изменений



ние зональности осцилляционного типа в плагиоклазах (Bottinga а. о., 1966). Было установлено, что при нормальной возвратно-поступательной зональности, т. е. при общей тенденции к уменьшению основности плагиоклаза к периферии, наблюдаются ритмичные колебания состава на 1—10% An в зонах мощностью 10—100 мк. Обнаружено, что в периферической зоне вкрапленников плагиоклаза (3 мк) имеется повышенное количество магния, железа.

3. Третий случай (рис. 95, 3) есть сочетание первых двух, когда на фоне постепенного изменения химизма минерала происходят осцилляции.

В деталях ход процесса иллюстрируется примером широко распространенных зональных плагиоклазов. Как известно, эти важнейшие породообразующие минералы показывают в одних случаях обычное зональное изменение состава по первому способу, когда процесс идет непрерывно и в одну сторону, а в других — изменение по третьему способу, т. е. с осцилляционными явлениями, наложенными на процесс первого рода (рис. 96). Это общеизвестные типы изменения химизма минералов при их росте. Но в природе имеют место разнообразные промежуточные случаи, например у мусковита (Толстой, 1956), турмалина (Nemes, 1955), у тех же плагиоклазов и других минералов (см. разделы о зональном и секториальном росте).

Химические примеси, которым свойственно секториальное распределение в кристаллах, вносят свои особенности в ход изменения роста процесса кристаллизации (Лейммлейн, 1948₂).

Пусть на кристалле (рис. 97), который из чистого раствора выделяется в форме, соответствующей случаю (1), при наличии в растворе примеси развивается грань b , избирательно поглощающая эту примесь. Иными словами, примесь тормозит рост кристалла в направлении, перпендикулярном к плоскостям b , вызывая тем самым появление граней b .

Грань b будет равномерно поглощать примесь и равномерно расти (рис. 97, 1) при условии, что имеется постоянный приток раствора одной и той же концентрации или что кристаллизация идет из замкнутого объема, но столь большого, что переход части примеси в твердую фазу не сказывается существенно на ее концентрации в растворе. Грань b будет возрастать поглощать и становиться поэтому абсолютно и относительно больше грани a (рис. 97, 2). В случаях, когда соответственно изменяется состав притекающего раствора, или когда кристаллизация идет в замкнутом небольшом объеме, или когда минерал поглощает примесь в меньшем количестве, чем она сконцентрирована в растворе, то концентрация примеси в растворе с течением

времени будет повышаться. Грань b будет поглощать примесь в уменьшающемся количестве, расти быстрее и уменьшаться в размерах (рис. 97, 3), если притекающий раствор будет иметь понижающуюся концентрацию примеси. В условиях кристаллизации в небольшом замкнутом пространстве — при поглощении минералом примеси в большем количестве, чем ее содержание в растворе, — концентрация примеси в растворе также будет постепенно уменьшаться.

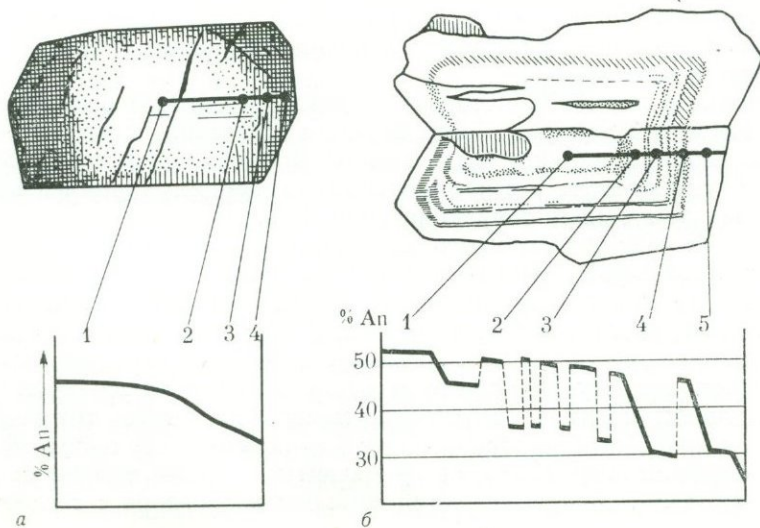
В природных объектах такое поглощение примесей исследовано у мориона и брукита.

Брукит в кварцевых жилах альпийского типа на Приполярном Урале и в Альпах растет, приобретая досчатый облик благодаря вытянутости по $[001]$ и уплощенности по $\{100\}$ и обычно имея в вертикальном поясе, кроме того, грани $\{110\}$ (Икорникова, 1948). Кристаллы брукита с дополнительными крупными гранями $\{111\}$ бывают окрашены равномерно в желто-бурый цвет, так как здесь имеет место поглощение истинно изоморфной примеси. Кристаллы же брукита, дополненные формами $\{001\}$ и $\{021\}$ и равномерно окрашенные в желтоватый цвет, имеют зеленые пирамиды роста $\langle 001 \rangle$ и $\langle 021 \rangle$, т. е. обнаруживают случай избирательного поглощения примеси. При этом часто наблюдается возрастающее поглощение примеси и разрастание соответствующей грани, например $\{001\}$ (рис. 98, *a*), что свидетельствует, вероятно, о постепенном повышении концентрации примеси в растворе; но на фоне постепенного возрастания имеют место отдельные флюктуации, создающие зональность пирамиды нарастания $\langle 001 \rangle$.

В других случаях процесс весьма прихотлив (рис. 98, *b*): в растворе скачкообразно, резко повышалась концентрация примеси, вследствие чего вначале примесь полностью тормозила рост граней $\{001\}$, в результате чего последние разрастались, и лишь позднее при уменьшении концентрации примеси в растворе эти грани росли с увеличивающейся скоростью — пирамиды

Рис. 96. Различные случаи зональности плагиоклазов, по Венку (Niggli, 1948)

a — постепенное изменение состава; *b* — сочетание постепенного и осцилляционного изменений, ритмическая зональность. 1—5 — точки отбора проб для определения состава минерала



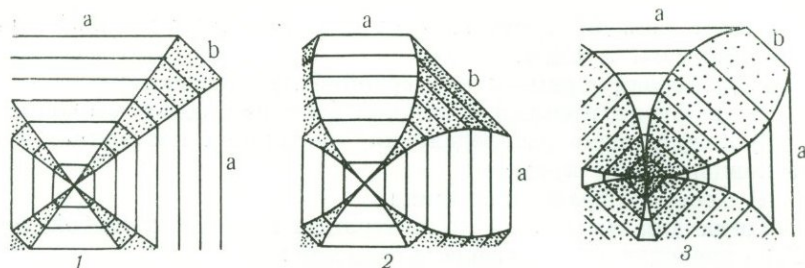


Рис. 97. Различные случаи избирательного постепенного поглощения примеси кристаллом

1 — постоянное поглощение; 2 — возрастающее поглощение; 3 — уменьшающееся поглощение

нарастания $\langle 001 \rangle$ постепенно выклиниваются. Как видно из рис. 98, б, такое явление повторяется много раз.

Наконец, иногда корреляция между поглощением примеси и развитием граней $\{001\}$ отсутствует (рис. 98, в). В этом случае предполагается влияние на рост не концентрации примеси в растворе, а степени пересыщения раствора.

Крайне неравномерное поглощение примесей пирамидой нарастания $\langle 001 \rangle$, изображенное на рис. 98, б, явно носит характер *ритмического* процесса. В этом отношении интересна работа Н. Н. Шефгалья (1966) о ритмических явлениях при росте кристаллов, которую мы уже обсуждали в разделе «Зональность».

Дополнительные материалы по зональному изменению состава индивидов при их росте можно найти в работах, касающихся никелистого пирита и бравоита (Vaughan, 1969); ElBaz, Amstutz, 1963), мусковита (Сафронова, 1960), золота (Петровская, 1969), распределения титана в пироксене (Smith Carmichael, 1969, железа в сфалерите по определению на рентгеновском микроанализаторе (Roedder, Dwornik, 1968), вольфрамитов из кварцевых жил (Чуриков, 1959), зональных турмалинов, мусковитов, фосфатов из гранитных пегматитов (Гинзбург, 1949₂), гранатов (Duddley, 1969) и т. п.

Вернемся к разбору трех случаев, изображенных на рис. 97.

В связи с этим необходимо рассмотреть закон распределения: отношение концентраций компонента в двух фазах, находящихся в равновесии, является величиной постоянной. В общем случае этот закон математически может быть выражен равенством

$$\frac{C_a^m}{C_b} = K,$$

где C_a и C_b — концентрации компонента между двумя фазами, K — коэффициент распределения, m — величина постоянная для данной системы при постоянной температуре¹.

Физико-химический смысл коэффициента распределения становится очевидным из рис. 99, который может быть, в частности, отождествлен с диаграммой состояния системы альбит — анортит. Если примесь понижает температуру плавления, то K меньше единицы, например для натрия в анортите (рис. 99, а). А если примесь повышает температуру плавления, то K больше единицы — например для кальция в альбите (рис. 99, б).

¹ Последующий текст раздела написан С. А. Бородиным.

Схемы рис. 97 соответствуют понятию *направленной* кристаллизации. Для простоты примем:

- 1) диффузия примеси в твердой фазе ничтожна;
- 2) диффузия примеси в жидкой фазе полностью выравнивает ее состав;
- 3) коэффициент распределения — величина постоянная и не зависящая от концентрации примеси;
- 4) площадь грани постоянна.

Тогда для локальной концентрации примеси в любой точке кристалла (C_{II}) справедливо следующее уравнение:

$$C_{II} = KC_{ж} (1 - q)^{K-1},$$

где $C_{ж}$ — концентрация примеси в жидкости, q — доля закристаллизовавшегося расплава. Графики распределения примеси в результате направленной кристаллизации даны на рис. 100.

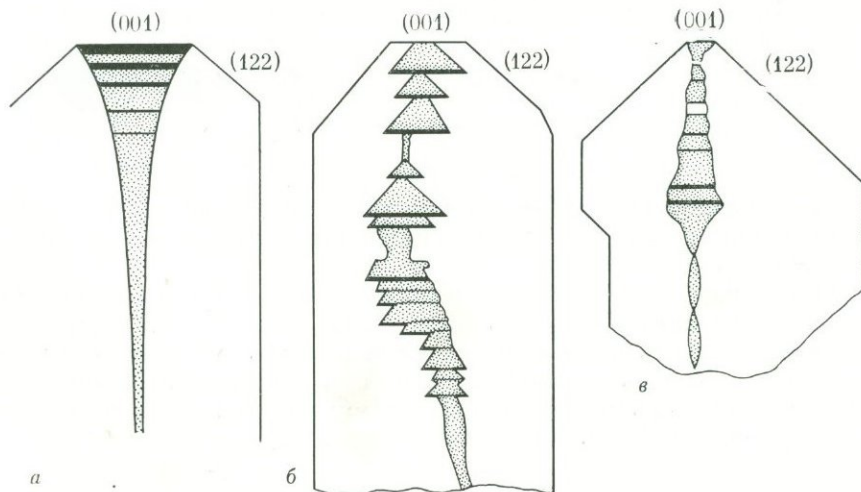
В реальных условиях природного минералообразования изложенные выше допущения соблюдаются далеко не всегда. Поэтому наряду с термином «коэффициент распределения» существует понятие «*эффективного*» коэффициента распределения ($K_{эфф.}$), который всегда имеет величину, промежуточную между K и 1. Согласно Бартону, Приму и Шлихтеру, зависимость между ними такова:

$$K_{эфф.} = \frac{K}{K + (1 - K) \exp\left(\frac{f\sigma}{D_{ж}}\right)},$$

где f — линейная скорость кристаллизации, σ — толщина диффузионного слоя, $D_{ж}$ — коэффициент диффузии в жидкой фазе. Выражение $\frac{f\sigma}{D_{ж}}$ безразмерно, и его называют *приведенной скоростью кристаллизации*. На рис. 101 это уравнение иллюстрируется графиками.

Рис. 98. Различные виды поглощения примесей пирамидами роста брукита. Полярный Урал

a — возрастающее поглощение примеси пирамидой $\langle 001 \rangle$; *б* — неравномерное поглощение пирамидой $\langle 001 \rangle$; *в* — отсутствие зависимости между поглощением примеси и ростом пирамиды $\langle 001 \rangle$



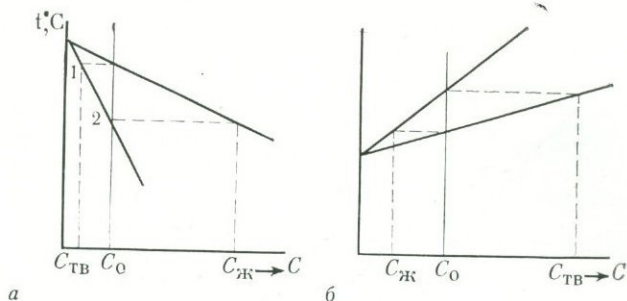


Рис. 99. Участки диаграммы состояния альбит-анортит

a — при $K < 1$; *б* — при $K > 1$. $C_{Ж}$ — концентрация в жидкой фазе, $C_{ТВ}$ — концентрация в твердой фазе, C_0 — концентрация при температуре плавления

При увеличении скорости кристаллизации эффективный коэффициент распределения стремится к единице. Толщина диффузионного слоя зависит от коэффициента диффузии примеси в жидкой фазе и мало зависит от скорости кристаллизации. При слабой конвекции диффузионный слой имеет толщину порядка нескольких миллиметров, а при интенсивной — на два порядка тоньше. При очень малой скорости $K_{эфф} = K$.

Известно, что увеличение скорости кристаллизации расширяет область существования твердых растворов, поскольку увеличение скорости кристаллизации приближает эффективный коэффициент распределения к единице.

Кроме этих факторов следует учитывать и так называемый *эффект грани*. В общем случае коэффициент распределения справедлив лишь для *определённых* кристаллографических направлений. Как правило, для поликристаллических агрегатов коэффициент распределения должен быть ближе к единице, чем для реальных граней кристалла.

Итак, при $K = 1$ концентрации примеси в кристалле и жидкости равны и остаются постоянными в процессе кристаллизации. При $K < 1$ кристалл поглощает из расплава примеси меньше, чем ее концентрация в расплаве. В итоге содержание примеси в маточной среде возрастает, а поскольку K остается постоянным, то ее концентрация в более поздних зонах кристалла будет увеличиваться. При $K > 1$ все происходит наоборот: кристалл поглощает из расплава примесь, и в течение процесса кристаллизации ее концентрация в расплаве и в соответствующих зонах кристалла будет уменьшаться.

Необходимо также делать поправку на влияние краевых дислокаций на растворимость примеси. Последняя прямо пропорциональна плотности краевых дислокаций и находится в степенной зависимости от обратной температуры и свободной энергии взаимодействия дислокации с атомом примеси. Концентрация не зависит от способа распределения дислокаций и знака энергии взаимодействия (Бородин, 1968_{1, 2}). Концентрация некоторых малых примесей может быть резко повышена в телах с большой плотностью краевых дислокаций.

Следовательно, степень несовершенства минерала может указывать на возможность повышенных концентраций некоторых малых примесей в минерале. Например, Н. П. Юшкин (1966) сравнивал различные кристаллы целестина из месторождения Шорсу и обнаружил наличие примеси радия именно в расщепленных кристаллах, т. е. в образцах с сильным развитием дислокаций.

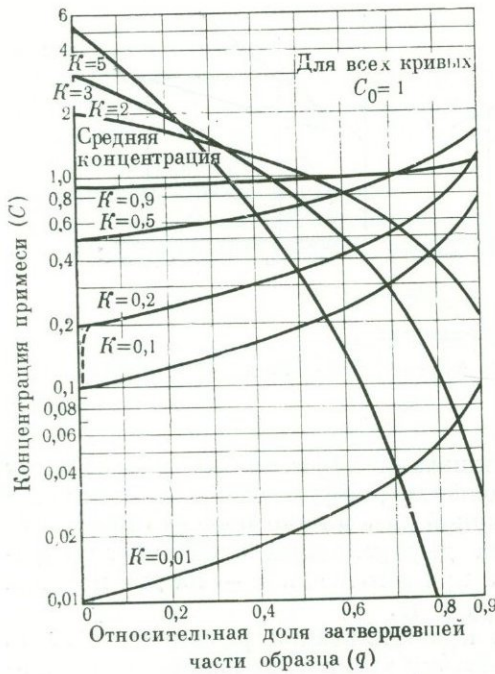
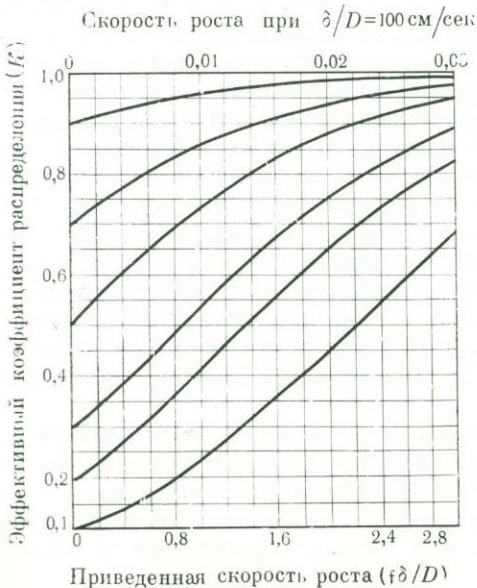


Рис. 100. Эволюция химизма кристалла согласно уравнению $C_{II} = K C_{ж} (1 - q)^{K-1}$

Рис. 101. Зависимость эффективного коэффициента распределения от приведенной скорости роста



Если при изучении изоморфной смесимости тех или иных «минералов» не обращают внимания на возможное зональное строение анализируемого индивида, то легко допустить ошибочный вывод. Например, при анализе кристалла выявилось, что в его валовом составе минералы *A* и *B* находятся в отношении $A : B = 1 : 1$. Но еще это не означает, что можно сделать безусловный вывод о наличии изоморфной смесимости в данном случае при таком соотношении минералов: индивид может быть сложен из чередующихся зон, каждая из которых обогащена компонентом либо *A*, либо *B*. Это будет означать, что мы имеем не твердый раствор *A* и *B* в отношении 1 : 1, а синтаксическое чередование зон, сложенных конечными «минералами». А это уже само по себе позволяет предположить наличие разрыва изоморфной смесимости.

Примером может служить ряд пирит → никелистый пирит → бравоит. Хорошо известно, что кристаллы этого ряда обнаруживают превосходную зональность (ElBaz, Amstutz, 1963). А имеющиеся физико-химические данные свидетельствуют об отсутствии непрерывного ряда смесимости NiS_2 и FeS_2 , т. е. между никеленосным пиритом и бравоитом существует «разрыв». С большой наглядностью это было показано при изучении зональных бравоитов с помощью рентгеновского микроанализатора (Vaughan, 1969). Оказалось, что состав чередующихся зон в кристалле достаточно сильно варьирует и не совпадает с валовым составом самого зонального кристалла.

Среди минералогов и геохимиков пользуется популярностью версия, что зональность в кристаллах минералов и эволюция их состава отражают какие-то мелкие непринципиальные «колебания» состава и свойств питающих растворов. Однако необходимо подчеркнуть, что систематиче-

ское изучение зональности и эволюции состава в процессе роста может быть источником важнейшей генетической информации (Никитин, Рундквист, 1967; Рундквист, 1968).

Процесс минералообразования имеет принципиальную тенденцию эволюции от ранних щелочных к более поздним кислотным парагенезисам. Однако в отдельных импульсах такого процесса более полно и отчетливо выражена обратная тенденция: от более кислых, ранних парагенезисов, к более поздним щелочным. Это зафиксировано в зональном строении кристаллов, в составе различных генераций прожилков, околотрещинных метасоматитов и т. п. Такую «обратную» последовательность в каждом отдельном импульсе В. Д. Никитин и Д. В. Рундквист (1967) объяснили закономерным изменением в системе давления, связанным с периодичностью трещинообразования.

Зональные кристаллы прекрасно иллюстрируют такую особенность отдельных импульсов, напоминающую в какой-то мере осцилляционную зональность в магматических плагиоклазах. Во внешних зонах кристаллов обычно возрастает роль более сильного основания в изоморфных парах элементов (возрастание щелочности). Например, в мусковитах из пегматитов к периферии кристаллов уменьшается содержание Fe^{3+} и увеличивается содержание Al^{3+} (Сафронова, 1960). Для бериллов характерно во внешней зоне возрастание роли щелочей — Na, Cs, Li, Rb, в колумбит-танталитах — возрастание тантала, в цирконе — гафния, в литиевых слюдах — марганца и т. п. «Таким образом, в зональности и микрizonaльности кристаллов... оказывается полно зафиксированным лишь одно изменение в химизме образующихся минералов: последовательное возрастание их щелочности. Обратное изменение — от минералов более сильных оснований к более слабым, т. е. щелочности к кислотности, — в рассмотренных деталях строения руд оказывается зафиксировано со значительно меньшей полнотой или вообще не проявлено» (Никитин, Рундквист, 1967, стр. 601). Такое заключение показывает, насколько ошибочны могут быть генетические выводы о главном направлении минералообразования, если их основывать лишь на информации, которую поставляют отдельные индивиды, возникшие после каждого последовательного импульса трещинообразования.

Эволюция формы

При росте кристаллов минералов изменяются соотношения в развитии граней различных кристаллографических форм и происходит смена одних форм другими. Изменение габитуса, огранки и облика минералов вызывается влиянием меняющихся внешних условий, и здесь опять надо сказать о совокупности влияния ряда факторов, хотя один из них и может иметь преобладающее значение. Ввиду многообразия сочетаний этих факторов морфологические вариации разнообразны. Но все же постепенно выясняются некоторые общие тенденции.

Для объяснения эволюции формы минералов было выдвинуто несколько гипотез, но ни одна из них не объясняет целиком все известные природные ряды эволюции формы.

Например, эволюцию форм связывали с появлением граней в порядке, соответствовавшем *уменьшению их ретикулярных плотностей*.

Многие исследователи до сих пор объясняют эволюцию форм лишь падением температуры питающего раствора. Но другие авторы приходят к выводам, что обнаруженная тенденция может быть удовлетворительно объяснена только с точки зрения понижения в ходе времени степени пересыщения

раствора. Обнаружено также весьма важное обстоятельство: эволюция форм кристаллов может быть обусловлена эволюцией структурных состояний воды при понижении температуры.

Действительно, должна проявиться тенденция роста кристалла с минимальной поверхностной энергией, а с другой стороны — тенденция быстрого выравнивания равновесия всей системы, так как процесс минералобразования всегда является следствием нарушения термодинамического равновесия. Первая тенденция преобладает при медленном росте в условиях минимального пересыщения и переохлаждения — кристалл покрывается наиболее плотными в данных физико-химических условиях гранями. В противоположных условиях определяющей будет вторая тенденция, в результате чего кристалл покрывается хотя и менее плотными, но быстро растущими гранями. Вопрос о значении ориентировки межатомных связей в структуре далеко не выяснен. Но некоторые тенденции отмечены П. Хартманом (1967), обратившим внимание на морфологическую роль граней, совпадающих с направлениями связей.

К этим самым общим принципам следует добавить обстоятельства, связанные с механизмом роста. Обычно рост кристалла связан с винтовой или смешанной дислокацией. Поэтому при малых и средних скоростях роста какого-либо кристалла помимо требований максимальной плотности и минимальной поверхности энергии грани необходимо наличие винтовой или смешанной дислокации, расположенной нормально или почти нормально к этой грани, и требование минимального вектора Бюргера этой дислокации.

Эти принципы были рассмотрены В. Клебером на примере промышленного выращивания нитрида алюминия, имеющего структуру типа структуры вюртцита. Автор пришел к выводу, что с увеличением пересыщения облик кристалла изменяется от нитевидного, через иглы и призмы, к пластинкам. Наиболее плотными и здесь были грани призмы, а минимальный вектор Бюргера был по направлению $[0001]$ (рис. 102).

Имеется очень большое количество исследований по выяснению причин изменения огранки в природных процессах. Для некоторых минералов ус-

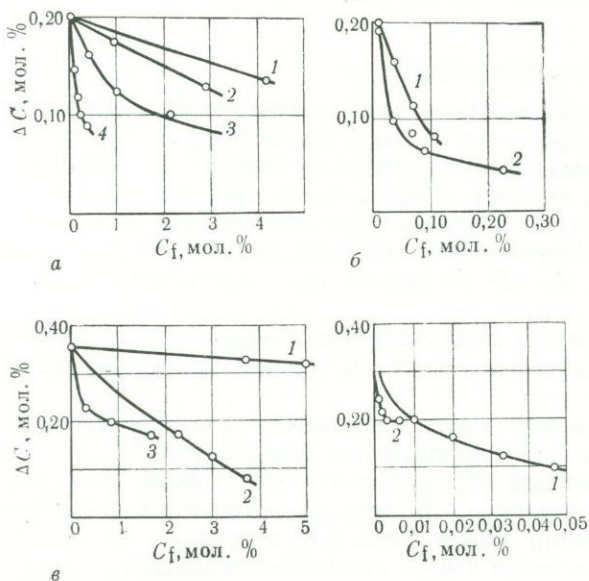


Рис. 102. Зависимость критического пересыщения, при котором происходит изменение габитуса, от концентрации примесей, по Хонигману (1961)

a — кристаллы NaCl при наличии примесей $MgCl_2$ (кривая 1), Na_2CO_3 (кривая 2), мочевины (кривая 3), $MnCl_2$ (кривая 4); *б* — кристаллы NaCl при наличии примесей $CdCl_2$ (кривая 1) и $PbCl_2$ (кривая 2); *в* — кристаллы KCl при наличии примесей мочевины (кривая 1), $MgCl_2$ (кривая 2), $MnCl_2$ (кривая 3); *г* — кристаллы KCl при наличии примесей $CdCl_2$ (кривая 1), $PbCl_2$ (кривая 2); ΔC — пересыщение, C_f — концентрация примесей

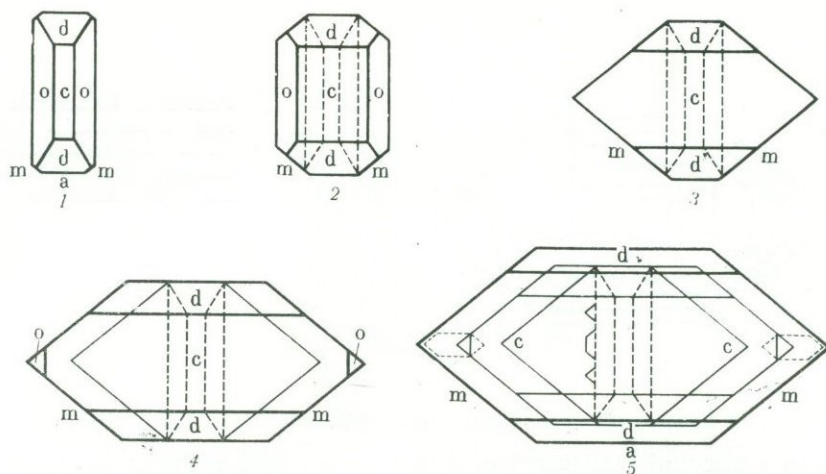


Рис. 103. Эволюция морфологии кристаллов барита; стадии роста (1—5). Сильвербанд, Уэстмерлэнд, Англия

тановлена вполне определенная последовательность смены одних форм другими, которая выдерживается в сотнях гипогенных месторождений всего мира и нарушается очень редко.

Большинство авторов (например, Kalb, 1928, 1929; Алиев, 1964, 1966) считают причиной этого явления постепенное понижение температуры минералообразующих растворов. Существуют даже работы, в которых такое мнение подкрепляется гомогенизацией газовой-жидких включений (например, Ермаков, 1950). Но другие авторы считают, что в этих случаях установлена косвенная корреляция температуры кристаллизации и эволюции форм, а отнюдь не прямая причинная связь. Принципиальное значение имеет, например, *структурное состояние воды* при разных температурах.

Многие исследователи пришли к выводу о *решающей роли примесей*. Например, при выращивании рутила методом Вернейля¹ примесь хрома приблизительно до 0,8% не влияет на огранку, 0°-кристаллы имеют поперечное сечение в виде квадрата (призма {110}) с закругленными углами (призма {100}), 90° — в виде чуть уплощенного эллипса, имеющего пару взаимно параллельных граней призмы {110} и пару округленных матовых поверхностей, соответствующих поверхностям пинакоида {001}. С увеличением концентрации железа 0°-кристаллы приобретают все более четкое квадратное сечение, а 90°-кристаллы становятся похожими на дощечки.

Влияние примесей связано с тем, что их неодинаково адсорбируют различные поверхности кристалла, в результате чего изменяется соотношение удельных поверхностных энергий граней и соответственно огранка кристалла. Клебер отметил, что при отсутствии адсорбции должна быть стабильна грань, имеющая максимальное количество векторов связей, расположенных параллельно ей, а в условиях поглощения примесей — грань, имеющая максимальное количество векторов, расположенных к ней под углом.

Н. З. Евзикова (1958) серьезное значение придает пересыщению: в сильно пересыщенных растворах кристаллы покрываются медленно растущими гра-

¹ Личное сообщение С. А. Бородина

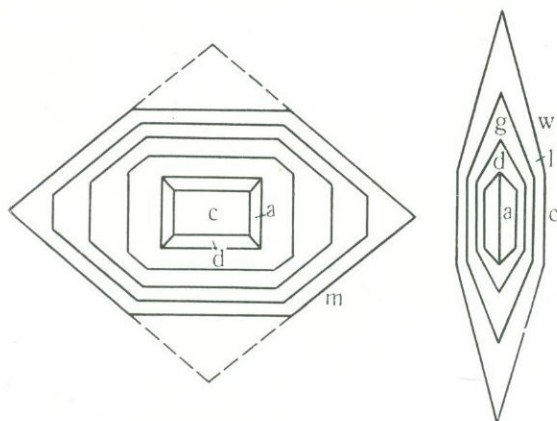


Рис. 104. Эволюция морфологии кристаллов барита, по Л. Л. Солодовниковой (1927). Стадии роста (1—5). Тюя-Мун, Средняя Азия

нями с высокой плотностью, а при понижении степени пересыщения уменьшается скорость роста граней с низкой плотностью. Такая закономерность хорошо видна у барита, флюорита, кальцита, например эволюция формы кристаллов флюорита известна в Букукинском месторождении (Барабанов и др., 1963). Конечно, степень пересыщения в свою очередь определяется влиянием изменения температуры и давления, химического состава раствора, и поэтому может быть косвенным фактором.

Барит при кристаллизации в различных условиях проявляет такую же тенденцию или закономерность (рис. 103). Наиболее ранним набором форм барита обычно является комбинация пинакоида c $\{001\}$ и призм d $\{101\}$ и o $\{011\}$, иногда с небольшими полосками граней пинакоида a $\{100\}$. Затем к ним присоединяется призма m $\{210\}$, причем в ходе процесса кристаллы все более и более уплощаются по c вследствие торможения роста третьего пинакоида и преимущественного развития призмы m $\{210\}$, а также призм d $\{101\}$, как это, например, эффектно прослеживается (см. рис. 103) по зональной окраске и флюоресценции на барите в рудниках Сильвербанд (Вест-

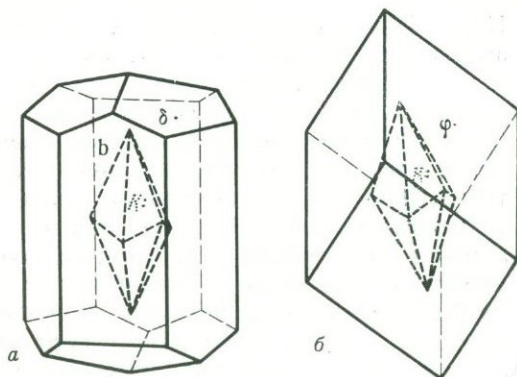
Рис. 105. Последовательность развития форм у барита и плотности соответствующих граней

hkl	d	n	d/n	Строение грани на отрезке d и d/n
c $\{001\}$	7,13	2	3,56	⎓ ————— ⎓ ⎓ ————— ⎓ ⎓
d $\{101\}$	5,55	1	5,55	⎓ ⎓
o $\{011\}$	4,33	1	4,33	⎓ ⎓
g $\{203\}$	4,13	1	4,13	⎓ ⎓
m $\{210\}$	3,41	1	3,41	⎓ ⎓
l $\{102\}$	3,25	1	3,25	⎓ ⎓
w $\{103\}$	2,25	1	2,25	⎓ ⎓
W $\{104\}$	1,71	1	1,75	⎓ ⎓

Ba^{2+}
 $[SO_4]^{2-}$
 $Ba^{2+}[SO_4]^{2-}$
 1 kX

Рис. 106. Призматический (а) и ромбоэдрические (б) кристаллы кальцита, обрастающие скаленоэдры

К: $\{21\bar{3}1\}$; δ : $\{01\bar{1}0\}$; b : $\{01\bar{1}2\}$; φ : $\{02\bar{2}1\}$



мерлэнд) и Ковгрин (Дургам) в Англии, где минерал в виде друз нарастает на бурный железняк среди пластов известняка (Seager, Dawidson, 1952). В поздние стадии роста призма m $\{210\}$ заменяется g $\{203\}$, затем появляется призма l $\{102\}$, последняя в свою очередь сменяется призмой w $\{103\}$, а в качестве наиболее поздней формы известна еще более острая призма W $\{104\}$. Примером развития поздних форм могут служить зонально окрашенные кристаллы барита из Тюя-Муюна, нарастающие на стенки карстовых полостей в известняках в сопровождении кальцита (рис. 104).

При сопоставлении описанной выше последовательности развития форм в процессе роста барита с плотностями соответствующих граней (Евзикова, 1958) общая тенденция уменьшения плотности расположения атомов в направлении к поверхности кристалла выступает совершенно определенно (рис. 105). Правда, на первой стадии роста сочетание призм $\{101\}$ и $\{011\}$, как не дающее замкнутого тела, пополняется пинакоидом $\{001\}$, находящим здесь свое место, но при отсутствии поправки Доннея-Харкера, т. е. кратности межплоскостных расстояний. Не исследован вопрос и о появлении пинакоида a $\{100\}$.

Любопытно отметить смену у барита одних форм другими (Seager, Davidson, 1952). Иногда удается наблюдать, что новая форма, например m $\{210\}$ (см. рис. 103), сначала появляется только в виде зубчатости на гранях более ранней формы. Аналогично происходит развитие, как известно, пирита: куб сначала покрывается лишь комбинационной штриховкой из узких полосок граней пентагондодекаэдра, и при сохранении в общем формы куба поверхность кристалла фактически целиком покрывается гранями пентагондодекаэдра, который при последующем росте получает самостоятельное развитие. В ходе кристаллизации барита рост минерала может начинаться и останавливаться на каждой из рассмотренных стадий изменения его формы. Редко происходит выпадение некоторых стадий, объясняемое перерывом в поступлении раствора¹. Нередки значительные осложнения эволюции формы в процессе роста, связанные с химическими причинами (см. сказанное выше о бруките).

Недавние исследования по онтогении кальцита, произведенные Р. М. Алиевым (1964, 1966), вновь подтвердили и развили данные предыдущих исследователей об эволюции форм кальцита (Евзикова, 1963; Икорникова, 1961;

¹ Эволюция морфологии индивидов сказывается и на изменении морфологии различных генераций, что особенно ясно видно на примере кальцита (Василевский, 1939; Клия, 1951; Sunagawa, 1953; Евзикова, 1958; Алиев, 1964; 1966 и др.), барита (Терзиев, Хисина, 1963) и граната (Сахоненко, Римская-Корсакова, 1964).

Клия, 1951; Шкабара, 1940; Kalb, 1928) и помогли объяснить причину этой эволюции. На рис. 106 и 107 показано направление эволюции форм кристаллов кальцита, представляющее собой итог статистических наблюдений над этим минералом из самых различных месторождений. Н. З. Евзикова (1958, 1963, 1965) неоднократно отмечала тенденцию кристаллов покрываться все менее плотными гранями в процессе кристаллизации из одной порции раствора. При этом нужно подчеркнуть, что под плотностью граней принимается не плотность плоской сетки, как это ранее считалось, а плотность *элементарного слоя* грани, т. е. слоя, способного возникнуть на грани растущего кристалла и имеющего минимальную толщину. На основании этой методики был составлен график (рис. 108) соотношения плотностей основных форм кальцита (Алиев, 1966). Для сопоставления пинакоид $\{0001\}$ принят за эталонную форму. Этот график показывает, что соотношение плотностей элементарных слоев (E_{hkl}) кристаллических форм кальцита отвечает ряду

$$E_{0001} < E_{10\bar{1}1} > E_{2131} > E_{1010} < E_{02\bar{2}1}$$

(эталон)

т. е. что последовательность эволюции форм нельзя объяснить только одной тенденцией покрываться со временем гранями все меньшей плотности.

Тройной «фантом» во флюорите (куб \rightarrow кубооктаэдр \rightarrow куб) описала Б. В. Зацixa (1968) (рис. 109).

Г. Терзиев и Т. Хисина (1963) в свинцово-цинковых месторождениях Средних Родоп (Болгария) выделили четыре габитусных типа барита, которые отличаются по комбинационной частоте и по относительной роли граней с различной ретикулярной плотностью. Первый габитусный тип (удлинен по оси a , с хорошо развитым пинакоидом, поперечными и продольными призмами) характерен для наибольшего пересыщения, а четвертый (удлинен по оси c) — для наименьшего. Эволюция формы роста

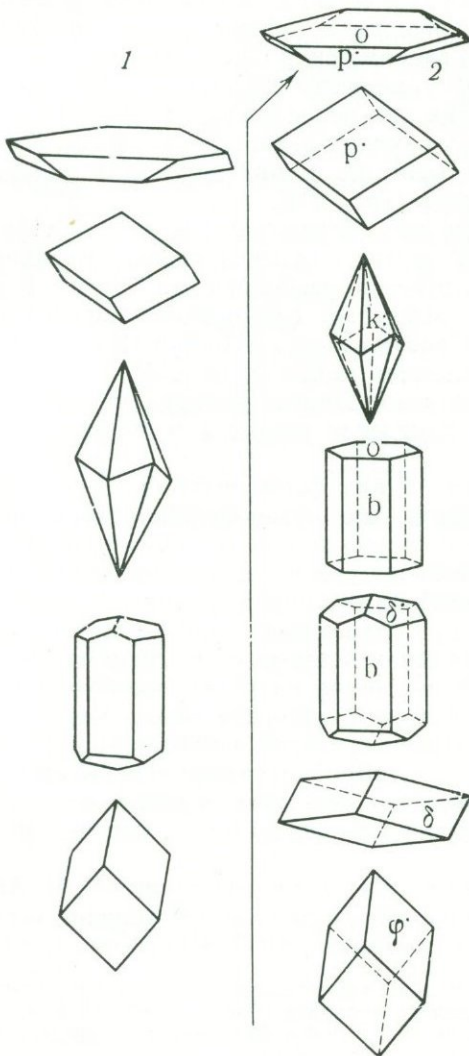


Рис. 107. Последовательность изменения габитуса кристаллов кальцита в ходе процессов природного минералообразования 1 — по Г. Кальбу, 2 — установлена на Дашкесанском месторождении:

$$\begin{aligned} \phi^* \{02\bar{2}1\} &= \{111\}; \delta^* \{01\bar{1}2\} = \{110\}; \\ b \{1010\} &= \{2\bar{1}\bar{1}\}; k^* \{2131\} = \{201\}; \\ p^* \{1011\} &= \{100\}; o \{0001\} = \{111\}; \end{aligned}$$

Стрелка — направление эволюции кристаллов

Символы форм		d(Å)	m	d/m	E	Строение грани на отрезке d и d/m	
o	0001	111	5,68	2	2,84	5,0	
p	1011	100	3,03	1	3,03	5,35	
K:	2131	201	1,53	1	1,53	2,69	
b	1010	211	1,45	1	1,45	2,55	
δ	0112	110	1,91	1	1,91	3,36	
φ	02	111	3,85	1	3,85	6,78	

Рис. 108. Сопоставление плотностей элементарных слоев (E) основных форм кальцита, расположенных сверху вниз в порядке их изменения в процессе минералообразования

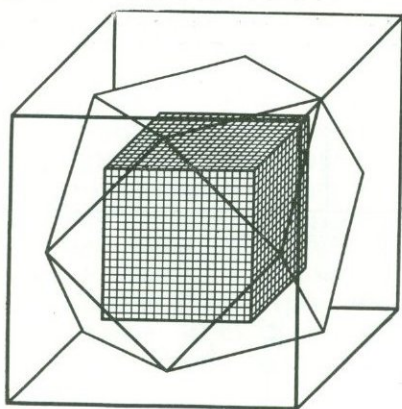


Рис. 109. Эволюция форм флюорита в процессе роста (куб → кубооктаэдр → куб); пегматиты массива Каменные Могилы. Приазовье

исландского шпата из трапшов Сибири описана Н. И. Андрусенко и В. В. Дроновым (1969).

Как следствие отмеченной выше закономерности, в эволюции форм минералов, у некоторых из них, например у кварца, подмечена *связь морфологии с величиной кристаллов* (Nёмес, 1954). Кварц из жил альпийского типа около Вернартовиче в Северной Моравии (Чехословакия) представлен кристаллами различной величины — от самых мелких до крупных толщиной около 30 см. На кристаллах этого кварца помимо обычной призмы и одиннадцати вицинальных форм открыто 28 простых форм — различных трапецоэдров и ромбоэдров. По величине (средняя толщина) изученные кристаллы разделяются на пять категорий (табл. 5).

Таблица 5

Категории кристаллов кварца из Вернартовиче по толщине

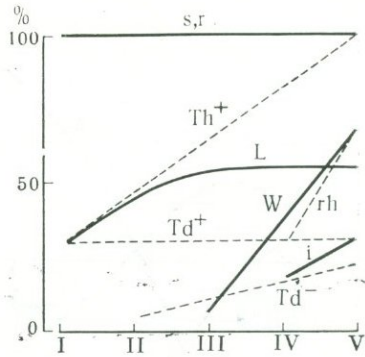
Категория	Толщина, мм		Число кристаллов
	от	до	
I	—	1,5	14
II	1,6	3,5	34
III	3,6	8,0	36
IV	8,1	20,0	22
V	21,1	50,0	13

В общем оказалось, что более мелкие кристаллы имеют самую простую форму, а с возрастанием величины кристаллов форма их усложняется. На рис. 110 графически представлена эта зависимость в обобщенном виде.

Призма $m \{10\bar{1}0\}$ и главный ромбоэдр $r \{10\bar{1}1\}$ имеются на всех кристаллах всех категорий величины. Трапецоэдр $L \{32\bar{5}3\}$ в I категории встречается у 30% кристаллов, а в V категории — более чем у 50%. С увеличением размера кристаллов непрерывно возрастает частота встречаемости различных верхних положительных трапецоэдров (с 30 до 100%); распространенность различных нижних положительных трапецоэдров остается во всех категориях постоянной — 30%. На кристаллах II категории начинают появляться грани нижних положительных трапецоэдров (5%), и в V категории они встречаются не более чем у 20% кристаллов. Вичинальная форма $\{20.11.\bar{3}\bar{1}.20\}$ появляется у кри-

Рис. 110. Связь между величиной кристаллов кварца и их морфологией

s — дигипирамида (11 $\bar{2}$ 1); r — ромбоэдр (10 $\bar{1}$ 1); i — ромбоэдр (50 $\bar{5}$ 3); L — трапецоэдр (32 $\bar{5}$ 3); W — вицинальная форма (20.11.31.20); rh — ромбоэдры, за исключением главного; Td^+ — нижние положительные трапецоэдры; Td^- — нижние отрицательные трапецоэдры; Th^+ — верхние положительные трапецоэдры; $I-V$ — категории величины кристаллов



таллов средней величины (III категория — 5%), но крупные кристаллы имеют ее почти в 70% случаев. Трапецоэдр i {50 $\bar{5}$ 3} замечен только у кристаллов IV (20%) и у (30%) категорий. Тот же вопрос количественно исследовал Сунагава (Sunagawa, 1957) на примере пирита в эпitherмальных жилах, гидротермальных метасоматических месторождениях, третичных глинистых отложениях и измененных действием горячих источников породах Японии. Выделенные им три морфологических типа кристаллов пирита — комбинация куба и ромбододекаэдра (I тип) и две других комбинации куба и пентагон-додэкаэдра II и III типы — оказались распространенными существенно неодинаково у кристаллов разной величины (рис. 111).

Изучение зонального строения метакристаллов пирита из Сарбайского железорудного месторождения выявило, например, постепенную смену форм {111} → {210} → {100} по мере удаления от канала привноса вещества (Игнатов, 1962).

Возможно, в последних двух примерах имеет место эволюция в процессе роста, но возникает вопрос, не будут ли отмеченные отличия отвечать морфологическим фациям пирита? (Григорьев, 1949).

II.2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ, ЗАПИСЫВАЕМАЯ НА ИНДИВИДЕ ПРИ ЕГО РОСТЕ

II.2.1. СКОРОСТЬ РОСТА

При обсуждении скорости роста индивидов условимся употреблять следующие термины и их буквенные обозначения.

Линейная скорость кристаллизации C — приращение линейного размера кристалла по измеряемому в нем направлению в единицу времени.

Объемная скорость кристаллизации V — количество (по объему) вещества, выделяющегося в виде кристаллов в единице объема в единицу времени.

Продолжительность кристаллизации T — длительность времени, в течение которого происходит кристаллизация с той или иной скоростью.

Эти величины могут либо непосредственно измеряться в ходе кристаллизации минерала, давая нам абсолютные значения скорости (при современных процессах минералообразования), либо устанавливаться по некоторым признакам, зафиксированным в продуктах кристаллизации прошедших процессов минералообразования.

Скорость роста, т. е. скорость кристаллизации, является весьма существенной стороной минералогенезиса, в значительной степени определяющей

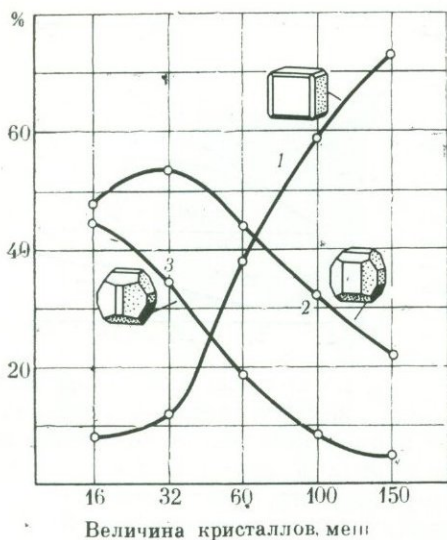
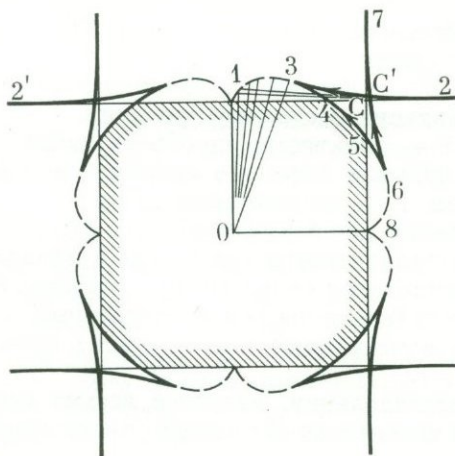


Рис. 111. Распространение пирита различных габитусов в зависимости от величины кристаллов в месторождениях Японии

1 — пирит I типа, вкрапленный во вмещающие породы около рудных тел; 2 — пирит II типа, вкрапленный в агрегаты серицита, каолинита, пирофиллита и диаспора; 3 — кристаллы пирита III типа из так называемой черной порошокватой пиритовой руды

Рис. 112. Полная огибающая полярной диаграммы скоростей роста с острыми минимумами

Полярная диаграмма скоростей роста обозначена пунктиром (1—8) и частично сливается со своей огибающей (C, C', 4, 5 — точки самопересечения огибающей, 2, 2', 3, 6, 7 — точки возврата огибающей), по А. А. Чернову (1961)



как величину отдельных минеральных индивидов, так и количество и качество образующихся минералов. Несмотря на это, в нашей науке еще не производилось специального рассмотрения интересующего нас сейчас вопроса, хотя те или иные представления о скорости кристаллизации проявлялись при генетических исследованиях минералов.

Хорошо известно, что наиболее совершенными вырастают кристаллы, растущие в одиночку, медленно. Бурный рост при интенсивных скоростях отложения вещества на гранях обычно приводит к появлению большого количества твердых и газожидких включений, а также к появлению в кристалле развитой зональности, мозаичности и расщепления.

Линейная скорость роста кристаллов характеризует увеличение его в определенном направлении. Хорошо известно, что разные грани одного индивида могут расти в каждый данный момент с разной скоростью.

Для наглядного представления анизотропии скорости роста кристалла применяются полярные диаграммы скоростей, предложенные Йонсеном и Гроссом. Если из центра координат, совпадающего с центром кристалла, провести радиусы-векторы, соответствующие величине скорости роста в том или ином направлении, а затем обогнуть концы векторов перпендикулярными отрезками, то получится некоторая объемная форма. На общей шарообразной поверхности диаграммы скоростей есть отрицательные формы: остроконечные впадины, соединенные с остродонными ложбинками. Построенный контур имеет простой физический смысл: в процессе роста «выживают» самые медленно растущие грани (рис. 112).

Построение полярных диаграмм скоростей обсуждал Е. Б. Трейвус (1964). Графики и диаграммы такого рода в онтогении минералов еще предстоит применить.

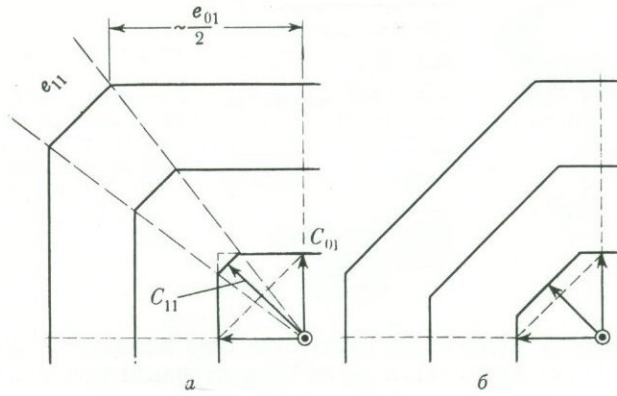
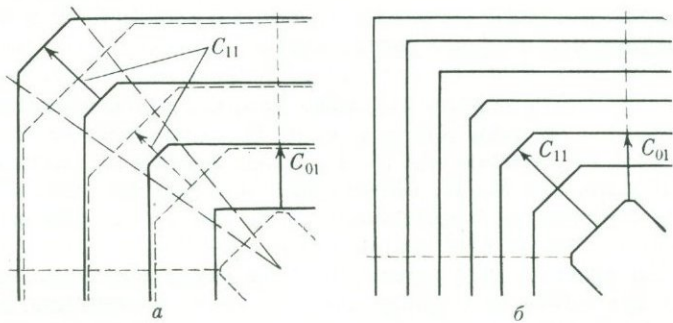


Рис. 113. Зависимость стационарных форм габитуса кубических кристаллов от отношения скоростей роста краев [01] и [11], по Хонигману (1961)

а — отношение $C_{11}/C_{01}=1,25$; б — отношение $C_{11}/C_{01}=0,87$



Фиг. 114. Влияния исходных форм на рост кристалла, по Хонигману (1961)

а — отношение $C_{11}/C_{01}=1,25$ (соответственно фиг. 113); б — отношение $C_{11}/C_{01} > \sqrt{2}$

Сам габитус кристалла, обусловленный относительными скоростями роста граней, во многом определяет качество кристалла как промышленного сырья. Зависимость габитуса кристалла от относительных скоростей роста кристалла в разных направлениях легко показать на рис. 113 и 114.

Нужно подчеркнуть также, что понятие о равномерной, постоянной скорости роста кристаллов является в принципе идеальным, условным. Это обусловлено самим ритмичным, пульсационным механизмом встройки частиц в плоские слои на гранях (Шефталъ, 1966). Соответственно и скорость ритмично пульсирует¹.

Абсолютная скорость роста

В ряде случаев имеется возможность получать непосредственные данные о скорости роста при кристаллизации минералов в природе. Правда эти случаи сравнительно редки, но они чрезвычайно важны, так как, только опираясь на эти примеры, можно развивать общие представления о реальной динамике минералообразования.

¹ См. о ритмичности роста индивидов на стр. 72—85. Пульсации скорости роста синтетического граната обсуждаются Ю. Б. Петровым и Э. А. Безруковой (1970).

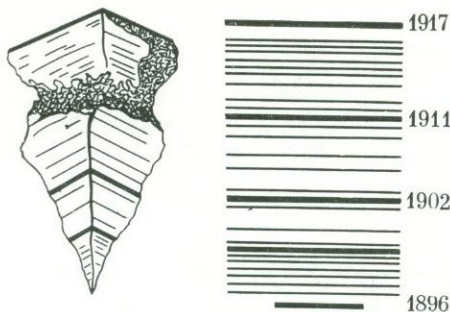


Рис. 115. Гипс с зонально распределенными включениями грязевых частиц. Справа — интервалы и даты (годы) нарастания слоев, в которых зафиксирована сезонная ритмичность. 0,9 натур. вел., Сакское озеро, Крым

Скорость кристаллизации при *современных* процессах минералообразования может измеряться во многих случаях: при кристаллизации минералов в соляных озерах и морских заливах, в минеральных источниках, в пещерах на сталактитах, иногда в зоне окисления сульфидных месторождений, при вулканических извержениях. К большому сожалению, в минералогии пока неизвестны какие-либо исследования по непосредственному измерению скоростей кристаллизации в таких условиях. В имеющихся публикациях отмечается лишь факт роста минералов в течение того или иного периода кристаллизации или его результат, позволяющий приблизительно оценить среднюю скорость кристаллизации. Так, *S* галита по направлению, перпендикулярному к граням {100}, т. е. по G_4 , в соляных озерах выражается, как это следует из наблюдений М. Г. Валяшко (1952), десятими долями миллиметра в день. По М. П. Фивегу (1954), средняя мощность годовых слоев галита изменяется в интервале 5—10 см. Эта цифра справедлива и для сильвина. Годичные слои карналлита в 2—2,5 раза больше.

Интересные результаты получены при изучении современного образования арагонита из горячих минеральных источников Карловых Вар в Чехословакии, где отмечается скорость роста до 2 см в месяц, т. е. 0,66 мм в день. По давнему свидетельству Брейтгаупта (Breithaupt, 1849), на Везувии при извержении 1817 г. имел место случай, когда трещина шириной в 1 м («более 3 футов») заполнилась гематитом, образовавшимся пневматолитическим путем по реакции $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$, за 10 дней, откуда выводится средняя величина *S* гематита (без уточнения направления роста) — 50 мм в день (при нарастании на обе стенки трещины). Подобных указаний не мало рассеяно в литературе, но точность выводимых из них значений *S* или *V* весьма низка.

Гораздо больше перспектив дает возможность определения скорости кристаллизации при прошедших процессах минералообразования.

Определение абсолютных значений скорости кристаллизации доступно лишь в тех особых случаях, когда на самих минералах наряду с признаками их роста имеются те или иные *отметки времени*. Последние могут быть разного рода. Например, отметки времени фиксируются в виде зональности индивидов или слоистости агрегатов, связанной с суточными, сезонными или годовыми изменениями процессов. Так, по А. Е. Ферману (1952), кристаллы гипса, вырастающие среди донных отложений Сакского озера в Крыму, имеют зональное строение, обусловленное включениями грязевых частиц и привносом в озеро внешними водами илистого материала (рис. 115).

Ранее мы приводили пример такой зональности в диагенетическом целестине (см. рис. 54), которая также носит сезонный характер.

В примере гипса с Сакского озера известна продолжительность крис-

таллизации T и приращение кристаллов (по толщине зон роста). Из этих данных устанавливается средняя годовая скорость кристаллизации гипса в Сакском озере по направлению ребра (111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), вдоль которого, по А. Е. Ферсману, вытянуты кристаллы, при кристаллизации из озерной рапы от 0,4 (в 1900 г.) до 3 мм в год (в 1903 г.). Пример с гипсом позволяет установить скорость кристаллизации для совсем недавних процессов. Вызванные сезонными явлениями зональное расположение включений наблюдается и в древних образованиях, например в галите в Верхнекамском месторождении солей пермского возраста в Предуралье (Дубинина, 1954).

Очень любопытна наблюдаемая в пещере Домица в Чехословакии зональность сталактитов кальцита, проявленная вследствие закопченности агрегатов минералов дымом костров древних обитателей пещеры, подмеченная Петранеком и Поубой (Petránek, Poubá, 1954). По такой зональности фиксируется скорость роста сталактитов, составляющая от 0,5 до 2 мм в 100 лет. Фишер (Fischer, 1934) собрал данные по девяти пунктам современного роста известковых сталактитов в шахтах, туннелях плотин, кирпичных крепостей США, получив цифры роста от 0,33 до 7,5 см в год. Было бы интересно вычислить на основе всех такого рода данных скорость роста индивидов кальцита. О современном образовании известковых сталактитов со скоростью до 1 см в год находим у А. Н. Чуракова (1911).

Для сравнения можно привести данные о скорости современного осадко-накопления и скорости роста конкреций. В шельфе и континентальном склоне Черного моря скорость накопления илов варьирует от 15 до 10 см за 1000 лет, а в целлагели она падает до 2—3 см. В Тихом океане эта величина — в соответствии с его размерами — уже исчезающе мала: 0,4—0,05 см за 1000 лет.

По И. И. Волкову и В. Ф. Севастьянову (1968), скорость роста современных «железных» конкреций, образующихся на дне Черного моря, составляет примерно 3—4 см за 1000 лет. Марганцевые конкреции на дне Тихого океана вырастают со скоростью 0,03 мм за 1000 лет. На основе теоретического исследования математической модели роста конкреций с учетом реальных физико-химических параметров Бернер (Berner, 1968) вычислил, что сферическая конкреция кальцита радиусом в 1 см вырастает за ~500 лет, а для конкреции радиусом в 5 см требуется уже ~12 000 лет. Таким образом, реально действующие и теоретически вычисленные скорости оказались достаточно близкими. Бернер (Berner, 1970), отметил, что скорость роста пиритовых конкреций в осадках Коннектикута (США) составляет 1 мм в год.

Применение изотопического анализа позволяет находить другие отметки времени в виде изменения соотношения между разными изотопами по сезонам для весьма далекого прошлого (Боуэн, 1969). В этом отношении весьма любопытен пример, описанный Юри и др. (1954), определявшими температурный режим роста кристаллов кальцита, слагающих роств белемнита из оксфорских глин (юра) острова Скай (Шотландия), по содержанию изотопа кислорода O^{18} . Полученный график воспроизведен на рис. 116, а. Аналогичные колебания температур по величине отношения в них O^{18}/O^{16} выявлены (Жирмунский и др., 1967) и для двусторчатых моллюсков (рис. 116, б).

Роств белемнита диаметром 2,5 см имеет в поперечном разрезе ясно выраженные кольца роста. Ориентировка индивидов кальцита относительно концентрической зональности роства авторами не отмечается. Все наши исследования различных образцов юрских и меловых белемнитов дали одинаковые результаты: кальцит ориентирован по радиусам направлением [0001]. Можно поэтому предполагать, что и в белемните с острова Скай кальцит рос

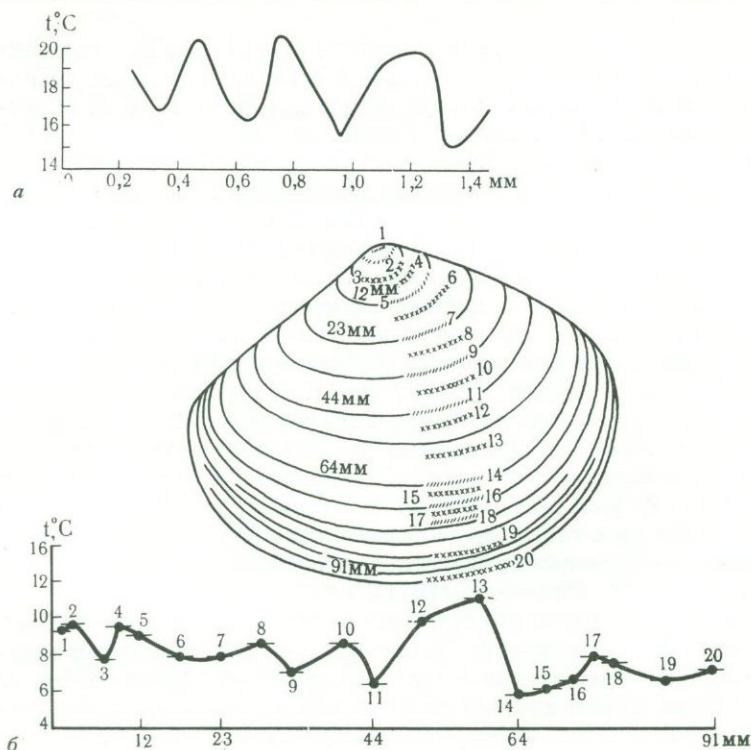


Рис. 116. Ритмично-колебательное изменение температуры образования кальцита, установленное по распределению изотопов кислорода, фиксирующих годовые отметки *a* — изменение температуры в росте белемнита с о. Скай, Шотландия; *б* — аналогичные данные для современной *Spicula plynita*, Охотское море; цифры на графиках — номера проб

вдоль [0001], в исследованном белемните «... зафиксированы после его юности (ранний этап формирования) три лета и четыре зимы; юность отмечена чересчур малыми количествами карбоната для исследования теперешними методами...» (Жирмунский и др., 1967, стр. 559). В виде сезонных колебаний температуры мы находим здесь регистрацию отметок времени, необходимых для нашего рассмотрения. Замечания о достоверности такого рода метода палеотермометрии см. у Р. В. Тейс и др. (1957).

В этом примере по продолжительности кристаллизации T и приращению кристаллов, измеряемому на рис. 116 расстояниями по абсциссе, определяется, что средняя годовая линейная скорость кристаллизации кальцита C по направлению максимальной скорости роста вдоль [0001] при биогенной кристаллизации в белемните оказывается равной 0,31 мм в первый и второй годы «зрелого возраста» белемнита и 0,39 мм в третий год.

Форнака (Fornaca, 1968) исследовал возможность применения иониевого метода для определения возраста карстовых агрегатов в Италии.

Зональное распределение в минерале радиоактивных элементов теоретически также открывает возможность установления абсолютного возраста хронологически разных частей кристалла, а тем самым показывает возможности еще одного, третьего пути определения интересующей нас скорости кристаллизации по находимому таким образом T и приращению зон. Имеется целый ряд аналитических данных по зональному распределению урана, то-

рия, свинца в уранинитах из разных месторождений. Однако, судя по методическим высказываниям (Старик, 1956), такую зональность не всегда можно использовать для нашей цели, так как зональность здесь может обуславливаться процессами изменения минерала с его поверхности.

Приведенные выше данные интересно сравнить с абсолютно точными данными по выращиванию искусственных промышленных кристаллов, где замеры скорости роста производятся постоянно¹.

Все они вполне согласно показывают, что скорость кристаллизации минералов, естественно, далеко не одинакова. По Киттлю (Kittl, 1912), проводившему опыты с чистыми расплавами ряда минералов, между максимальными скоростями C кристаллизации нефелина и бронзита различие достигает 12,5 раза (при определенной температуре). Вместе с тем, по А. А. Леонтьевой (1947), совместная кристаллизация нескольких минералов при одной температуре также неодинакова; например, в расплаве базальта (Камчатка) при 1150° С скорость кристаллизации C оливина равна 0,4 *мк/мин*, для плагиоклаза она достигает 1,25 *мк/мин*, а для пироксена 2,25 *мк/мин*, причем крайние цифры различаются в 5,6 раза. Конечно, при изменении температуры величина C изменяется. В соотношении со сказанным находятся и значения v минералов.

Приведем также данные по скорости наращивания по методу Вернейля лейкосапфира и так называемого розового рубина (корунд с примесью до 0,1 вес. % хрома). Скорость наращивания кристаллов других веществ при выращивании одинаковыми методами имеет тот же порядок величины — чем выше температура процесса, тем выше возможная скорость (табл. 6).

Таблица 6
Скорости роста синтетических кристаллов корунда

Метод выращивания	Температура 0° С	Абсолютная скорость	
		линейная, мм/час	элементарных слоев, сек
Вернейля:			
а) диаметр более 10 мм	2040	4—15	2400—9000
б) диаметр до 3 мм	2040	25—50	(1,5—3) · 10 ⁴
в) поликристаллическая керамика	До 2000	25—50	(1,5—3) · 10 ⁴
Плазменный	2040	10—20	До 12000
Оптическая зонная плавка	2040	10—20	До 12000
Чохральского	2040	1—10	До 6000
Газоплазменный	1300	5—10	(1—2) · 10 ³
Перенос в газовой фазе в виде фторида алюминия	1300	0,01	2—5
Раствор-расплавный	1200—1300	0,5—2	100—400
Пневматолитовый	500—550 при 1000—2000 кг/см ²	0,01	2—5

Общий вывод из проведенных экспериментов — с уменьшением температуры процесса уменьшается скорость, при которой еще возможно выращивание монокристаллов. При температуре плавления корунда (2040° С) монокристаллы этого вещества можно получить со скоростями роста в интервале 1—50 *мм/час*; при температуре порядка 1300° С — в интервале 5—10 *мм/час*

¹ Приведенные ниже данные дополнены С. А. Бородиным.

из газовой фазы на затравку и 0,5—1 мм/час на стенку тигля из расплава. При температуре порядка 500° С возможная скорость падает еще на 2 порядка. В пределах одного и того же метода более высоким скоростям выращивания соответствуют кристаллы меньшего размера или даже поликристаллические агрегаты.

Отмечено также существование определенной последовательности возможных скоростей роста разных граней. Например, при получении корунда из 10%-ного раствора соли, в интервале температур в зоне растворения 520—600° С, перепаде между зоной растворения и зоной роста 10—40° и заполнения автоклава на 50—70% будет справедливым соотношение: скаленоэдр {8196} > ромбоэдр {1011} > гексагональная дипирамида {2243} > > гексагональная призма {1120} > пинакоид {0001} при разнице скоростей, например, скаленоэдра и ромбоэдра приблизительно в 2 раза. При изменении условий процесса эти соотношения изменяются. Так, при температуре ниже 470° С скорость роста ромбоэдра становится меньше скорости призмы.

Есть также данные о скорости кристаллизации синтетического кварца (Leudise, Nielssen, 1961).

Относительная скорость роста

Рассматриваемый способ определения относительных скоростей роста индивидов базируется на сопоставлении толщины одновременно росших слоев или зон роста разных минералов или зон роста на разных гранях одного индивида. Толщины таких слоев пропорциональны скоростям роста минералов по сравниваемым направлениям. При этом скорость роста одного из минералов принимается за единицу роста другого, что и дает относительное значение определяемой величины.

Относительные скорости роста соприкасающихся кристаллов фиксируются в форме *поверхности совместного роста* с индукционными гранями (Ферсман, 1922; Франк-Каменецкий, 1948; Шафрановский, Григорьев, 1948; Лазаренков, 1958). Аналогичным путем уже выяснялся вопрос об относительной скорости роста разных частей одного и того же минерала — брукита на Приполярном Урале, когда результаты наглядно изображались на графике (Григорьев, 1947₂). В общем виде этот вопрос рассмотрен Г. Г. Леммлейном (1948₂) (см. рис. 59—70). На рис. 117 изображены применительно к рассматриваемым ниже примерам три основных случая развития поверхностей совместного роста между минералом *A*, ранее начинавшим равномерный рост, и минералом *B*, позднее зародившимся и одновременно росшим на поверхности первого. Эти случаи таковы: линейная скорость кристаллизации минерала *B* относительно *A* постоянна; скорость кристаллизации минерала *B* усиливается; скорость кристаллизации минерала *B* уменьшается. Общим для всех трех случаев рис. 117 является наличие *интервала одновременного роста* минералов *A* и *B*.

Относительные скорости, зависящие от концентрации примесей, можно иллюстрировать графически экспериментальными данными (фиг. 118).

Очень важно подчеркнуть, что взаимоотношения минералов, показанные на рис. 117, являются самым важным и самым достоверным критерием их *одновременного* роста. Аналогичные соотношения возникают также при одновременном росте сферолитов разных минералов, а также сферолитов и монокристаллов. Эти критерии иллюстрированы в превосходных статьях Ю. Д. Дымкова (1957, 1962, 1966) и В. Л. Барсукова (1967).

Примеры относительной скорости роста минералов. Для рассмотрения наиболее подходит в качестве эталона скорости кварц, как минерал, широко распространенный в природе и отличающийся превосходной кристаллизацией.

Пример 1. В кристаллах кварца из хрусталеносных жил Алдана (месторождение Курумкан), описанных Е. М. Лазько (1957), встречаются включения флюорита, выросшие одновременно с кварцем.

Исследованные нами образцы показывают, что кварц начинал кристаллизоваться первым, а выпадение флюорита начиналось незадолго до прекращения роста кварца, но заканчивалось раньше этого момента: октаэдрические кристаллы флюорита всюду заключены внутри прозрачного кварца на некоторой глубине и нигде не выходят на его поверхность. Так как флюорит находится только на верхних гранях кристалла кварца, приходится считать, что его зародыши в свое время появились в растворе и затем оседали на кварц, где и росли (Григорьев, 1954). Более подробно история образования флюорита выясняется при рассмотрении рис. 119.

В момент 1 кристаллизации кварца (см. рис. 119), отмеченный несколькими сближенными слоями запыления, на верхние грани кристаллов (грань $\{10\bar{1}0\}$) осели зародыши флюорита первой генерации. Одни из них, выгодно расположившиеся направлением наибольшей скорости роста G_4 , смогли продолжать рост вместе с кварцем (на рис. 119 изображено два таких зародыша), а другие, улегшиеся на кварц гранью $\{111\}$, вскоре были закрыты быстрее нараставшими слоями кремнезема. От момента 2 кварц и октаэдрические кристаллы флюорита образовывались одновременно, и между ними формировались поверхности совместного роста, покрытые индукционной штриховкой. Заметим, что при индиви-

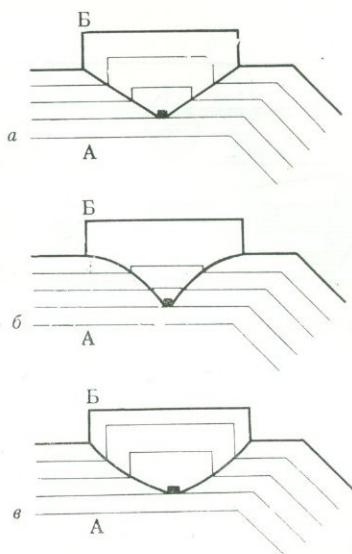
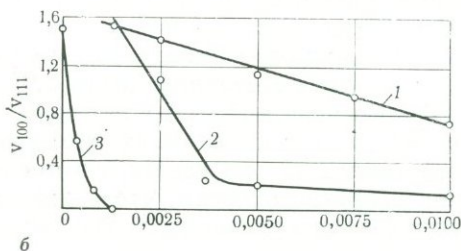
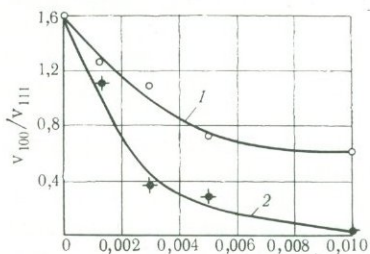


Рис. 117. Три случая развития поверхностей совместного роста индивидов минералов А и В при различной относительной скорости их роста

а — $C_A/C_B = \text{const}$; б — $C_A < C_B$; в — $C_A > C_B$

Рис. 118. Зависимость отношения v_{100}/v_{111} от концентрации примесей Cf (г/100 см³ раствора), по Хонигману (1961)

а — кристаллы калиевых квасцов при наличии примесей: коричневой Бисмарка (кривая 1) и диаминной небесно-голубой (кривая 2); б — кристаллы аммониевых квасцов при наличии примесей: антрахиноновой зеленой (кривая 1), диаминной небесно-голубой (кривая 2), оксаминовой голубой (кривая 3)



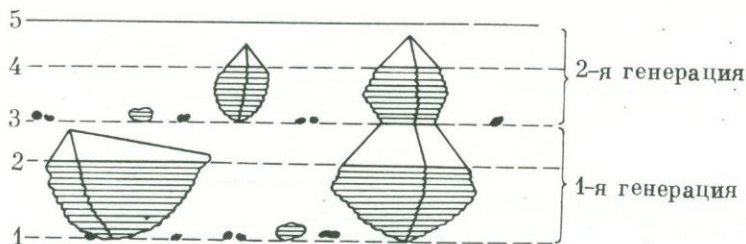


Рис. 119. Схема соотношений флюорита и кварца в месторождении Курумкан, Алдан. Кристаллы росли на верхней грани кварца. Заштрихованы поверхности совместного роста кварца и флюорита; 1—5 — моменты роста

дуальных колебаниях скорости роста отдельных граней флюорита в общем соотношение кристаллизации кремнезема и фтористого кальция отвечало случаю, изображенному на рис. 117, в.

Выделение флюорита в момент 2 (см. рис. 119) остановилось, и лишь кварц кристаллизовался до момента 3, когда появился флюорит второй генерации — как свободно зародившийся, так и нараставший на выставившейся из кварца головке кристаллов флюорита первой генерации. В этом случае возможность роста имела только у кристаллов флюорита с выгодной ориентировкой направления большей скорости роста по G_4 . После нового отрезка времени совместного роста (от 3 до 4) наступило полное прекращение образования флюорита (момент 4), кристаллы которого затем были закрыты кварцем, выделявшимся до момента 5.

Попытаемся теперь определить соотношения линейной скорости кристаллизации флюорита и кварца. Это трудно сделать для всего хода процесса совместной кристаллизации из-за отмеченных выше индивидуальных отличий значений C отдельных граней флюорита, и нам придется ограничиться сравнением лишь среднего C того и другого минералов.

Измеряем мощности слоев роста призмы кварца, видимых благодаря их запылению, и величины кристаллов флюорита. После соответствующих пересчетов, когда C кварца $\perp \{10\bar{1}0\}$ перечислялось для направлений G_2 и G_3 и последняя цифра принималась за единицу, получаем следующие результаты: C кварца по G_2 составляет 0,18 по G_3 — 1, C флюорита по G_4 — 0,32.

Далее можно сделать попытку представить себе порядок величины V , правда относительной и с рядом условностей. Она может быть получена, если мы подсчитаем среднее количество кремнезема и фтористого кальция, откладывающегося на единицу поверхности кристалла кварца. Для этого нам нужно определить объем соответствующего слоя кварца на всех его гранях, хотя флюорит находится только сверху. Проведем этот расчет для периода кристаллизации флюорита первой генерации, опять приняв значение для кварца за единицу. Вот получающиеся цифры: при V кварца, равной 1, V флюорита составляет всего 0,013.

Такого рода цифры с известной приближенностью отражают относительные качества минеральных веществ, кристаллизующихся из неизвестной нам единицы объема раствора в продолжение рассматриваемого отрезка времени. Попутно отметим, что в ходе расчета нам пришлось определить число центров кристаллизации N флюорита. Полученные средние цифры (распре-

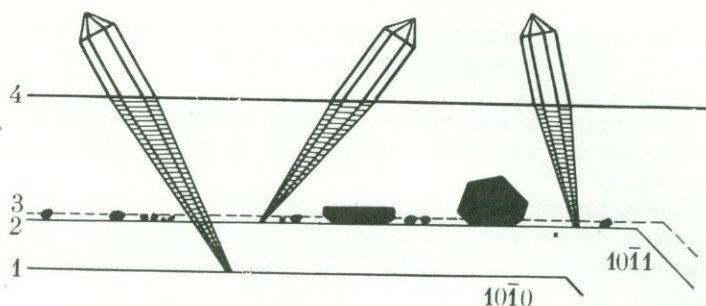


Рис. 120. Гематит в кварце. Видны поверхности совместного роста гематита и кварца; кварц представлен двумя зарождениями, увел. 3; 1—4 — моменты роста. Месторождение Холодное, Алдан

деление флюорита неравномерное) для верхних граней исследованного кварца таковы: N флюорита на квадратном сантиметре для первой генерации равно 9,8, для второй — 4,8.

Пример 2 относится к другим кварцевым жилам Алдана, на месторождении Холодное, где кристаллы кварца имеют включения одновременно росшего гематита. Кристаллизация окиси железа происходила в последний этап выделения кварца, но заканчивалась раньше прекращения отложения кремнезема, почему гематит всюду оказывался под слоем кварца. В деталях ход процесса можно описать таким образом (рис. 120). На выросших к моменту времени 1 кристаллах кварца первого зарождения, уже довольно крупных, начинают расти из упавших осколков этого минерала мелкие кристаллы кварца второго зарождения, причем в момент 2 к ним присоединяются и кристаллы кварца третьего зарождения. Отметим, что при одновременной кристаллизации крупных и мелких индивидов одного и того же минерального вида скорости роста тех или других в алданских жилах различаются довольно значительно (крупные растут в 10 раз быстрее; см. Григорьев, 1949₁).

Кристаллизация гематита начинается в момент времени, близкий к появлению кварца третьего зарождения. Гематит имеет форму шестиугольных табличек — это комбинация гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоида $\{0001\}$, уже начинающих расщепляться и превращаться в столь характерную для этого минерала «железную розу». Одновременно зародившись, не все кристаллы продолжают рост, что пока трудно объяснить, так как дело здесь, по-видимому, не в выгодности той или иной ориентировки. Попутно можно отметить, что с момента начала выделения окиси железа кварц начинает приобретать дымчатую окраску.

Между гематитом и кварцем возникли поверхности совместного роста, соответствующие интервалу одновременного роста. У гематита они видны как на кристаллах, улегшихся гранью пинакоида на плоскость кварца, так и на кристаллах, стоящих ребром. Благодаря иному, чем в примере с флюоритом, соотношению скоростей кристаллизации C поверхности совместного роста образуют здесь не «чашечку», а «блюдечко», при этом мелкое; поверхности эти покрыты соответствующей индукционной штриховкой. Форма границ между гематитом и кварцем опять говорит о том, что кристаллизация этих минералов отвечает случаю, представленному на рис. 117, в.

Измерение принятым выше способом относительных значений приводит к таким цифрам: C кварца по G_2 равняется 0,3, по G_3 — 1; C гематита по G_2 составляет 3, по G_3 — 1,4.

Использованный выше прием позволяет получить относительные значения объемной скорости кристаллизации: при V кварца, равной 1, V гематита составляет 0,15.

Как видно, в этом нашем втором примере скорость кристаллизации сопоставляемого с кварцем гематита значительно выше по сравнению с первым примером.

Здесь вновь были сделаны для одного из изученных образцов подсчеты среднего числа центров кристаллизации гематита (распределенного неравномерно) на верхних гранях кварца: в среднем на квадратном сантиметре имеется 7,2 центра кристаллизации.

Рассмотрев на этих примерах скорости кристаллизации двух разных минералов относительно кварца, обратимся сейчас к примерам кристаллизации с кварцем одного и того же минерала в разных условиях. Таким минералом оказывается пирит.

Пример 3. В кварцевых жилах Астафьевского месторождения на Южном Урале встречаются редкие включения довольно крупных (в наших образцах до сантиметра) кристаллов пирита. Зародыши пирита появились на верхней грани кварца и далее росли вместе с кварцем. Образовавшиеся кристаллы представляют собой комбинации октаэдра и куба с крайне неравномерным развитием граней последнего. Одна из граней куба намного превосходит по величине остальные грани той же кристаллографической формы. Поскольку кристаллизация дисульфида железа шла относительно быстро, поверхности совместного роста пирита получились в виде плоского «блюдечка». Отложившийся одновременно с ростом пирита слой кварца не отмечен какими-либо признаками (замутнениями или окраской), и его мощность определяется лишь по характеру изгиба поверхности совместного роста между кварцем и пиритом. Поверхность эта, как и должно быть, покрыта индукционной штриховкой. После внезапной остановки роста пирита кварц продолжал кристаллизоваться и глубоко закрыл пирит. Именно по этим признакам определяется рост кварца в направлении, перпендикулярном $\{10\bar{1}0\}$. Для получения величины относительной скорости роста кварца вдоль G_3 в этом примере приходится воспользоваться соотношением размеров кристаллов по $\perp \{10\bar{1}0\}$ и по G_3 , так как рост по ромбоэдру, так же как и по призме, не отмечен явными признаками; соотношение это в образцах в среднем равно четырем, но должно быть увеличено за счет оббитых корней кристаллов. Условно примем, что оно равно шести, хотя соотношение могло несколько меняться в процессе кристаллизации.

Таким образом, измерения и расчеты дают следующие результаты: C кварца по G_2 составляет 0,17, по G_3 — 1; C пирита по $[100]$ равна 50. Ориентировочное вычисление относительной величины объемной скорости кристаллизации показывает, что при V кварца, равной 1, V пирита будет 1,15. Число центров кристаллизации здесь получается очень низким: N пирита на квадратном сантиметре равно 0,05.

Пример 4 также относится к паре кварц — пирит и наблюдается в одном из хрусталеносных месторождений Памира. Здесь в кварце встречаются кристаллы пирита сложной формы, по макроскопическим признакам это, по-видимому, комбинация $\{100\}$, $\{110\}$, $\{111\}$ и $\{102\}$. Пирит, появившись на уже довольно крупном кристалле в некоторый момент времени, далее рос одновременно с кварцем; отмечаются отлично сформированные поверхности совместного роста, относящиеся к типу «чашечки» (см. рис. 117, в). Затем пирит остановился в росте, и кварц покрыл его толстым слоем.

Определение относительных C в этом примере легко делается для G_2

кварца и [100] пирита, но непосредственное получение цифры для G_3 кварца невозможно из-за того, что головка его кристалла обломана, а ясно видимых зон роста по ромбоэдру разглядеть не удалось. Приняв величину C по G_3 опять в шесть раз большей, чем по G_2 , получаем: C кварца по G_2 равна 0,12, по G_3 — 1; C пирита по [100] составляет 0,90. По только что указанной причине определение V и N здесь еще менее достоверно и поэтому не производилось.

Пример 5, иллюстрирующий соотношение линейных скоростей роста двух совместно кристаллизующихся минералов, приведем на рис. 121: описаны кристаллы кварца из волинских пегматитов на Украине, содержащие большое количество включений касситерита и гематита (Ляхов, 1963, 1966; Ляхов, Пизнюр, 1964), с явными признаками совместной кристаллизации с кварцем. Первоначальное выделение касситерита происходило в результате самопроизвольного зарождения субмикроскопических кристалликов, развивавшихся в дальнейшем совместно с кварцем. Возможность расти начинали только те кристаллы, у которых направление большей линейной скорости было почти перпендикулярно к граням кварца (10 $\bar{1}$ 0) и (10 $\bar{1}$ 1) и превышало скорость его развития в этом же направлении. В противном случае происходил быстрый захват касситерита кварцем. В тех случаях, когда соотношение линейных скоростей роста касситерита и кварца ($C_{\text{SnO}_2} : C_{\text{SiO}_2}$) немного превышало единицу, сингенетические включения касситерита образовывали четкообразные обособления либо сильно вытянутые (до 20 мм) нити и ветви. Направление вытягивания всегда вдоль оси L_4 касситерита и в общем перпендикулярно к зонам роста кварца. Членистое строение ветвей касситерита указывает на то, что $C_{\text{SnO}_2} : C_{\text{SiO}_2}$ не всегда было постоянным. В случаях периодического поступления питающих растворов единый процесс кристаллизации касситерита распадался на отдельные импульсы и в некоторые моменты, когда $C_{\text{SnO}_2} : C_{\text{SiO}_2} = 2-6$, включения касситерита формировались в виде гирлянд пирамидальных кристалликов, выросших друг на друга в направлении оси L_4 . Если же $C_{\text{SnO}_2} : C_{\text{SiO}_2}$ становилось меньше единицы, то ветви касситерита могли захватываться кварцем и прекращать свое развитие. В результате в кристаллах кварца наблюдается несколько подзон с касситеритом, отличающихся друг от друга интенсивностью окраски включений, что связано с постепенным уменьшением содержания железа в минералообразующих растворах. Обычно в составе густоокрашенных ветвей касситерита наблюдаются чешуйки гематита. Самостоятельно в совместном росте с кварцем гематит участвует реже, этот процесс является результатом одновременной кристаллизации окиси кремния и железа с примерно одинаковой и сравнительно постоянной скоростью.

Пример 6. Сходный случай одновременного роста кварца (аметиста) и гематита обнаружен Поти (Poty, 1969) в жилах альпийского типа (массив Монблан, Альпы, рис. 122). Этот случай интересен тем, что относительная скорость роста кварца и гематита микропульсирует — гематит образует четковидные «фигуры вращения», ориентированные перпендикулярно зонам. При этом начало кристаллизации более темноокрашенных зон совпадает с увеличением относительной скорости кристаллизации гематита. Этим же исследователем показаны отличные ступенчатые скульптуры «чашечки», соответствующей одновременному росту кварца и флюорита.

Пример 7 — кварц из жил альпийского типа Приполярного Урала (новые данные по В. В. Буканову).

Зонально-секториальное строение кристаллов выявлялось с помощью гамма-облучения. Проведено сравнение относительной линейной скорости в пирамидах нарастания граней одного индивида.

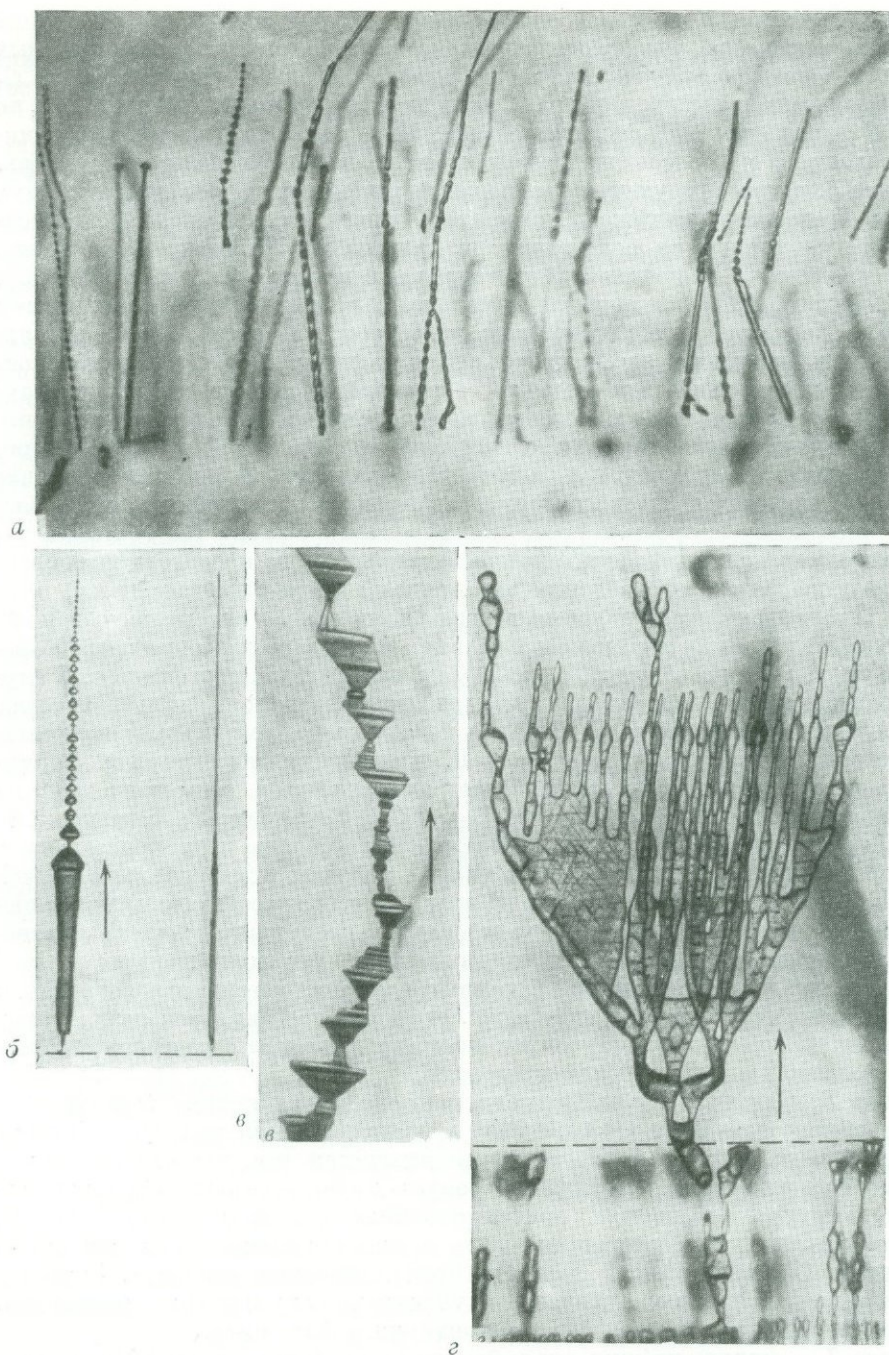
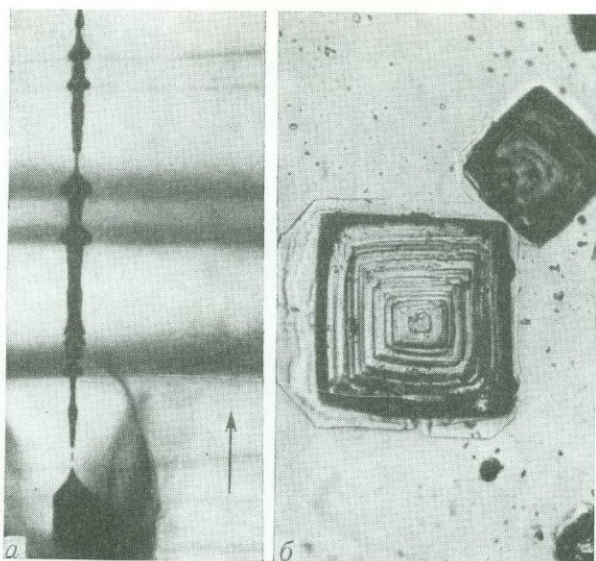


Рис. 121. Сингенетические включения касситерита в кварце (*а, б, в*) и флюорита (*з*) в топазе, по Ляхову (1966), Ляхову и Пизнюр (1964). Вольняские гранитные пегматиты, Украина

Линейные скорости роста касситерита $\parallel [001]$ и кварца $\parallel [10\bar{1}1]$ очень близки; стрелки — направление совместного роста, а пунктир — положение зон роста в монокристаллах кварца и топаза
а — увел. 130; *б* — 170; *в* — 118; *з* — 90

Рис. 122. Микропульсация относительной скорости совместного роста гематита в кварце (а) и нижняя ступенчатая часть кристалла флюорита в кварце в плоскости одной из зон (б), соответствующая одновременному росту этих минералов. Кварцевые жилы массива Монблан, Альпы

Стрелка — направление роста обоих минералов



Относительная линейная скорость роста может быть выражена либо отношением величин прироста (а, б) синхронных зон сравниваемых граней, либо синусов углов между этими гранями, разделенных секториальной границей. Второй способ необходим при описании кристаллов с эволюцией габитуса в процессе роста.

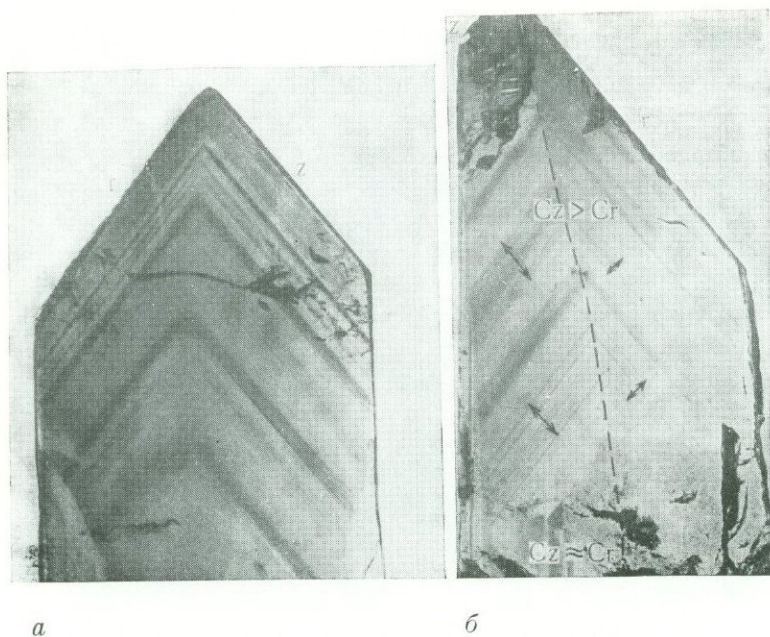
Линейная скорость роста граней основных ромбоэдров r и z может быть одинаковой в пределах одной пирамиды роста, сдвойникованной по дофнейскому закону. В зависимости от эволюции форм роста кристаллов величина линейной скорости варьирует от $C_z = C_r \rightarrow C_z > C_r$ или, наоборот, от $C_z = C_r \rightarrow C_z < C_r$ и снова к $C_z > C_r$. Однако обычно C_z/C_r не больше 2 и в редких случаях достигает 9 (рис. 123—125) или его значение меньше 1¹.

Изучение горизонтально выросших на стенке гнезда кристаллов показало, что скорость роста граней в $\langle m \rangle$ не зависит от ориентировки их по отношению к направлению силы тяжести. Если у 16 таких кристаллов преобладал прирост обращенной вверх $\langle m \rangle$, то у других 16 кристаллов отмечен преимущественный прирост нижней $\langle m \rangle$.

Рассмотрение эволюции габитуса кристаллов в процессе роста показало, что можно выделить два различных типа кристаллов: 1 — с эволюцией граней в $\langle m \rangle$ от острейших ромбоэдров сложных индексов к более простым, приближающимся к призме, и 2 — с эволюцией граней в $\langle m \rangle$ от призмы к острейшим ромбоэдрам в конце роста кристалла. Величина относительной линейной скорости роста C_{rz}/C_m для выделенных типов кристаллов также имеет различия, особенно на заключительной стадии роста.

Благодаря наличию зональности удается наблюдать, что при срастании кристаллов в друзовый агрегат, в участках, где грани призмы соседних кристаллов образуют входящие углы, происходит их ускоренный рост. Это зафиксировано на секториальной границе пирамид роста призмы и основного ромбоэдра резким уступом за счет уменьшения скорости роста ромбоэдра.

¹ На рис. 124 отношения мощностей нарастающих граней z и r кварца составляют величины: $a_0 : b_0 = 2$; $a_1 : b_1 = 0,75$; $a_2 : b_2 = 2,6$; $a_3 : b_3 = 1$; $a_4 : b_4 < 1$.



a

б

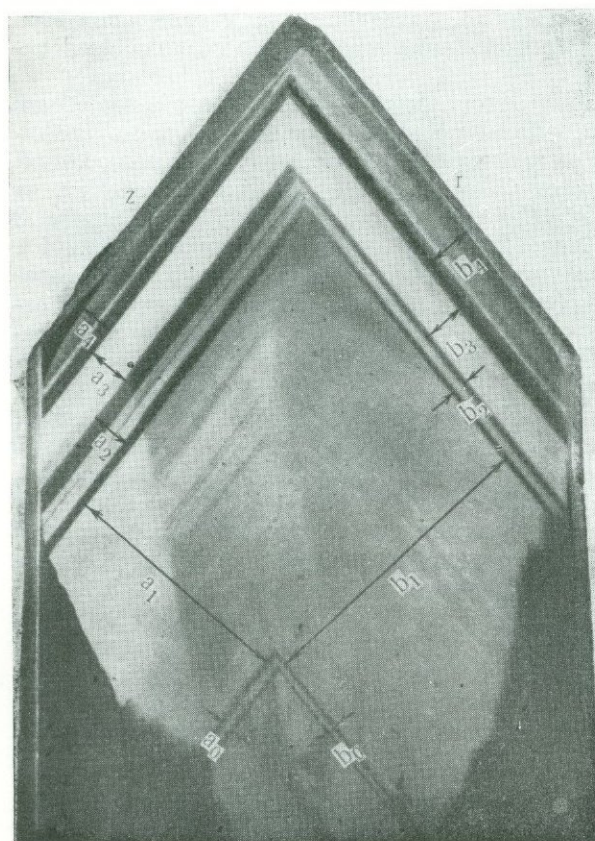


Рис. 123. Соотношение относительных скоростей роста положительного и отрицательного ромбоэдров кварца в срезах $\parallel [0001]$. Полярный Урал

a — блоковый (свиляватый) индивид, $C_{z(01\bar{1})} > C_{r(10\bar{1})}$, натур. вел.; б — возрастание анизотропии линейных скоростей роста двух ромбоэдров во время роста; в начальный момент $C_{z(01\bar{1})} \approx C_{r(10\bar{1})}$; увел. 1,6

Рис. 124. Изменение линейной скорости двух ромбоэдров в кристаллах кварца от $C_z = C_r \rightarrow C_r < C_r$ и снова $C_z > C_r$; срез $\parallel [0001]$; натур вел. Полярный Урал

Развитие друзового агрегата в процессе геометрического отбора в параллельно-шестоватый агрегат 1-го типа происходило за счет преимущественного роста благоприятно ориентированных кристаллов, а рост таких кристаллов — за счет преимущественного развития граней с наибольшей скоростью роста. Поэтому у индивидов параллельно-шестоватого агрегата практически отсутствуют пирамиды роста граней призмы.

Пример 8. Совместно кристаллизующиеся минералы пегматитов Колорадо (США) по Хайнсу (Haynes, 1959). В пегматитах широко распространены кристаллы циртолита (разновидность циркона) весом до 10 фунтов, включенные в гигантские кристаллы биотита. Кристаллы циртолита вырастают из биотита в виде идиоморфных тетрагональных головок, а внутри биотита имеется «корень» циртолита в виде ступенчатой полигональной пирамидки соответствующей интервалу одновременного роста. Принципиально соотношение биотита и циртолита аналогично схеме, приведенной на рис. 117, б. Стенки «чашечки» составляют с поверхностью (001) биотита угол в 60° , что свидетельствует об относительно большей скорости роста циртолита. В субпараллельном срастании с циртолитом находится торит, и, судя по форме индукционной поверхности совместного роста, относительная скорость циртолита больше, а относительная скорость роста и циртолита и торита выше, чем $C_{[001]}$ биотита. Таким же путем доказан относительный порядок кристаллизации флюорита, гадолинита, монацита, ксенотима и других минералов. Это дало основание для составления объективной схемы парагенезисов в пегматитовом теле, соответствующих кристаллизации от стенок к центру (рис. 126).

Сходные данные о значительно большей скорости роста монацита по отношению $C_{[001]}$ биотита в гранитных пегматитах Ильменского минералогического заповедника на Урале описал А. Г. Жабин (1960₂).

Такого рода взаимоотношения минералов в гранитных пегматитах не являются редкостью. Они позволяют сделать важные заключения не только об относительном времени кристаллизации порообразующих и редкометалльных минералов, но также и самих редкометалльных.

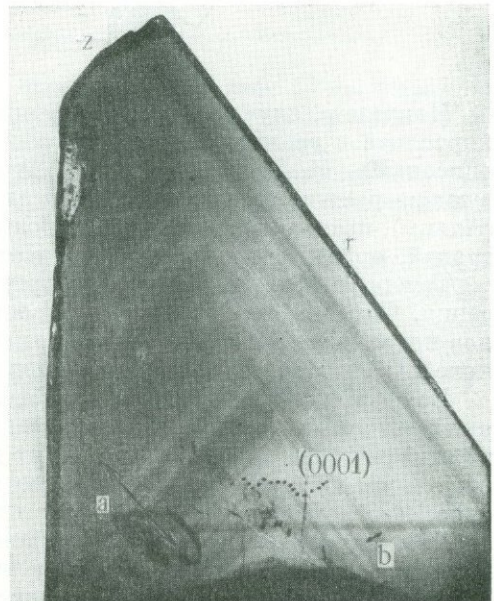


Рис. 125. Резко отличающиеся скорости роста двух ромбэдров кварца ($C_z/C_r \approx 9$), имевшие место после акта растворения его головки (0001) показано стрелкой; срез $\parallel [0001]$, увел. 2

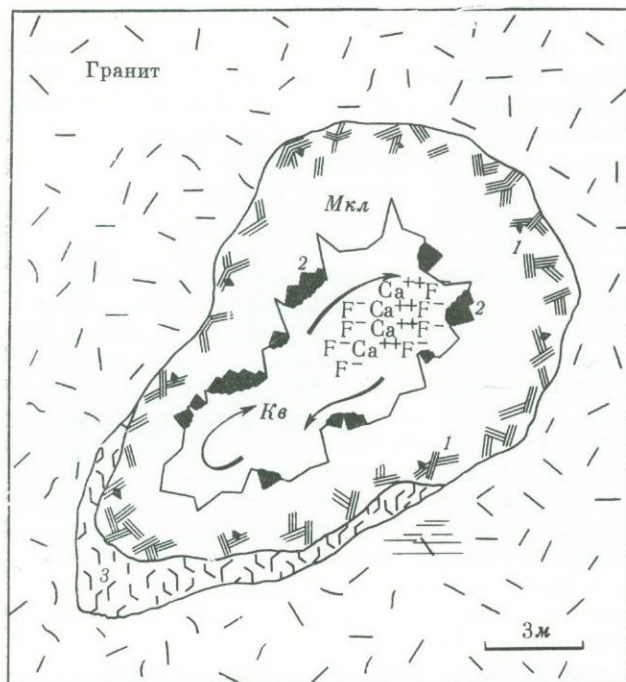
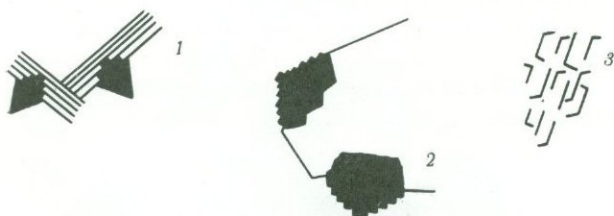


Рис. 126. Распределение минеральных парагенезисов в поперечном сечении пегматитов Платите (Колорадо, США), стрелки — гипотетические термально-конвекционные течения
 1 — гигантозернистый биотит с частично или полностью одновременно кристаллизующимся октаэдрическим флюоритом, циртолитом, торитом и фергусонитом; 2 — додекаэдры редкоземельного флюорита с интервалом одновременного роста в микроклине; 3 — графические сростания кварца и микроклина; Кв — кварц; Мк.л — микроклин



Например, случай наличия интервала одновременного роста берилла и циртолита в гранитных пегматитах месторождения «Смиловене» (Болгария) описан Ив. М. Ивановым (1963). Разнообразные иллюстрации, характеризующие рост кварца на примере жил альпийского типа в массиве Монблан (Альпы), позволяющие сделать выводы об относительной скорости роста его граней, приведены в монографии Потти (Poty, 1969).

Теперь необходимо кратко суммировать все приведенные выше наблюдения. Определения линейной скорости кристаллизации различных минералов показывают, что абсолютные значения S , их максимальные величины колеблются в очень широких пределах (табл. 7).

Если сравнить абсолютные значения линейной скорости кристаллизации различных минералов в современных процессах, то мы видим, что одни из этих величин иногда превосходят другие в 45 000 раз (кальцит — гематит). Если же принять во внимание не биогенный кальцит, а гипс неорганического происхождения, то имеем цифру 4500.

Для выяснения пределов колебаний величины S для одного и того же минерала мы располагаем данными лишь в примерах с гипсом и кальцитом. При этом данные относятся не к кристаллизации одного вещества в разных

Таблица 7
 Абсолютные значения линейной скорости кристаллизации C минералов

Минерал	Направление	C , мм/день	Процесс кристаллизации
Гипс	Ребро (111) : (111)	0,01	В донных отложениях грязевого озера из рапы
Кальцит	[0001]	0,0011	В теле белемнита, биогенное выделение из морской воды
Галит	[0001]	$n \cdot 10^{-1}$	В соляном озере из рапы
Гематит	?	50	В трещине вулкана при взаимодействии газов

условиях, а к колебаниям интересующей нас величины в различные отрезки времени роста кристаллов. Наибольшая разница в абсолютных значениях линейной скорости кристаллизации для гипса равна 7,5.

Относительные максимальные величины линейной скорости кристаллизации различных минералов, как видно из табл. 8, также изменяются в достаточно широких пределах.

Таблица 8
 Относительные значения C минералов при C кварца [0001] приравненной 1 (для хрусталоносных кварцевых жил)

Минерал	Направление	$C/C_{КВ}$
Флюорит	[100]	0,32
Гематит	[0001]	3,00
Пирит (Урал)	[100]	50,00
Пирит (Памир)	[100]	0,90

Отношение максимальных и минимальных значений C достигает 157 (флюорит — пирит уральский). При кристаллизации одного и того же минерала — пирита — в разных жилах это отношение равно 56.

Объемная скорость кристаллизации (V), условно представляемая, установлена только в относительных величинах, максимальные значения которых приводятся в табл. 9.

Аналогично линейной скорости величины V у разных минералов неодинаковы, и максимальная объемная скорость кристаллизации иногда пре-

Таблица 9
 Условные значения V минералов при V кварца, приравненной 1 (для хрусталоносных кварцевых жил)

Минерал	V	Минерал	V
Флюорит	0,013	Пирит (Урал)	1,15
Гематит	0,15	Пирит (Памир)	0,025

восходит минимальную в 88 раз (флюорит — пирит уральский). Для одного и того же минерала — пирита — в жилах Памира и Урала это число равно 46.

Варьируют и значения N . Но это особое обстоятельство, и рассмотрение его сейчас не входит в нашу задачу (Григорьев, 1959).

Отмеченные вариации C и V обусловлены индивидуальными кристаллизационными особенностями самих минералов и особенностями внешних геологических, а следовательно, и физико-химических условий кристаллизации. Наибольшие пределы абсолютных значений фиксируются для таких объектов и для таких далеко отстоящих друг от друга процессов, как биогенная кристаллизация кальцита в белемните на морском дне и генезис гематита в трещине из вулканических газов. Не столь большие, но все же весьма существенные отличия имеются при образовании разных минералов при процессах одного типа: в озерных отложениях абсолютные значения C галита превосходят C гипса в $n \cdot 10$ раз, а в кварцевых жилах относительная величина C пирита (Урал) оказывается большей, чем C флюорита приблизительно в 150 раз, а V — в 90 раз. Особенно любопытно, что для одного и того же минерала — пирита — в жилах одинакового типа отношение максимальной и минимальной величин относительно по кварцу C равно 60, а $V \approx 50$. Конечно, последние данные можно истолковывать и как перемену скорости кристаллизации самого кварца, но это означает лишь перестановку названия минерала. Правильнее всего говорить о серьезных отличиях в процессе кристаллизации в разных месторождениях как минерала-эталона, так и сопоставляемого с ним другого минерала.

Скорость кристаллизации не остается постоянной в процессе роста минералов, и вышеприведенные цифры, как отмечалось, являются усредненными.

Характер изменения неодинаков. Рассматривая годовой ход кристаллизации галита в соляном озере, можно считать¹, что вслед за началом кристаллизации весной там имело место постепенное возрастание C и V , достижение максимума летом и последующее уменьшение кристаллизации осенью и зимой до начала формирования следующей весной нового слоя соли. Влияния сезонного фактора, надо думать, сказывалось и на биогенной кристаллизации кальцита, но процесс при этом не останавливался.

В эндогенных месторождениях рассматриваемого нами жильного типа кристаллизация флюорита, гематита и пирита совместно с кварцем начиналась с максимальной относительной величины C , затем постепенно происходило некоторое замедление роста и, наконец, достигалась полная остановка. В литературе описан и обратный случай, когда у спутника кварца — сидерита — в жиле альпийского типа на Приполярном Урале имело место возрастание C , но кристаллизация вдруг заканчивалась (Корнилов, 1954). Если наши примеры рассматривать для самого кварца, то они могут свидетельствовать о постепенном увеличении C этого минерала. При этом соответственно изменялась и V всех названных минералов, заканчиваясь резким прекращением кристаллизации.

Выявленные особенности генезиса минералов в жильных месторождениях являются объективными фактами, и объяснение их надо искать во внешних влияниях на процесс кристаллизации. Как обнаружено при детальном

¹ Отложение солей в озерах может происходить за счет испарения растворителя летом, затем за счет охлаждения рапы осенью и, наконец, за счет образования растворителем фазы льда зимой (Кашкаров, 1956).

исследованиях, в жильных месторождениях конец кристаллизации одних минералов и начало выделения других, да и полное прекращение минерализации обычно совпадает с так или иначе выраженными тектоническими подвижками. Именно последние непосредственно «командуют» сменой минерализующих растворов: изменяются давление, пути движения растворов, скорости их течения и т. п. Обусловливаемый физико-химическими факторами ход кристаллизации открывается, нарушается или вдруг останавливается такими механическими явлениями.

В наших примерах проявление трещинообразования, брекчирования и дробления отчетливо зафиксировано в запылении и «присыпках», оседавших в такие моменты на верхние грани растущих кристаллов кварца. К таким моментам у нас приурочивается как начало, так и прекращение кристаллизации минералов — спутников кварца и самого кварца. А в примере с гематитом в алданских жилах отмечается, кроме того, и дробление, при котором появились кварцевые осколки, служившие затравками для третьего зарождения минерала; здесь, правда, затруднительно точно сказать, с началом или концом кристаллизации гематита совпадает проявление тектоники (интервал очень узок).

Таким образом в настоящее время имеются возможности определения как абсолютной, так и относительной линейной и объемной скорости кристаллизации минералов несколькими способами. Путем использования разных способов получены для ряда примеров количественные абсолютные и относительные данные об этой важной особенности минералообразования. Хотя результаты еще немногочисленны и имеют предварительный характер, нельзя не признать их общего значения. Они позволяют выявить широкое варьирование динамики кристаллизации в природных процессах.

Скорость роста и диаграммы последовательности кристаллизации минералов

В связи с рассмотренными данными нужно сказать, что в минералогопетрографической литературе приведено огромное количество диаграмм, иллюстрирующих представления исследователей о последовательности, а вместе с тем и скорости кристаллизации минералов. Эти диаграммы стандартны по форме и существу, хотя различаются графически, в частности тем, как обозначается масса выделившегося минерала — в виде прямоугольников и линий или в виде линз-«рыбок».

Задача этих диаграмм — суммировать наблюдения о динамике роста кристаллов. Надо сказать, что эта задача выполняется недостаточно отчетливо, без привлечения тех понятий и терминов, какие приняты для данного явления в соответствующем разделе физики. Пожалуй, наиболее подробно останавливался на этом вопросе А. Е. Ферсман, который отмечал: «Время отложения в диаграмме выражается горизонтальной линией с расширением в тех местах, на которые приходится максимальная кристаллизация» (Fersman, 1931, стр. 672). Как, однако, устанавливается ход кристаллизации и ее максимум — об этом ничего не говорится.

Естественно требовалось, чтобы интересующая нас физическая особенность минералообразования определялась путем тех или иных измерений. Однако в действительности линии на диаграммах строятся на основании либо глазомерных оценок, либо на основе некоторых других впечатлений, неясно отражающих как количество минерала, так и величину его индивидов.

	T
Алдан	
Кварц	—
Флюорит 1-й генерации	—
Флюорит 2-й генерации	—
Алдан	
Кварц 1-го зарождения	—
Кварц 2-го зарождения	—
Кварц 3-го зарождения	—
Гематит	—
Урал	
Кварц	—
Пирит	—
Памир	
Кварц	—
Пирит	—

Рис. 127. Диаграмма относительной длительности кристаллизации минералов в различных месторождениях, полученная по данным для примеров, рассмотренных в тексте

И по диаграмме последовательности минералообразования бывает трудно составить заключение о том, какие же особенности минералов, непосредственно видимые, скрываются за проведенными на ней линиями.

Что касается количественного отображения на диаграмме C и их изменяющейся в ходе процесса величины, то для этого требуются еще более детальные наблюдения; выше нам приходилось лишь качественно отмечать различные случаи изменения относительных значений C и V .

Построение критикуемых диаграмм основывается на несформулированном, однако подразумеваемомся с полной ясностью положении об идентичности объемной и линейной скорости кристаллизации всех минералов. Только на основе этого положения при построении таких диаграмм оказывается возможным по количеству минералов или по величине их индивидов, кристаллов и зерен отмечать продолжительность кристаллизации. Это представление совершенно не отвечает реальности о кристаллизационных особенностях минералов. Такая необоснованная посылка неизбежно компрометирует рассматриваемые минерагенетические построения. Останавливаться на других недостатках этих построений (ход кристаллизации и др.) по существу уже нет смысла. Все же отметим, что использование для определения длительности кристаллизации количества минерала или величины его индивидов далеко не равноценно. Это сразу становится видным из такого простого примера. Если кристаллизуется минерал в форме куба с постоянной C , то его V с ходом T будет непрерывно изменяться по закону параболы, а объем всего накапливающегося вещества будет выражаться уже кубической параболой. Наоборот, если кристаллизация пойдет с постоянной V , то это значит, что C будет непрерывно изменяться, но по обращенной параболе. Следовательно, C и V далеко не взаимозаменяемы. Вместе с тем на величину V при постоянной C сильно влияет число N . В целом можно сказать, что эти распространенные диаграммы не отражают реальных масс кристаллизующихся минералов.

Как же следует поступать в нашей науке при конструировании минерагенетических диаграмм? Понятно, что при отсутствии необходимых фактических данных по динамике кристаллизации на диаграммах могут отмечаться лишь последовательность образования и количество (по объему) минералов, а продолжительность и скорость минерализации останутся неизвестными. Если получаются данные, подобные тем, которые приво-

дятся в настоящей работе для совместно кристаллизовавшихся минералов, то устанавливается лишь относительная длительность T , представленная на рис. 127 для описанных выше четырех примеров¹.

II.2.2. НЕКОТОРЫЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ НЕРАВНОМЕРНЫЙ РОСТ ИНДИВИДОВ

В ходе «идеального» роста индивидов от нашего внимания часто ускользают многие факторы, определяющие рост индивидов. Но в некоторых случаях этот «идеальный» рост бывает нарушен — либо в связи с неравномерной скоростью роста, либо в связи с влиянием силы тяжести или кристаллических полей соседних кристаллов, и тогда на индивиде происходит запись новой генетической информации, которая является весьма ценным «ключом» для понимания природного минералообразования.

Неравномерный рост кристаллов и соответственно необычные их формы имеют место в тех случаях, когда *кристаллографически однородные элементы индивида получают неодинаковое развитие*.

Примеры такого рода уже приводились в предыдущих разделах при обсуждении анизотропии скоростей роста пирамид нарастания граней в одном индивиде.

Причин неравномерного роста кристалла много, но для удобства последующего описания их можно условно объединить в четыре группы, не являющиеся независимыми.

1. Влияние силы тяжести, точнее положения кристалла по отношению к направлению вектора гравитационного поля Земли.

2. Направление течения питающих растворов или направление диффузионных потоков.

3. Индуцирующее влияние кристаллических решеток в случае синтаксии или эпитаксии.

4. Ограниченность кристаллизационного пространства — стесненные условия роста индивида.

Влияние силы тяжести

Минералы образуются в гравитационном поле Земли. Симметрия гравитационного поля, иначе симметрия питающей среды, подверженной действию гравитационного поля (только этому действию), в каждой точке может быть выражена: $G_{\infty} \propto P$, т. е. она будет соответствовать симметрии цилиндра².

Явление искажения облика кристаллов кварца в связи с *влиянием силы тяжести при росте* впервые обнаружил Г. Г. Леммлейн (1941). Затем оно было распространено другими исследователями на ряд минералов. И. И. Шафрановский, используя идеи П. Кюри о симметрии среды, обратил внимание на то, что искажение симметрии следует правилу: «...внешняя искаженная форма кристалла сохраняет лишь те элементы симметрии, которые являются общими и для кристалла, и для питающей среды» (Шафрановский, 1954, стр. 199).

¹ Аналогичную диаграмму для упоминавшегося примера кристаллизации кварца с сидеритом см. у Н. А. Корнилова (1954) и для гранитных пегматитов Ильменских гор на Урале у А. Г. Жабина (1960₂).

² Точнее мы имеем симметрию конуса, так как векторы гравитационного поля в общем направлены к центру Земли.

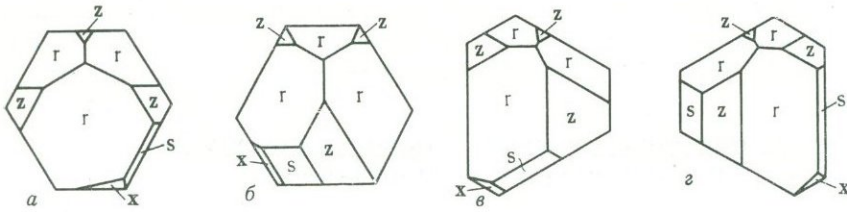


Рис. 128. Схема искажения облика кристаллов кварца в зависимости от их ориентировки относительно направления силы тяжести, по Леммлейну

у кристаллов вниз обращены: а — грань r ($10\bar{1}1$); б — грань z ($01\bar{1}1$), в — отрицательный конец оси G_3 ; г — положительный конец оси G_3 .

В полостях жил альпийского типа в Альпах, на Урале и в других районах имеет место искажение облика горизонтально расположенных кристаллов кварца. Искажение заключается, по Г. Г. Леммлейну (1941), в том, что на головке: 1) грани ромбоэдров r $\{1011\}$ и z $\{0111\}$ растут неравномерно — преимущественное развитие получают грани, расположенные снизу (замедленный рост), а верхние грани тех же ромбоэдров оказываются меньшими по величине (относительно быстрый рост); 2) грани дипирамиды s $\{1121\}$, трапецоэдра x $\{5161\}$ и других дополнительных с малой ретикулярной плотностью форм появляются не в полном числе: развиваются лишь нижние грани этих форм. Закономерность такого процесса схематически изображена на рис. 128.

Кристалл кварца (не двойник) при горизонтальной ориентировке оси G_3 может занимать относительно направления силы тяжести три разных положения.

1. Кристалл обращен книзу гранью положительного ромбоэдра r (рис. 128, а). Эта нижняя грань резко преобладает, а быстрее растущие грани z сильно отличаются по величине. Снизу могут (не обязательно) развиваться грани s и x , обычно по одной и примерно равной величины. Таким путем формируются кристаллы кварца «типа Дофинэ» или «*basoide*» по Гаюи.

2. Кристалл обращен книзу гранью отрицательного ромбоэдра (рис.

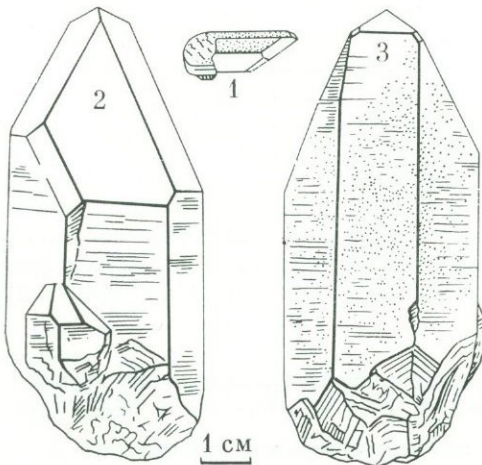


Рис. 129. Искажение облика реального кристалла кварца в жиле альпийского типа. Приполярный Урал 1 — положение кристалла в гнезде; 2 — грани, обращенные книзу; 3 — грани, обращенные вверх

128, б). Эта грань z также получает преимущественное развитие, но обычно она по величине не обгоняет нижние грани r . Дополнительные грани s и x развиваются только снизу, причем s получается довольно крупной.

3. Кристалл обращен книзу ребром призмы (рис. 128, в и г). Искажаются как грани r , так и грани z — нижние грани разрастаются, конечно, с сохранением преимущества за r . В зависимости от ориентировки концов полярной оси G_2 снизу вырастает либо одна (рис. 128, в), либо две (рис. 128, г) грани формы s ; при этом трапецоэдр x обычно представлен одной нижней гранью.

Таким образом, искажение облика кристаллов кварца получается весьма значительным. Если в первых двух случаях наблюдается некоторая симметрия (у граней ромбоэдров), совпадающая с одной из плоскостей симметрии среды, то в третьем случае резко сказывается отсутствие у кварца плоскостей симметрии.

О преимущественном развитии граней s и x на искаженных кристаллах говорит приведенная табл. 10, составленная по результатам изучения кристаллоносного погребка в жиле на Приполярном Урале.

Весьма характерная форма реальных кристаллов кварца с подобного рода искажением облика приведена на рис. 129 (по А. Е. Карякину, 1948).

Нужно подчеркнуть, что эта закономерность проявляется лишь статистически. Например, в жилах Льяльягуа в Боливии для 87% горизонтально растущих кристаллов кварца характерен преимущественный рост на головке сверху, для 4% — снизу и 9% обнаруживает неопределенное развитие (Bandy, 1942).

Таблица 10

Частота встречаемости граней дигризматической и трапецоэдрической форм на кристаллах кварца (в процентах)

Набор форм на кристаллах дополнительно к r и z	Симметрично развитые кристаллы (вертикальный рост)	Искаженные кристаллы (горизонтальный рост)
С гранями s и x	7	32
С гранями s	24	43
Без граней s или x	69	25

В кварцевой жиле с баритом и галенито-сфалеритовой минерализацией в руднике Бликлиппен в Гренландии Гроссом (Gross, 1956) также наблюдались неравномерно развитые кристаллы кварца (рис. 130). В каждой точке рассматривалось по три кристалла. Полученные результаты показаны на вертикальной проекции жилы. Видно, что быстрее росшие грани также расположены сверху с теми или иными отклонениями, что также описывал А. Л. Кукуй (1966)¹.

Дополнительно к такой картине для кварца иногда устанавливают неравномерную площадь граней призмы, что может быть рассмотрено на примере кварцевых жил в песчаниках Арканзаса (США) (Engel, 1948). В этом месторождении на горизонтально ориентированных кристаллах (рис. 131) прежде

¹ Для синтетических кристаллов кварца также отмечено, что «рост в вертикальном направлении (вверх или вниз) создает симметрично развитые грани ромбоэдров, при наклонном же положении кристаллов лучшее развитие получают грани, расположенные в нижней части» (Ушаковский и др., 1968, стр. 495).

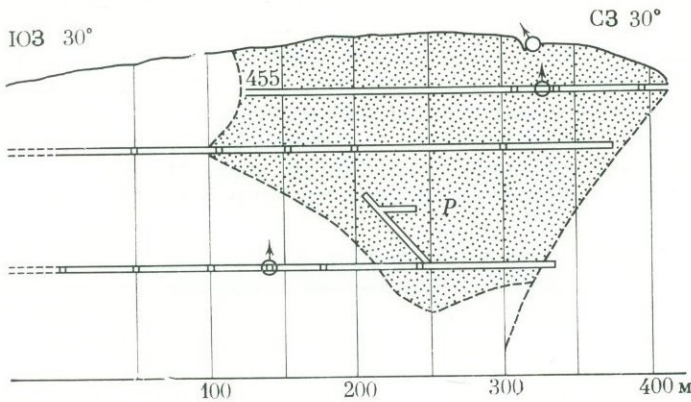


Рис. 130. Положение кристаллов кварца с искаженным обликом в руднике Бликлишен, Гренландия

Кружок — место сбора образца; стрелки — направление преимущественного роста граней ромбоэдров; *P* — руда

всего наблюдается неравномерное развитие граней головки, но зональное строение позволяет обнаружить преимущественный рост нижних граней призмы относительно верхних граней, причем нижние грани больше верхних в несколько раз. Однако в данном случае имеет место рост не самих граней призмы, а ромбоэдров, как это показали В. А. Мокиевский (1953), а также А. Н. Брызгалов и Г. В. Клещев (1970).

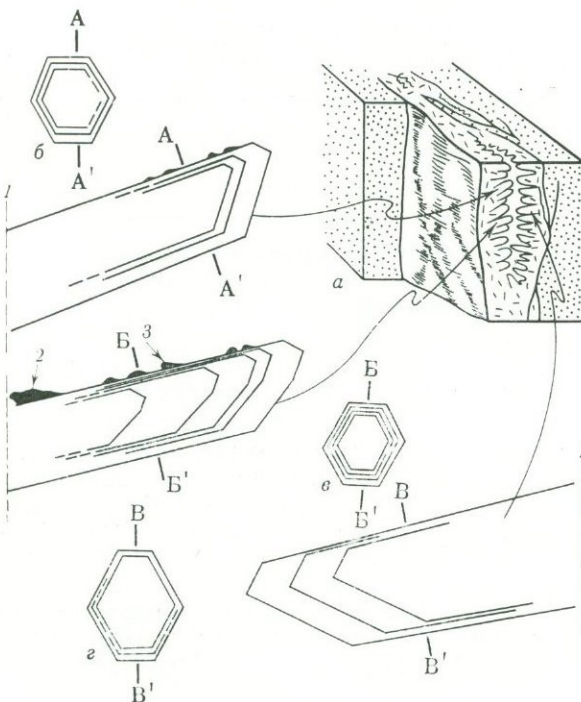


Рис. 131. Искажение облика кристаллов кварца в жилах Арканзаса (США); по зональности преимущественный рост нижних граней призмы

a — полость с кристаллами среди песчаника; *б-г* — разрезы кристаллов; *I* — направление стенки трещины; 2, 3 — наросты минералы

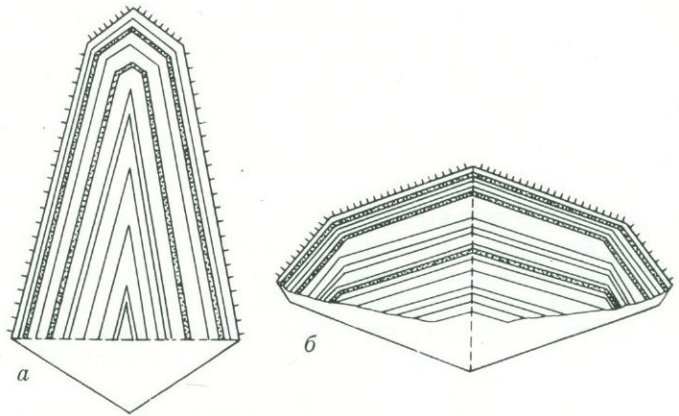


Рис. 132. Двойники кальцита с искаженным обликом. Резко преобладает зональный рост верхних граней. Гиссарский хребет

a — плоскость двойникования и срастания горизонтальна; *b* — плоскость — вертикальна

Искажение облика кристаллов, связанное с их ориентировкой относительно направления силы тяжести, было описано для кварца из других месторождений и для целого ряда минералов: брукита (Икорникова, 1948), топаза (Йогансен, Михеева, 1949), барита (Франк-Каменецкий, 1951), берилла и кальцита (Вертушков, 1958).

Какова же причина рассмотренных явлений?

Очевидно, в зависимости от положения граней относительно гравитационного поля одни грани растут быстрее, а другие медленнее, т. е. одни грани лучше снабжаются материалом для роста, чем другие. Различие это может быть связано либо с конвекционными потоками в неподвижных растворах, либо с гравитационным опусканием растворенных частиц минерального вещества. Окончательный вывод пока еще не сделан. На скорость роста может влиять засорение верхних граней осевшими частицами постороннего вещества.

Например, исследуя искажение облика брукита в жилах альпийского типа в связи с секториальным строением кристаллов, Н. Ю. Икорникова обнаружила у наклоненных кристаллов преимущественный рост верхних граней с ясно обозначенным центром начала роста в нижней части кристалла. При этом наблюдались некоторые новые факты. Обнаружено изгибание пирамид нарастания граней по направлению кверху, связанное с постепенным возрастанием скорости роста верхних граней в ходе кристаллизации минералов. Вместе с тем у брукита обнаружился для одной из форм — $t\{021\}$ — более быстрый рост боковой грани, а не верхней.

Неравномерный рост сдвойникованных кристаллов рассмотрен Г. Н. Вертушковым на примере кальцита в полостях известняков Гиссарского хребта (по коллекции Э. Н. Жуковой). Наблюдения облегчались благодаря наличию отличной зональности роста верхних граней (за счет «присыпок», падавших, естественно, сверху). Кристаллы сдвойникованы по частому у кальцита закону: двойниковая плоскость и плоскость срастания — грань первого тупейшего ромбоэдра $\delta\{01\bar{1}2\}$. При вертикальном расположении плоскости двойникового срастания (рис. 132, *b*) каждый из индивидов растет одинаково: больше своими верхними частями, чем нижними. При гори-

зонтальном же положении этой плоскости (рис. 132, *a*) весь верхний индивид по скорости роста значительно превосходит медленнее растущий нижний. По оценке Г. Н. Вертушкова, верхняя часть двойника по объемной скорости кристаллизации обгоняет нижнюю на 10—50%, иногда и в 2—3 раза.

Связанный с влиянием силы тяжести неравномерный рост кристаллов можно использовать для практических целей.

При поисках пьезооптического кварца геолог находит прежде всего кристаллы в элювиальных развалах, и по разрушенной части жилы приходится делать прогноз о ее залегании. Заключение о вертикальном или горизонтальном залегании жилы предложено делать на основании облика кристаллов. Кристаллы кварца асимметричного облика (см. рис. 128, 129) находятся обычно в крутопадающих жилах (растут на стенках в субгоризонтальной ориентировке), а симметричного облика — в горизонтальных или пологих жилах.

В. В. Буканов в ряде своих работ предложил использовать эти особенности кварца для оценки пространственной ориентировки жил, скрытой под наносами, перед проведением разведочных работ (рис. 133).

В табл. 11 суммированы все признаки кристаллов, позволяющие делать заключения о пространственной ориентировке хрусталеносного тела и соответствующим образом направлять разведочные работы.

До сих пор считалось доказанным, что те из одноименных граней кварца, которые во время роста обращены вверх, растут быстрее. Специально произведенная экспериментальная проверка этого вывода обнаружила дополнительный фактор (Балицкий и др., 1969). Оказалось, что неравномерное развитие ромбоэдров в вершинах призматических кристаллов кварца отражает не только положение индивидов по отношению к гравитационному

Рис. 133. Кристаллы кварца с признаками горизонтального положения в полости

1 — присыпки на гранях; 2 — следы растворения, *s* — грань дипирамиды, *x* — грань трапецеэдра, *m* — плоскость видимой симметрии

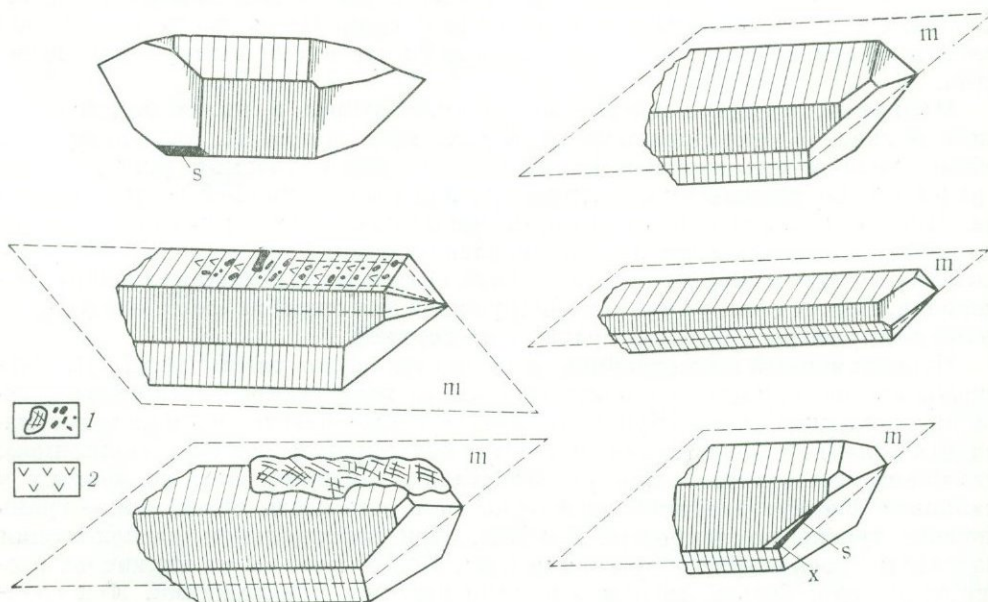


Таблица 11

Признаки ориентировки кристаллов кварца в хрусталоносных гнездах *

Признаки	Рост в вертикальном положении	Рост в горизонтальном положении
1. Видимая симметрия кристаллов		
а) одноглавых	3 <i>m</i> , 6 <i>m</i>	<i>m</i> , 1
б) двуглавых	3 <i>m</i> , 6/ <i>m</i> <i>m m</i> Видимая тригональная либо гексагональная симметрия	<i>m</i> , <i>mm</i> 2, 2/ <i>m</i> , 1 Одна (вертикальная) плоскость видимой симметрии при видимом отсутствии тройной оси
2. Габитус кристаллов	Относительно более длиннопризматический за счет лучшего питания головки	Относительно менее длиннопризматический
3. Развитие граней основных форм	Грани ромбоэдров и призмы развиты равномерно	Грани ромбоэдров и призмы, обращенные вниз, развиты значительно больше, чем верхние грани, при этом возможны четыре случая строения головки кристалла в зависимости от расположения его в полости (см. рис. 428)
4. Развитие дополнительных граней (дипирамиды и трапецоэдра)	Встречаются редко	Развиваются в неполном количестве, только с нижней стороны кристалла
5. Распределение присыпок на гранях	Присыпки распределяются равномерно	Присыпки распределяются только с верхней стороны кристалла, выполняя роль минералогических уровней и отвесов
6. Распределение зон роста в фантом-кристаллах	Зоны роста повторяют очертания всех граней ромбоэдров	Зоны роста располагаются только под двумя-тремя верхними гранями кристалла
7. Интенсивность растворения граней	Примерно одинаковая	Верхние грани растворяются значительно интенсивнее нижних

* Составлена по материалам Леммлейна, 1941; Григорьева, 1946, 1947, 1951; Карякина, 1948; Вертушкова, 1958; Кукуя, 1966.

полю земли, но и величину *пересыщения* растворов кремнеземом. Последний фактор определяет абсолютные и относительные скорости роста различных граней. «Кристаллы кварца растут в любом положении в пространстве без искажения вершин, если скорости роста $\{01\bar{1}1\}$ и $\{10\bar{1}1\}$ близки между собой или стремятся к нулю. Это достигается при чрезвычайно низких пересыщениях раствора кремнеземом. В природе подобные условия реализуются либо в весьма низкотемпературных процессах... либо... в спокойных тектонических условиях» (Балицкий и др., 1969, стр. 91).

Влияние направленного поступления вещества

Только в идеале поступление питающего вещества для роста индивида может происходить изотропно, т. е. с одинаковой интенсивностью со всех сторон, реальное же питание анизотропно. Такое поступление питающего вещества является следствием нескольких причин: а) направленного течения раствора, содержащего основной компонент (инfiltrация); б) направленной диффузии компонентов в неподвижном растворе; в) проявлением конвекционных токов; г) геометрическими ограничениями того конкретного места, в котором растет исследуемый индивид; д) действием гравитационных сил.

Неправильно говорить лишь о «течении растворов». В физическом отношении анизотропия питания может иметь место не только в результате течения гидротермального раствора, но вообще по причине того, что в каком-то направлении за единицу времени поступает вещества больше, чем в другом. Поэтому нужно иметь в виду, что речь идет о признаках *направленного (анизотропного) поступления вещества, питающего кристалл*, а происходит ли это при диффузии вещества в неподвижном растворе (или другой среде) или при течении раствора — это вопрос другой, требующий своих признаков. [Признаки отличия инфильтрации от диффузии приведены Д. С. Коржинским (1952) и интересно использованы В. А. Жариковым (1959) на примере пироксена в скарнах.] В публикациях эти два обстоятельства обычно не различаются, что приводит к подмене разных понятий.

Неравномерный рост кристаллов уже не раз пытались использовать для определения течения минерализующих растворов, когда обращалось внимание на преимущественный рост некоторых из граней. Так, основываясь на указаниях Ньюхауза, Стойбер (Staiber, 1946), исследовал искаженные кристаллы галенита в гидротермальных свинцово-цинковых месторождениях района Пичер в Оклахоме и Канзасе (США). Он наметил горизонтальную составляющую путей движения растворов от известного разлома Миами (ось которого проходит с ВСВ на ЗЮЗ). По одну сторону растворы растекались с северою направлений З — Ю — В.

Гросс (Gross, 1956) по неравномерному росту кристаллов кварца и другим признакам определял направление течения растворов в жиле рудника Бликлиппен в Гренландии. Однако нам пришлось обратить внимание на то, что и здесь проявлялось влияние силы тяжести, а не течения растворов и что при более последовательном использовании такого рода искажения облика для исследованного гидротермального месторождения авторы должны были бы прийти к внешне парадоксальному выводу о течении растворов в некоторых местах сверху вниз (Григорьев, 1947₁). Здесь не рассмотрен другой затронутый В. Г. Ньюхаузом и Р. Э. Стойбером признак — одностороннее нарастание одних минералов на другие. Обычное нарастание наблюдается сверху («нормальные минералогические уровни и отвесы»), что связывается с оседанием зародышей в растворах, как это описывалось у нас на предыдущих страницах. Правда, есть описания нарастаний минералов снизу (Hosking, 1954), но и здесь требуются дополнительные наблюдения. Есть и другие подходы к определению течения минерализующих растворов (Smith, 1954).

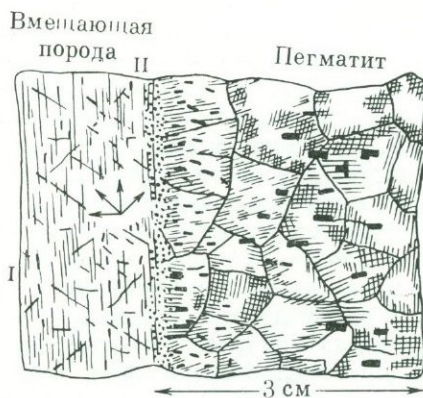
Подобного рода наблюдения скорее всего можно использовать в качестве «*минералогических отвесов и уровней*» для решения вопроса о том, находятся ли минералы в своем первоначальном положении, как во время роста, или они были выведены из этого положения теми или иными силами (Григорьев, 1948₃, 1949₅). Следует отметить, что В. С. Кормилицын (1951) и А. А. Иванова (Кормилицын, Иванова, 1959) приводили другие признаки движения растворов снизу.

Зависимость искажения форм кристаллов от направления движения растворов обсуждается в работах Ч. Д. Джафарова (1964, 1966). В некоторых из последних работ (Джафаров Ч. Д., 1964, 1966, 1967; Онищина и др., 1969; Письменный, 1970) авторы предлагают определять направление движения растворов по распределению бугорков роста (вициналей) на гранях кристалла.

Пример неравномерного роста граната из скарнов Питкьяранты (Южная Карелия) описан Е. Б. Трейвусом (1959). Кристаллы покрыты преимущественно гранями тетрагонтриоктаэдра. Грани, прилегающие к L_4 , развиты

Рис. 134. Распределение и ориентировка турмалина на контакте пегматитовой жилы и вмещающих пород

I и *II* — системы трещин отдельности; стрелки — предполагаемые направления поступления железа и бора при кристаллизации турмалина во вмещающих породах



слабее других. В итоге кристалл приобретает дипирамидальный облик. Предполагается, что это обусловлено тем, что направление L_4 гранатов совпадало с направлением поступления питающего раствора.

В некоторых пегматитовых жилах натрово-литиевого типа наблюдаются, по А. Б. Наливкину (1955), особенности генезиса метакристаллов турмалина (шерла). В жиле индивиды турмалина ориентированы удлинением перпендикулярно плоскости контакта, а во вмещающих породах экзоконтакта турмалин расположен удлинением в плоскостях трещин отдельности или сланцеватости, где иногда встречаются турмалиновые солнца (рис. 134).

В турмалине отчетливо выражена зональность окраски кристаллов, которая позволяет обнаруживать неравномерный рост кристаллов. Различие в мощности одинаковых зон наблюдается прежде всего в продольных разрезах турмалина, но это не может служить доказательством преимущественного роста навстречу поступлению питающего материала, так как турмалин гемиморфен, почему даже при равномерном питании аналогичный и антилогичный концы его оси могут расти с неодинаковой скоростью (ср. Нёмес, 1955). Поэтому интерес представляют только поперечные срезы.

В турмалинах некоторые кристаллы обнаруживают грани как простых, так и сложных символов. На рис. 135 по зональности ясно виден неравномер-

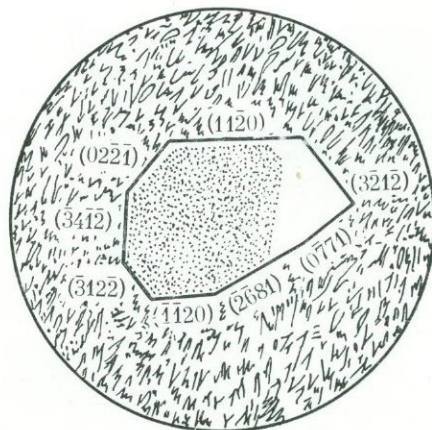


Рис. 135. Преимущественный рост граней турмалина с одной стороны; сечение, близкое к $\perp [0001]$, увел. 3,5

ный рост с появлением новых форм. Кристаллы имеют округлые формы лишь с некоторыми плоскими участками (см. рис. 135), но более сложную зональность. Весьма любопытно, что здесь был момент, когда можно было отметить не преимущественный рост в одном направлении, а кристаллизацию, имеющую место *только с одной стороны*. Используя подобную анизотропию роста, А. Б. Наливкин пришел к выводу, что в изученном им примере поступление вещества для роста турмалина во вмещающих породах происходило от контакта с пегматитовой жилой.

В других условиях неравномерного роста метакристаллы приобретают форму «желоба», которая в поперечных разрезах дает подковообразные срезы. Явление это на примере берилла подмечено И. Я. Дядькиной.

В одном из месторождений Средней Азии метасоматически развивающийся берилл приурочен к зонам трещиноватости в пегматитовых жилах, и для его кристаллов характерна в той или иной мере выраженная желобчатая форма (рис. 136). С внешней стороны желобчатые кристаллы покрыты нормальными плоскими гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$, а внутри «желоба» мы находим как бы изогнутую поверхность, которая в действительности представлена узкими полосками граней той же призмы $\{10\bar{1}0\}$. В поперечных разрезах таких кристаллов получаются подковообразные формы в разном развитии.

Предполагается, что желобчатые кристаллы берилла, образующиеся в трещинах, растут неравномерно в связи с течением растворов, вытесняя или замещая окружающие минералы. Рост происходит преимущественно со стороны притока раствора, а также с боков, омываемых раствором, и затрудняется с тыльной стороны, куда растворы доходят уже обедненными минеральным веществом и образуют «тени». На рис. 137 представлена схема зарождения кристалла берилла среди зернистого агрегата пегматитовых минералов и его последовательного роста с односторонним питанием вплоть до формирования кристалла — нормального выпуклого многогранника, уже со всех сторон покрытого гранями призмы. Схема роста берилла показывает механизм захвата кристаллом включений остатков окружающих минералов, столь характерных для метасоматических образований.

Интересное в научном и практическом отношении исследование по выяснению направления течения растворов выполнил Ловеринг (Lovering, 1966). Им были выбраны два рудных района с широким развитием гидротермаль-

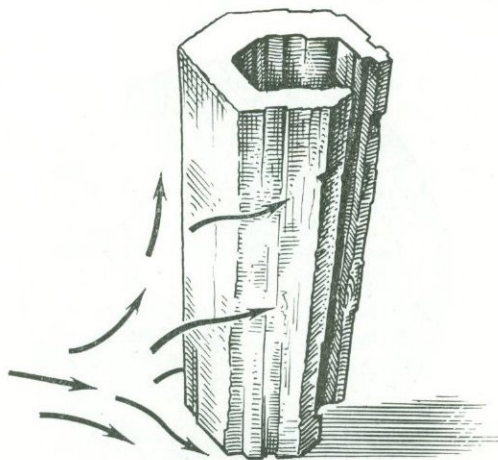


Рис. 136. Кристалл берилла в форме пустотелого «желоба», образующийся при метасоматическом росте

Стрелки — направление преимущественного поступления питающего вещества

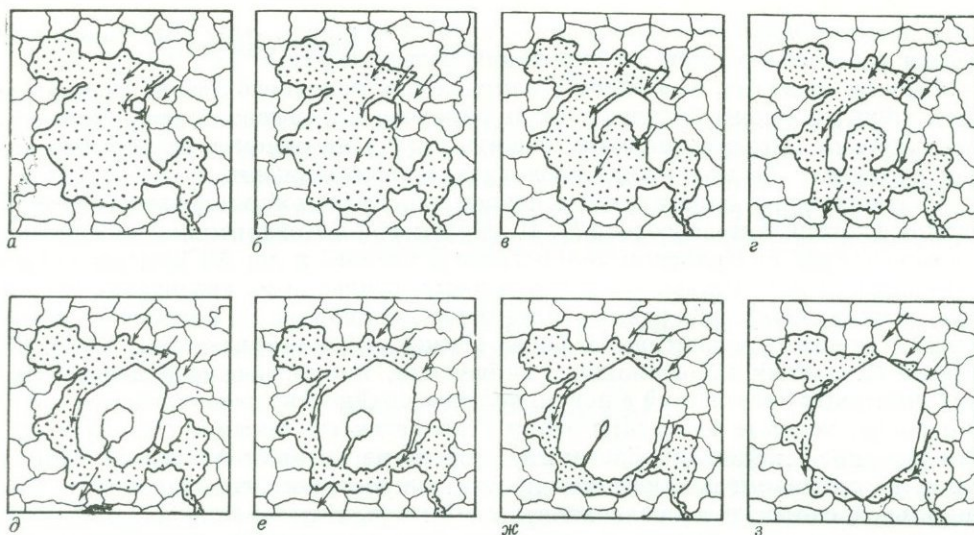


Рис. 137. Стадии а — з роста берилла и образование на средних стадиях пустотелых кристаллов среди минералов пегматитовой жилы (схема)

Стрелки — направление преимущественного поступления питающего вещества

ных железистых кварцитов (джаспероидов) — район Гилман в Колорадо и район Тинтик в Юте (США). Измерялась ориентировка в пространстве асимметричных зон в индивидах кварца из джаспероидов в разрезах нормальных оси *C*. Предполагалось, что относительно более широкие зоны ориентированы навстречу преобладающему потоку в соответствии с выводами экспериментов (Newhouse, 1938, 1941). Замеры наносились на обычные пероструктурные диаграммы. Векторы анализировались математически. Кварциты района Гилман обнаружили более простую картину распределения этих векторов, что находится в связи с несложным геологическим строением: потоки расходились под прямым углом к главному направлению движения раствора, производившего окварцевание. В районе Тинтик результирующая всех векторов указала на движение вниз от зоны окварцевания прямо к главному рудному

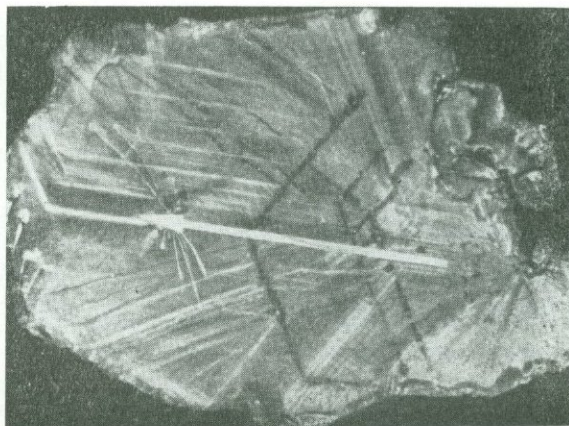


Рис. 138. Дислокационные узоры на поверхностях спайности кристалла флогопита из Ковдорского месторождения (Кольский полуостров)

Стрелка — направление преимущественного роста пластин; хорошо видна резкая асимметрия роста, уменьш. 2

телу джаспероидов месторождения «Тинтик Стандарт». Этот вывод предполагается использовать при планировании разведки руд.

Вполне очевидно, что вывод о направлении основного потока можно сделать лишь на основе большого числа замеров, т. е. вывод должен быть *статистическим*. Поэтому попытки решить задачу на одном-двух плоских срезах индивидов не могут считаться удовлетворительными.

Статистическое определение векторов максимальной скорости роста кристаллов флогопита произведено Н. И. Красновой в Ковдорском флогопитовом месторождении на Кольском полуострове (Краснова и др., 1970). Определение направлений максимальной скорости роста основано на своеобразных узорах, возникающих на спайных поверхностях индивидов флогопита, специально изученных и описанных ранее (Римская-Корсакова и др., 1967). Точечные скопления газовой-жидких включений, приуроченные к пересечению осей винтовых дислокаций с поверхностями спайности, располагаются вдоль зон роста, которые благодаря этому становятся «видимыми» (рис. 138). На каждом сколе индивидов флогопита, многие из которых оказались тройниками, на спайности наблюдались проекции пространственного вектора максимальной скорости на поверхность спайности, и несколько параллельных сколов позволяли определить истинное пространственное положение этого вектора. Измерение 3000 подобных векторов непосредственно в подземных горных выработках позволило выявить механизм роста пегматоидных флогопитовых гнезд и жилородных тел: кристаллы слюды растут в них от стенок внутрь, как это характерно для друзовых агрегатов.

В заключение необходимо еще раз акцентировать внимание минералогов на возможности неравномерного роста кристаллов вследствие *направленной диффузии вещества в неподвижном растворе*. Причин подобной направленной диффузии может быть несколько, но наиболее распространенной является сам факт кристаллизации в какой-то части пространства минерала. Выделение из раствора твердой фазы — минерала — создает градиент концентрации, а он обуславливает возникновение направленного диффузионного потока в растворе, который сам по себе может быть неподвижным, застойным.

Поэтому при попытках установить суммарное направление течения минералообразующих растворов в месторождениях необходимо прежде всего получить данные более общего геолого-геохимического характера, т. е. наличие продольного зонального строения рудного тела, зональности околожильных пород, общего направления падения температур кристаллизации минералов и т. п. Только на фоне этих данных могут иметь практический смысл определения направления неравномерного подтока вещества к индивидам в каких-то отдельных точках пространства внутри рудных тел.

Обсуждая неравномерность роста индивидов, обусловленную неравномерным подтоком вещества к различным частям индивидов, нужно учитывать также возможность *имитации* некоторых из упоминавшихся выше признаков. Например, избирательная адсорбция каких-либо веществ часто приводит к резкому изменению скорости роста разных граней, а это в свою очередь отражается на внутреннем строении и на габитусе вырастающих индивидов. Примером может быть пластинчатый кварц из кварцевых альпийских жил Ла Гардэт в Изере, Франция (Poty, 1968). Скорость роста в этом случае регулировалась анизотропной адсорбцией Al и Li на растущей плоскости положительного и отрицательного ромбоэдров.

Индущирующее влияние кристаллических структур: синтаксия и эпитакия¹

Эпитакия — закономерное кристаллохимически обусловленное нарастание минералов друг на друга. Ниже используются также вариации этого термина — «эндотаксия» и «автоэпитакия» (Палатник, Папилов, 1964), означающие соответственно ориентированное выделение одного минерала в объеме другого и ориентированное нарастание минерала на монокристаллы того же минерального вида.

Формальным признаком эпитакии является наличие определенного закона срастания, который может быть записан в виде выражения, указывающего на взаимную параллельность граней (сетки) и ребер (ряды) срастающихся минералов:

$$(h_1k_1l_1) [p_1q_1r_1] \parallel (h_2k_2l_2) [p_2q_2r_2]. \quad (1)$$

Особо подчеркивая кристаллохимически обусловленный характер эпитакических срастаний, В. А. Франк-Каменецкий (1964) отмечает, что закономерная взаимная ориентировка минералов в сростках может иметь неэпитакическую природу и быть обусловлена: 1) геометрическим отбором, 2) механическим воздействием, 3) заполнением нарушений в кристалле (?), 4) кристаллизацией на пассивной подложке (в среде с резко анизотропным распределением питающего вещества), 5) кристаллизацией на заряженной подложке. На этом основании В. А. Франк-Каменецкий считает, что закономерная ориентировка не может служить критерием эпитакии.

Однако в перечисленных случаях² предельная упорядоченность приводит лишь к образованию осевой текстуры:

	Подложка матрица	Нарастающий минерал включения	
или	$(h_2k_2l_2)$	\parallel	$(h_1k_1l_1)$
	$[^2h_2k_2l_2]$	\parallel	$[h_1k_1l_1]$

(2)

в то время как азимутальная ориентировка минералов в плоскости срастания остается случайной. Учитывая, что пока неизвестно ни одного примера полностью закономерных срастаний неэпитакического типа, можно считать наличие определенного закона срастания надежным критерием эпитакии.

В эпитакических срастаниях удается, как правило, установить определенное кристаллохимическое сходство срастающихся минералов между собой. В этом отношении эпитакия обнаруживает некоторую аналогию с изоморфизмом, однако эпитакические включения в отличие от изоморфных примесей имеют фазовые границы, и для эпитакии бывает достаточно лишь двумерного или даже одномерного геометрического подобия решеток срастающихся минералов, а их химическое родство не является обязательным (Франк-Каменецкий, 1964).

Многочисленные попытки объяснения эпитакии относятся к категории феноменологических гипотез, поэтому ограничения, накладываемые на эпитакию со стороны кристаллохимии, не могут быть точно сформулированы. Точно так же нельзя предсказать с абсолютной достоверностью новые эпитакические пары и законы срастания для них. Тем не менее накопленный фактический материал позволил обнаружить ряд эмпирических закономер-

¹ Раздел написан Р. А. Амосовым.

² К ним следует добавить возникновение закономерной ориентировки при оседании уплощенных кристаллов на монокристалльную подложку под действием силы тяжести.

ностей, в большинстве случаев подтверждающихся. Наиболее важные из этих закономерностей следующие.

1. При эпитаксии совпадают важные (с высокой ретикулярной плотностью) сетки срастающихся минералов.

2. В совпадающих сетках имеет место параллельность плотноупакованных атомных рядов.

3. Совпадающие атомные ряды имеют близкие периоды повторяемости. Степень размерного соответствия влияет на частоту появления эпитаксических сростаний (Янулов, 1948).

4. Эпитаксии благоприятствует наличие в совпадающих сетках общего иона.

5. При эпитаксии проявляется тенденция к достижению максимально возможной симметрии межзерновых границ (Чащинов, Мокиевский, 1971).

Ниже приведены списки эпитаксических сростаний для галенита, полевого шпата и рутила (по Vultee, 1951). При ознакомлении с этими списками нетрудно заметить, что в природе наиболее распространены такие эпитаксические пары, в которых оба минерала относятся к одному классу химических соединений. В первую очередь это, несомненно, объясняется известной общностью происхождения минералов одного класса.

Галенит	Ковеллин, блеклая руда, полибазит, галеновисмутит, геокронит, шапбахит, матильдит, джемсонит, халькозин, халькопирит, лаурионит, пирротин, марказит, миллерит, полибазит, пираргирит, пирит, тетрадимит, пирморфит, ульманнит, самородный висмут, висмутин, сфалерит, караколит, когуннит, фосгенит
Полевой шпат	Авгит, амфибол, берилл, слюда, гематит, нефелин, кварц, турмалин, скаполит
Рутил	Анагаз, брукит, хлорит, хромит, слюда, гранат, гематит, ильменит, корунд, магнетит

Принадлежность минералов к одному классу химических соединений одновременно является предпосылкой их кристаллохимического сходства и геометрического подобия. Так, основной строительной единицей решетки силикатов является кремнекислородный тетраэдр, размер которого в разных структурах практически не меняется, а в основе структуры большинства сульфидов лежит плотнейшая или близкая к таковой упаковка анионов серы (Белов, 1947). Естественно, что в сростаниях сульфидов с сульфидами и силикатами с силикатами легко выполняются требования, соответствующие названным выше основным закономерностям эпитаксии.

Однако известен ряд «экзотических» сростаний окислов с сульфидами, сульфидов с галогенидами и самородными элементами и т. д. Эти факты в совокупности с результатами работ по искусственной эпитаксии позволяют считать, что существует принципиальная возможность проявления эпитаксии между любыми минералами при создании благоприятных для ее осуществления условий. Но поскольку в процессах природного минералообразования возможны не любые, а достаточно определенные условия, следует ожидать, что количество существующих в природе эпитаксических сростаний ограничено, как ограничено и число минеральных видов, и что оно значительно меньше числа сочетаний по два из числа известных минеральных видов.

В последней сводной работе по природной эпитаксии — каталоге минеральных сростаний Фульте (Vultee, 1951) приведено около 350 примеров эпитаксии¹. После выхода в свет этой сводки описано несколько десятков

¹ Некоторые из них нуждаются в проверке.

новых примеров. Таким образом, общее количество известных в настоящее время эпитаксических сростаний составляет около 400. Однако нет сомнения в том, что большая их часть еще не открыта, и в действительности явление эпитаксии распространено в природных минеральных образованиях гораздо шире, чем известно сейчас. Надеяться на это позволяет и то обстоятельство, что в изучении природной эпитаксии еще не кончился «визуальный» этап: излюбленным объектом являются сростки, в которых ориентировка минералов может быть определена макроскопически; массовые рентгеновские исследования сростаний малого размера появились в сравнительно недавнее время, в основном в связи с работами сотрудников кафедры кристаллографии Ленинградского государственного университета; работы на электронно-микроскопическом уровне пока исчисляются единицами (Доломанова и др. 1971; Боярская и др., 1972).

Традиционным приемом изучения эпитаксии являются электронно-микроскопические и электронно-графические исследования ранних стадий искусственно вызванной кристаллизации, интенсивно развивающиеся в области синтеза минерального сырья, в металловедении и т. д. На природных объектах наблюдения такого рода невозможны. Содержание работ по природной эпитаксии нередко ограничивается установлением закона сростания и топохимического соответствия. Хотя принципиально возможно использование получаемых таким образом данных для построения теории эпитаксии, для минералогии, в особенности в онтогенетическом аспекте, значительно больший интерес представляют другие вопросы, а именно взаимовлияние минералов в эпитаксических сростках, каталитическое влияние эпитаксических подложек на зарождение минералов, использование эпитаксических сростаний в качестве индикаторов условий минералообразования и изучение эпитаксических включений в минералах как формы нахождения примесей (Франк-Каменецкий, 1964).

Эпитаксия проявляется во всех процессах минералообразования — от магматических до гипергенных. Эпитаксические сростания возникают при фазовых превращениях, одновременном совместном росте минералов, псевдоморфизации и т. д., поэтому эпитаксия не может служить критерием относительного времени образования минералов (Шафрановский и др., 1962).

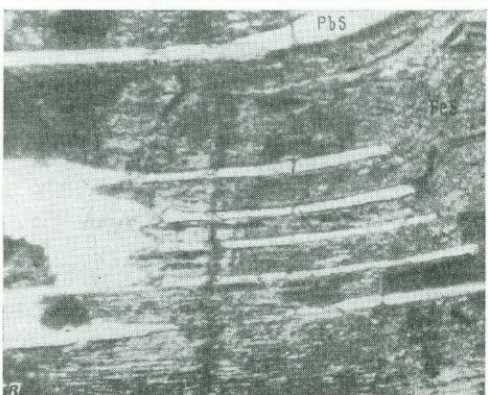
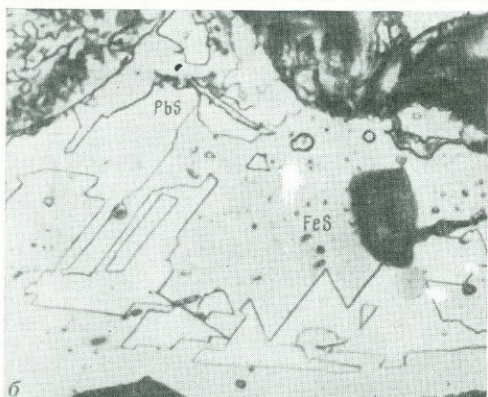
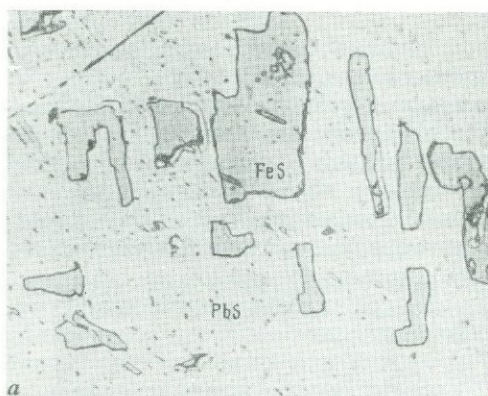
Соотношения между минералами при эпитаксии таковы, что один минерал (подложка) растет первым, а другой зарождается на его поверхности или в объеме. При этом подложка активно влияет на нарастающий минерал.

В эпитаксических сростаниях часто обращает на себя внимание необычный облик минералов. Искажение облика выражается в уплощении нарастающих кристаллов параллельно подложке или в образовании вытянутых индивидов минералов, обладающих при нормальном развитии изометричной формой.

Искажение облика минералов при эпитаксии в общей форме объясняется тем, что входящий угол между поверхностью минерала — подложки и гранью нарастающего минерала снижает работу образования кристаллических зародышей (Каишев, 1950) и является местом преимущественного присоединения кристаллообразующих частиц (эпитаксический сросток можно рассматривать как двойник, индивиды которого представлены разными минералами). Это объяснение не является универсальным, и в ряде случаев для понимания причин искажения облика минералов при эпитаксии приходится привлекать дополнительные представления.

Многokrратно высказывалось мнение, согласно которому на форму нарастающих индивидов влияет характер структурного соответствия совпадаю-

щих сеток: в случае хорошего двумерного подобия развиваются изометричные кристаллы или пленки, при одномерном подобии — иглы, проволоки и т. п., причем направление вытянутости последних определяется ориентировкой совпадающих плотноупакованных атомных рядов в структурах срастающихся минералов (Neuhaus, 1951; Hartman, 1953; Палатник и Папилов, 1964). Позднее И. Бонев (1968) заметил, что направление сильных связей в подложке влияет на морфологию нарастающих кристаллов лишь в том случае, когда это направление выражено в виде штриховки; кристаллы второй фазы зарождаются в углах ступеней и разрастаются вдоль них.



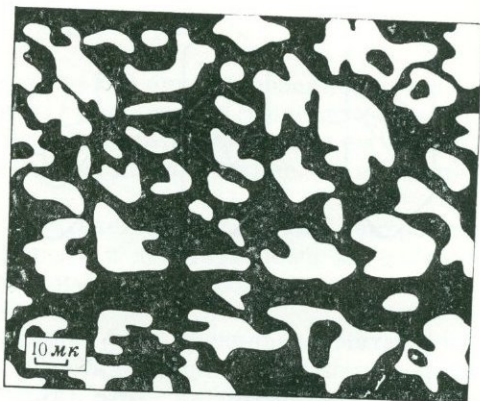
Можно показать, что решающее значение имеет сам факт наличия ступеней, независимо от их происхождения и от того, совпадают ли они с плотноупакованными рядами в структуре подложки или нарастающего минерала. На рис. 139 показаны эпитаксиальные нарастания галенита на пирротине, представленные пленками толщиной 2—5 мк. На гладкой подложке очертания галенитовых пленок изометричны и определяются симметрией соответствующих сеток в структуре галенита или внутренней неоднородностью подложки (рис. 139, а, б). На иштрихованной подложке пленки имеют вид лент (рис. 139, в), вытянутых вдоль штриховки, причем направление вытянутости *монокристалльных* лент является в рассматриваемом случае иррациональным и для подложки и для нарастающей фазы.

В рассмотренных примерах в плоскости срастания располагались одновременно два или три направления сильных связей нарастающего минерала (галенита). Если в плоскости срастания лежит лишь одно направление сильных связей, обычно наблюдается образование индивидов,

Рис. 139. Ориентированные нарастания галенита (PbS) на пирротине (FeS); препараты представляют собой выколотые по (0001) пластинки пирротина с покрывающими их пленками галенита толщиной 2—5 мк. Месторождение Дарасун, Забайкалье, аншлифы

а — галенит, ориентированный по (100) на гладкой подложке, увел. 500; б — то же, ориентированный по (111) на гладкой подложке, увел. 500; в — то же, ориентированный по (100) на иштрихованной подложке, увел. 600

Рис. 140. Ориентированное нарастание самородного золота на $(10\bar{1}0)$ кварца. зарисовка. Месторождение Карашохо



вытянутых в этом направлении, независимо от того, совпадает ли оно с плотноупакованными рядами в подложке. Подобные примеры описаны ранее для нарастаний галенита на сфалерите, тетраэдрита на пирите, тетраэдрита на галените, пирита на пирротине (Бонев, 1968).

Образование сильно уплощенных нарастаний (в предельном развитии — пленок) может быть результатом параллельного срастания множества более или менее изометричных индивидов на монокристалльной подложке. Так, при изучении образцов из месторождения Карашохо (коллекция В. Ф. Гуреева) автору удалось обнаружить, что кажущиеся однородными пленки самородного золота, нарастающие на грани $(10\bar{1}0)$ кристаллов кварца, в действительности дискретны и состоят из отдельных частиц, плотность которых достигает 10^6 см^{-2} (рис. 140). Такая многозародышевая кристаллизация, вероятно, объясняется тем, что энергии присоединения при эпитаксии и автоэпитаксии для данных минералов близки.

Известно, что чистота подложки решающим образом влияет на эпитаксию; после некоторого перерыва в росте, поверхность минерала в результате «отравления» активных центров становится непригодной даже для автоэпитаксического зарождения. В связи с этим хотя одновременный рост минералов не является обязательным условием эпитаксии, эти явления часто сопутствуют друг другу.

В частном случае, при одновременном росте подложки и нарастающей фазы, искажение облика нарастающих кристаллов (уплощение) может быть связано с анизотропным распределением питающего вещества у поверхности подложки. При низком ($\ll 1$) коэффициенте распределения примеси (под примесью подразумевается компонент, идущий на образование нарастающей фазы) между подложкой и раствором концентрация примеси в дворике кристаллизации над подложкой будет выше, чем над нарастающими кристаллами. Описанная анизотропия распределения примеси в растворе благоприятствует многозародышевой кристаллизации нарастающей фазы.

Наконец, широко известен пример искажения облика при эпитаксии пирохлора на бадделите, описанный Н. З. Евзиковой (1960). Нарастая на пластинки бадделита, первоначально изометричные кристаллы пирохлора становятся удлиненными в результате «наследования» формы от подложки (рис. 141).

Таким образом, искажение минералов при эпитаксии в конкретных случаях может быть связано с факторами: 1) рельефом подложки; 2) ростом в направлении сильных связей, лежащем в плоскости подложки; 3) многозаро-

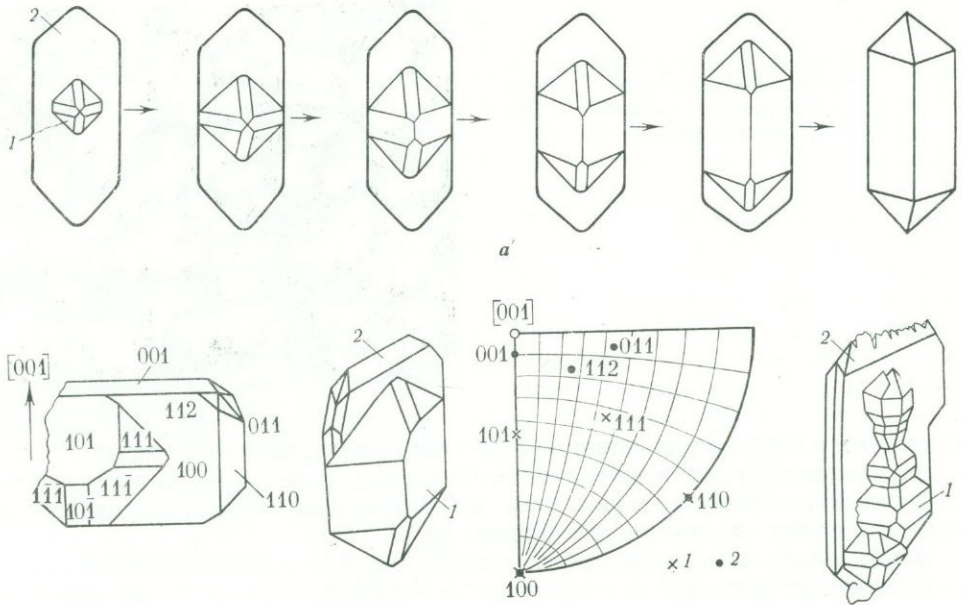


Рис. 141. Схема (а) последовательного преобразования габитуса пирохлора (1) при росте его на одиночной ориентированной по [010] пластине бадделейта (2) в эпитаксической ориентировке. Стереографическая проекция и зарисовки (б) эпитаксичных сростков пирохлора (1) с бадделейтом (2), по Н. З. Евзиковой

дышевой кристаллизацией; 4) анизотропным распределением вещества в плоскости подложки; 5) унаследованием формы от подложки.

Влияние эпитаксии на кристаллизацию не ограничивается искажением облика срастающихся минералов, но выражается также в смещении полей устойчивости, присутствующих в системе фаз и эпитаксическом полиморфизме. Так Шульц обнаружил, что галоиды щелочных металлов, имеющие структуру типа NaCl, кристаллизуясь в закономерной ориентировке на солях со структурой LiF, образуют в нормальных условиях полиморфные модификации со структурой подложки, т. е. со структурой типа LiF.

Большой интерес представляет влияние «эпитаксической» подложки на зарождение второй фазы, обусловленное тем, что работа образования кристаллических зародышей на анизотропной подложке снижается, если подложка и нарастающая фаза частично изоморфны между собой, по терминологии Нейгауза (Neuhaus, 1952), и между ними имеет место эпитаксия. В результате наблюдается снижение критического пересыщения (переохлаждения) и избирательная кристаллизация на «эпитаксических» подложках — своего рода принудительная кристаллизация.

Эффект каталитического влияния эпитаксии на зарождение кристаллов широко известен и находит широкое разнообразное практическое применение. Он, несомненно, проявляется и в процессах природного минералообразования. Так, уже А. Е. Ферсман называл в эпитаксических сростках минерал, возникший первым, минералом-индуктором, подразумевая, очевидно, что подложка индуцирует зарождение нарастающего минерала. Позднее Де Вор (1956), исходя из наблюдений В. А. Франк-Камеянецкого по взаимной эпитаксии кварца, слюды и полевого шпата, пришел к выводу о влия-

нии эпитаксии на порядок кристаллизации минералов из магматического расплава.

Автор раздела наблюдал случаи избирательной ориентированной кристаллизации пирита и халькопирита на барите, теннантита и сфалерита на кварце, пирита на кальците, халькопирита на теннантите, сфалерита на халькопирите, сфалерита, халькопирита и галенита на пирротине, самородного золота на арсенопирите.

В последние годы установлена связь эпитаксии с активными центрами в подложке, имеющими электрическую природу и действующими на расстоянии до $1,5-2 \cdot 10^3 \text{ \AA}$ (Дистлер, 1968). Активные центры обладают определенной симметрией, влияющей на закон срастания.

В свете концепции активных центров может быть правильнее считать, что сущностью явления эпитаксии является кристаллизация на активных центрах, а ориентированная кристаллизация есть лишь внешний признак эпитаксии.

Эксперименты по изучению природы активных центров (см. обзор у Г. И. Дистлера, 1968) показали, что их влияние является избирательным и сильно зависит от чистоты подложки, температуры, природы растворителя (при кристаллизации из раствора) и т. д. Значительно раньше Нейгаузом (Neuhaus, 1952) была высказана идея использования эпитаксиальных срастаний в качестве индикаторов условий природного минералообразования. Изучение в названном аспекте эпитаксиальных срастаний галенита с пирротинном позволило прийти к выводу, что существует принципиальная возможность использовать эту пару минералов в качестве геотермометра. В рудах Дарасунского месторождения сингенетические включения галенита в пирротине ориентированы по трем законам:

- I. $(001)[010]\text{PbS} \parallel (0001)[10\bar{1}0]\text{Fe}_{1-x}\text{S}$
- II. $(001)\bar{[110]}\text{PbS} \parallel (0001)[1100]\text{Fe}_{1-x}\text{S}$
- III. $(111)[101]\text{PbS} \parallel (0001)[1\bar{5}40]\text{Fe}_{1-x}\text{S}$

При температуре 410°C реализуются все три закона, при температуре 320°C — законы I и II и при еще более низкой температуре (точное значение не установлено) — только закон I.

Скелет, дендрит и пойкилит

Прежде всего необходимо остановиться на содержании этих терминов, употребляемых минералогами при описании форм индивидов.

Термины эти давнего происхождения, возникновения первых двух в литературе не прослежено, но уже в 1774 г. Вернер говорил о дендритной форме минералов. Относительно же пойкилита известно, что термин введен в науку Вильямсом в 1886 г. Однако в новой литературе эти выражения используются иногда не по назначению. Ныне слова «скелет» и «дендрит» начинают терять свою определенность, а термин «пойкилит» в некоторых случаях подменяется одним из них. О такой путанице писали В. А. Мокиевский и С. Н. Семенов (1952), которые предлагали свое определение. Ввиду продолжающихся разногласий мы сочли необходимым вновь выступить в защиту однозначного употребления каждого из терминов и для этого уточнить их содержание (Григорьев, 1965).

Скелет представляет собой остов кристалла, который вырастает не плоскими гранями, а реберными или вершинными формами (Шафрановский,

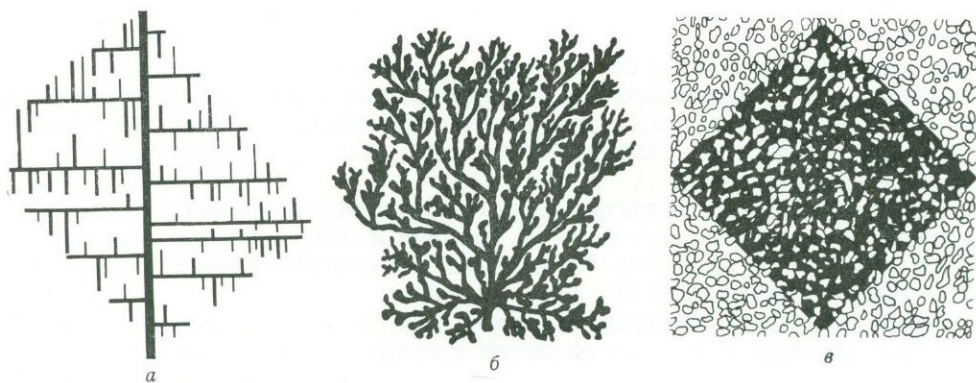


Рис. 142. Главные особенности строения и формы скелета (а), дендрита (б) и пойкилита (в)

1961), отчего получает всюду параллельно ориентированную кристаллическую структуру (в пределах однородности реального кристалла). При зарастании промежутков между ребрами или вершинами скелета может возникнуть обычный плоскогранный кристалл. Типичными скелетами считаются лед в виде снежинок, галит из соляных озер в виде воронок, нашатырь в возгонах (рис. 142, а). Процесс образования скелета, скелетного кристалла должен называться «скелетным ростом».

Дендрит (от греческого слова «дерево») представляет ветвящееся и расходящееся в стороны образование, возникающее при такой кристаллизации, когда грани, ребра или вершины расщепляются по определенным кристаллографическим законам и в результате кристаллическая структура объекта отклоняется от параллельной ориентировки (рис. 142, б). По зарастанию промежутков между ветвями дендрита может возникнуть сложностроенное образование с постепенным переходом от индивида к агрегату. Образцами дендритов могут служить ледяные узоры на оконном стекле, псиломелан при кристаллизации в трещинах, медь в «вязаных» формах в зоне выветривания рудных месторождений и т. п. Процесс образования дендрита должен называться «дендритным ростом».

Пойкилит (от греческого «пестрый, испещренный камень») представляет собой кристалл или зерно, в котором содержатся многочисленные включения других минералов, обычно захватываемых при росте индивида (рис. 142, в).

Рост пойкилитового индивида происходит нормальным кристалломорфным или грануломорфным путем в промежутках между захватывающими кристаллами или зернами (рис. 143), кристаллическая структура минерала оказывается всюду параллельно ориентированной, хотя границы с включениями не подчиняются кристаллографическим формам данного минерала (Sarmichael, 1960; Neuerburg, 1957).

Если из такого индивида удалить включения, то при зарастании промежутков может получиться простой кристалл или зерно. Примерами пойкилитов служит гипс с песчинками («репетекский гипс»), кальцит в виде «фонтенблоского песчаника», ставролит с включениями кварца в кристаллических сланцах, циркон с включениями альбита в нефелиновом сиените. Процесс образования пойкилита должен называться «пойкилитовым ростом».

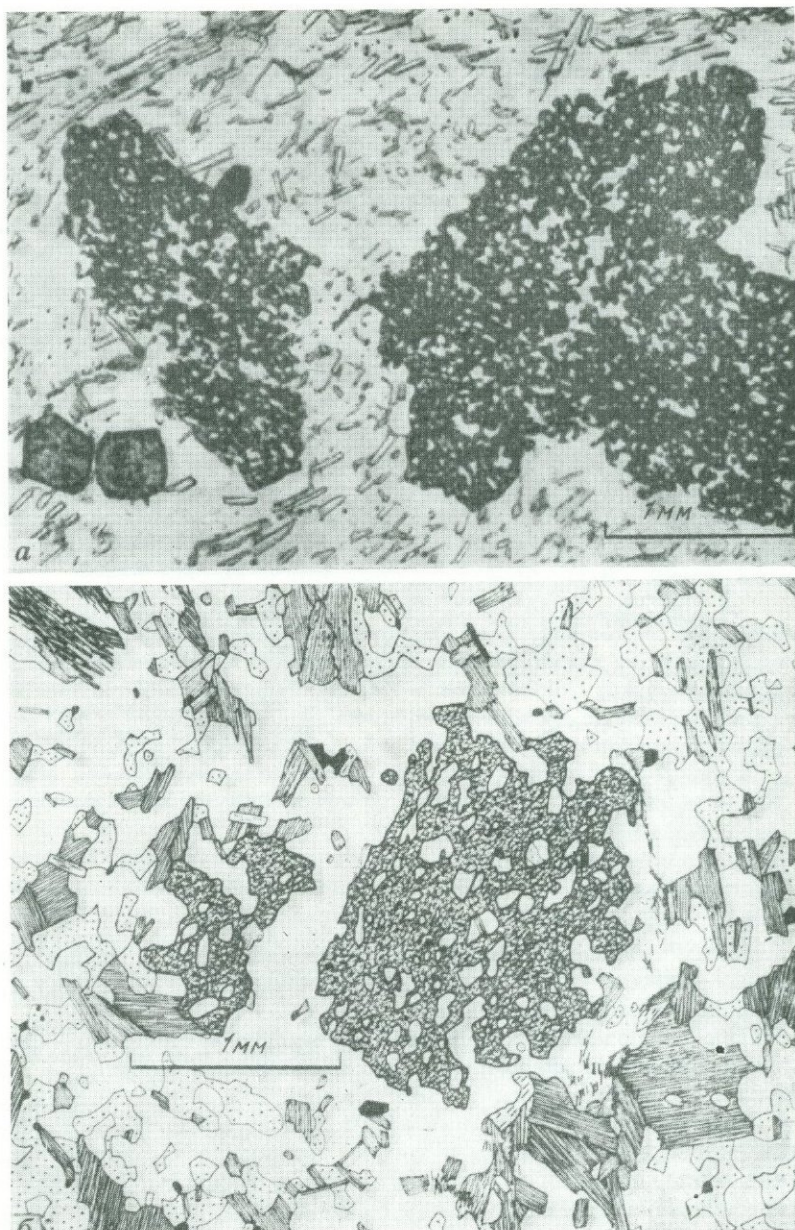


Рис. 143. Пойкилобласти ставролита (а) и граната (б) из метаморфических пелитовых сланцев. Онтарио. Канада



Рис. 144. Морфологический ряд кристаллов пирита в прожилках различной мощности (а, б, в). Разрезы перпендикулярно плоскостям трещинок и сланцеватости (показана штриховкой)

а — друзы изометрических кристаллов пирита, выросших в условиях свободной кристаллизации и ориентированных осью третьего порядка нормально к стенке трещинки; мощность прожилка 5 мм: 1 — пирит, 2 — мусковит; 3 — флюорит; 4 — хлорит; б — утолщенные сростки и монокристаллы пирита с аналогичной ориентировкой; мощность прожилка 2 мм; в — скелетные кристаллы пирита, мощность трещинки 0,05 мм; г — форма скелетного кристалла пирита в плоскости трещинки

Таким образом, характеризующиеся объекты — скелет, дендрит и пойкилит — имеют свои генетические особенности, а поэтому и структурные и морфологические отличия.

При соблюдении требований научной терминологии — соответствие термина обозначаемому понятию и однозначности термина — ни в коем случае нельзя подменять один термин другим или приравнивать их.

В результате возрастания кристалла из одиночного центра или в результате перекристаллизации в тонком прожилке вырастают монокристаллические зерна, целиком повторяющие форму трещины. Нередко встречается густая сеть переплетенных между собой жилок, выполненных, судя по рефлексам, от плоскости спайности одним кристаллом или одним зерном. Такие монокристаллические зерна с необычным строением известны для галенита, карбонатов и других минералов.

Местами кристаллические зерна или кристаллы того или иного минерала захватывают лишь часть такого прожилка, что позволяет рассмотреть морфологию индивида в целом.

Подобные скелетные кристаллы были изучены на примере пирита из тонких прожилков в грейзенизированных гранит-порфирах месторождения Нура-Талды в Центральном Казахстане (рис. 144) А. Г. Жабиным и Ю. П. Ди-

ковым (1959). Кристаллы и сростки кристаллов пирита представляют собой уплощенные, ветвистые образования состоящие из квадратных или псевдогексагональных (с усеченными гранями октаэдра) пластинок пирита, ориентированных параллельно друг другу. Площадь скелетных кристаллов — от 1—2 до 3—5 $см^2$. Площадь отдельных элементарных пластинок составляет в среднем 0,5—1 $мм^2$, уменьшаясь в ряде случаев до 0,02—0,01 $мм^2$. Толщина кристаллов обычно на 5—10% больше мощности трещинки и составляет в среднем 0,02—0,2 $мм$, увеличиваясь иногда до 1 $мм$. Проникновение отдельных частей кристаллов за плоскость контакта прожилка свидетельствует о частичном росте пирита за счет растворения вмещающих пород. В случае изгибания плоскости трещинки кристаллы также изгибаются. Кристаллы пирита зарождаются в положении, при котором двойная или тройная ось симметрии направлена нормально к плоскости контакта. Элементарные плоские квадратные пластинки пирита, из которых составлены скелетные кристаллы, оформлены в основном гранями куба. Слабо развиты, но весьма характерны притупляющие грани октаэдра и весьма редко наблюдаемые грани пентагондодекаэдра. Кристаллы пирита являются двусторонне симметричными образованиями без существенных различий в строении обеих сторон. В полированных шлифах, изготовленных в плоскости сростка, видно концентрически зональное расположение микроскопических включений хлорита, зерен кварца в отдельных элементарных пластинках пирита и в сростке в целом.

Чрезвычайно характерным является нахождение уплощенных кристаллов пирита лишь в весьма тонких трещинках. В прожилках идентичного состава, но обладающих большей мощностью (2—3 $мм$ и выше), мы не встречаем подобного скелетного пирита. Так, на месторождении Нура-Талды, Верхние Кайракты (Центральный Казахстан), на Магнитогорском месторождении (Южный Урал) и в других местах мы встречаем весь непрерывный и постепенный морфологический ряд пиритов от тончайших, плоских кристаллов до изометричных кубических кристаллов, образующих друзовый агрегат. Морфологический облик кристаллов пирита в данных случаях находится в прямой пропорциональной зависимости от мощности трещинной плоскости. Состав прожилков не оказывает влияние на появление форм пирита.

Ни вязкость растворов, ни скорость кристаллизации не могли обусловить появление описываемых скелетных форм. Характер кристаллов и сростков пирита в данном случае объясняется их ростом в стесненных условиях тонкой плоской трещинной плоскости. Поэтому в описанном примере морфология трещинной плоскости была определяющим фактором появления плоских, двусторонне-симметричных форм кристаллизации пирита.

Стесненные условия кристаллизации в тонких трещинках приводят к двумерному искажению формы выросших кристаллов.

В других случаях возникают трехмерные искажения.

Например, М. Ф. Стрелкин (1946) подметил, что в пегматитовых жилах Калбинского хребта (Казахстан) размеры и форма выделений касситерита зависят от структуры агрегата альбита и размера в нем индивидов. В сахаровидном альбите выделения касситерита не превышают 1 $мм$, в клевеландите встречаются значительно более крупные выделения. Если мы изучим контакты между выделениями альбита и касситерита, касситерита и кварца, альбита и кварца, то увидим, что касситерит в альбитизированных пегматитах выделялся позже альбита (в данном случае — клевеландита), метасоматически вытесняя кварц, заключенный между кристаллами альбита, либо отлагаясь до кварца, частично переведенного в раствор в связи с процессами

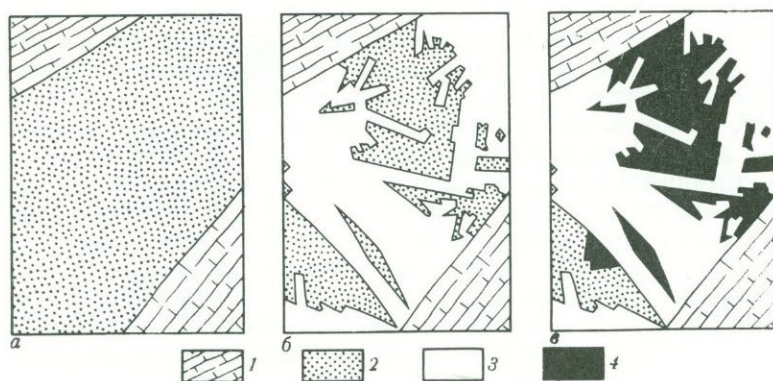


Рис. 145. Возрастные соотношения между минералами в альбитизированных пегматитах, поясняющие возникновение «псевдоскелетов». Калибинский хребет

a — кварц-сподуменовый агрегат до альбитизации (реконструкция); *b* — метасоматическое вытеснение кварца клавеландитом (реконструкция); *c* — развитие касситерита в альбитизированном пегматите (зарисовка). 1 — сподумен, 2 — кварц, 3 — альбит, 4 — касситерит, по Ю. М. Дымкову

альбитизации пегматитов. Размеры выделений касситерита лимитируются, таким образом, размерами свободных (либо выполненных кварцем) промежутков между кристаллами альбита. Это наблюдение может быть использовано для оценки величины зерен касситерита и пегматита.

Зная величину зерен кварца в разного рода пегматитовых агрегатах, можно более или менее правильно судить о вероятных размерах зерен касситерита (рис. 145).

Подобные же «пойкилобласти» циркона описаны С. А. Руденко (1957) в мариуполитах Приазовья (Украина). Более нормальны в мариуполитах метакристаллы циркона с внешней зоной пойкилитового роста, сопровождавшегося захватом альбитовых зерен (рис. 146).

Неравномерный рост в зональных «скелетных» кристаллах магнетита изучался В. Н. Сергеевым (1966, рис. 147).

Весьма широко в базальтоидных магматических породах вулканической и субвулканической фации присутствуют как скелеты, так и дендриты оливина и магнетита. Специальные эксперименты, воспроизводившие широкую вариацию форм кристаллизации оливина в зависимости от условий кристаллизации, выполнил Н. Ф. Челищев (1970). Изучение кристаллических агрегатов, полученных в результате опытов при понижении температуры закалки, показало, что формы оливина значительно меняются (рис. 148).

Полученные Н. Ф. Челищевым данные согласуются с выводами Таммана (Tammann, 1924) о влиянии степени переохлаждения на формы кристаллов, выделяющихся из расплавов и растворов солей. Одной из причин изменения габитуса кристаллов при различной степени переохлаждения может служить увеличение вязкости расплава оливинового габбро-норита с понижением температуры. В серии последовательных опытов при все более низкой температуре закалки оливин сначала выделяется в виде сплошных изометрических кристаллов. Размер отдельных зерен обычно не превышает 0,1—0,2 мм. Количество зерен на 1 см² шлифа по приближенным подсчетам составляет около 30 тыс. Однако затем приходит в действие механизм тангенциального роста этих кристаллитов, т. е. грани растут не столько перпендику-

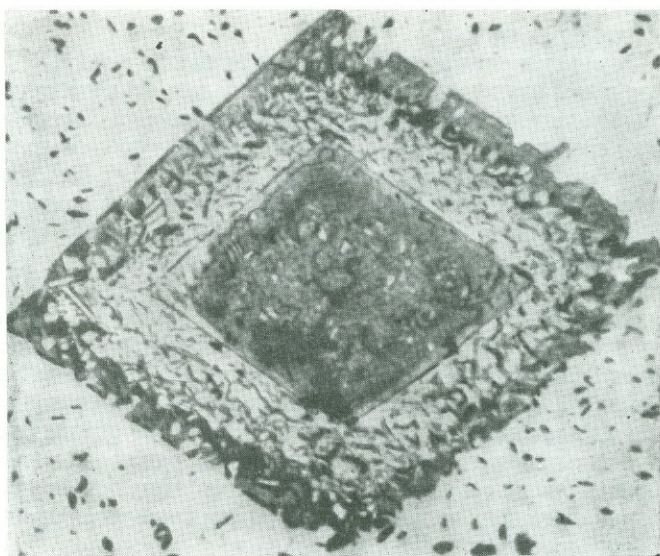


Рис. 146. Идиоморфный метакристалл циркона с пойкилитовой внешней зоной в мелкозернистом мариуполите, увел. 20

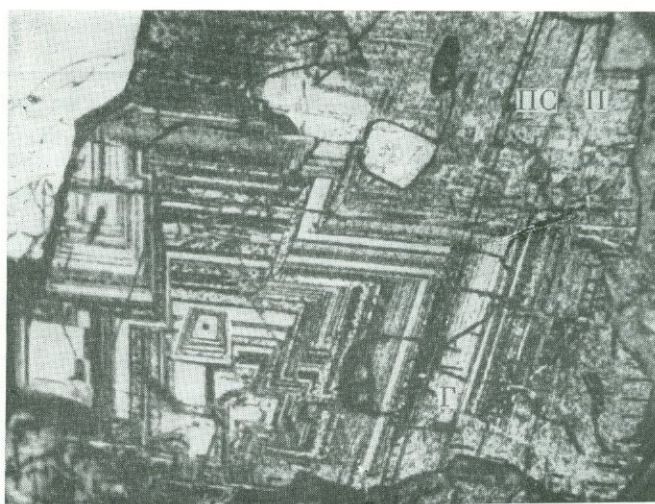


Рис. 147. Неравномерный рост скелетного кристалла магнетита

П — эпигенетическая пористость; ПС — плоскости скольжения по (110); Г — пластинки, иглы гематита. Аншлиф, увел. 60, протравлено. Калиостровское месторождение, Хакассия

лярно к их поверхности, сколько вдоль нее, и, таким образом, формируется пустотелый «футляр».

При понижении температуры закалки до 1170°C наряду со сплошными зернами оливина выявляются отдельные кристаллы с внутренними полостями, заполненными стеклом. Однако такие скелетные или контурные (футлярovidные) выделения при этой температуре довольно редки, в среднем на 100 зерен оливина в плоскости шлифа их приходится 3—5. Размер их составляет 0,3—0,4 мм и, как правило, превосходит размер сплошных выделений; они имеют стенки значительной толщины с преобладанием в разрезе площади кристалла над площадью внутренней полости. При дальнейшем понижении температуры закалки до 1150 — 1130°C количество скелетных выделений резко увеличивается и они составляют уже основную массу всех зерен оливина. По сравнению с более ранними выделениями эти кристаллы имеют более тонкие стенки и площадь внутренней полости обычно превышает площадь самого кристалла. Внутренние полости выполнены либо стеклом, либо моноклинным пироксеном. Наряду с замкнутыми встречаются отдельные незамкнутые контурные скелеты, однако количество их незначительно. Их размеры достигают 0,5—0,8 мм по длинной оси кристаллов. Одновременно с увеличением размера зерен оливина количество их уменьшается до 400—500 на 1 см^2 площади шлифа.

При температуре 1100°C кристаллизуются тонкостенные, часто незамкнутые контурные скелеты оливина, площадь внутренней полости которых значительно превышает площадь стенок. Наряду с тонкостенными контурами проявляются отдельные лейстовидные выделения оливина, и сами кристаллы приобретают удлинненный габитус. В результате закалки при 1050°C

Рис. 148. Эволюция формы и состава оливина в зависимости от температуры закалки расплава оливинового габбронорита

Ол — оливин, *Мп* — моноклинный пироксен, *Ст* — стекло

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Фазовый состав агрегата	Оливин		Форма выделения оливина
		2 V	Содержание Fe_2SiO_4 , %	
1250	<i>Ст</i>	—	—	} Сплошные изометричные кристаллы Слабо удлиненные кристаллы Толстостенные футляробразные кристаллы Тонкостенные, часто незамкнутые скелетные (футляробразные) кристаллы длиннопризматического облика Лейстовидные скелеты
1225	<i>Ол</i> + <i>Ст</i>	+ 87	8	
1200	<i>Ол</i> + <i>Ст</i>	± 90	12	
1170	<i>Ол</i> + <i>Мп</i> + <i>Ст</i>	—	—	
1150	<i>Ол</i> + <i>Мп</i> + <i>Ст</i>	— 88	19	
1130	<i>Ол</i> + <i>Мп</i> + <i>Ст</i>	—	—	
1100	<i>Ол</i> + <i>Мп</i> + <i>Ст</i>	— 84	31	
1050	<i>Ол</i> + <i>Мп</i> + <i>Ст</i>	— 79	40	

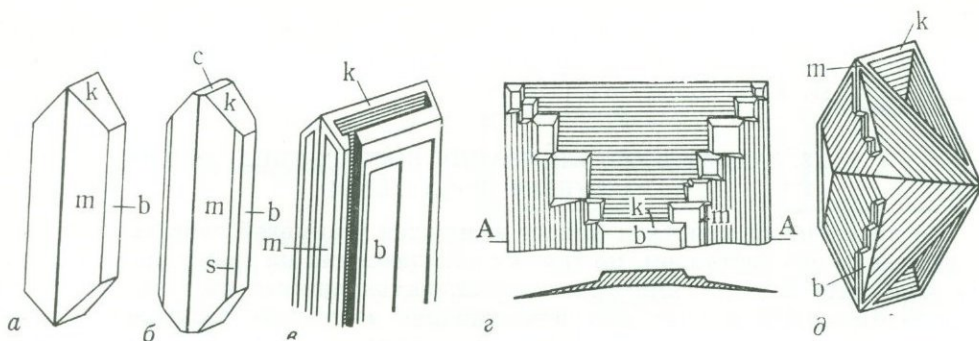
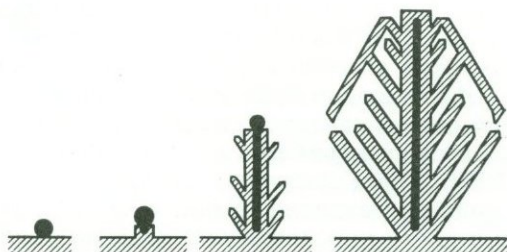


Рис. 149. Возникновение скелетных кристаллов фаялита

a, б — из шлаков *B*-типа; *в* — из шлаков *A*-типа, *г* — скелетный кристалл из шлака *C*-типа, в проекции на плоскость (010) с разрезом по линии *AA*; *д* — скелет из шлака типа *C*

Рис. 150. Последовательные стадии скелетного роста кристалла фаялита, возникающего при отталкивании капли сульфидного расплава (черное)



фиксируется кристаллический агрегат, в котором лейстовидная форма скелетов выделений оливина становится преобладающей. Иногда лейсты оливина дают крестообразные ростки. Длина отдельных лейстовидных выделений достигает 1—2 мм при ширине 0,05—0,2.

При любой температуре заалки кристаллы оливина обнаруживают псевдогексагональный облик с преобладанием граней $\{010\}$ и $\{021\}$. Соотношения этих кристаллографических форм при понижении температуры заалки значительно изменяются. Изометричный облик кристаллов сменяется длиннопризматическим и затем лейстовидным. Сокращение площадей граней формы $\{021\}$ указывает на относительное увеличение скорости их роста по сравнению с гранями $\{010\}$ в результате увеличения степени переохлаждения расплава. Именно резким возрастанием скорости роста вершин дипирамиды и граней $\{021\}$ можно объяснить возникновение контурных (отрицательных) кристаллов оливина, лейстовидных выделений и крестообразных скелетных ростков. В этом отношении характерны появляющиеся у вершин дипирамиды пикообразные наросты. При понижении температуры заалки наряду с изменением формы оливина происходит возрастание его железистости.

Морфологию скелетных кристаллов из силикатных шлаков медного производства описали Киров и Иванов (Kirov, Ivanov, 1968). Кристаллы фаялита в этом случае также отличаются степенью скелетного роста. Все более скелетный характер кристаллов обусловлен увеличивающейся вязкостью с увеличением содержания в шлаке SiO_2 и затруднением переноса тепла: тип *A* — эвтектоидный с 28% SiO_2 , тип *B* — с большим количеством Fe_2O_3 и 25% SiO_2 , тип *C* — 31—35% SiO_2 и большим количеством фазы стекла. Три типа шлаков остывали в сходных условиях (рис. 149). Таблитчатые скелеты возникали из-за капель сульфидного расплава, попадавших на поверхность кристаллов фаялита (рис. 150).

Более подробные сведения по механизму и кристалломорфологической характеристике скелетного роста можно найти в книгах В. Д. Кузнецова (1953) и И. И. Шафрановского (1961₁).

II.2.3. ЗАХВАТ И ОТТАЛКИВАНИЕ ПОСТОРОННИХ ЧАСТИЦ РАСТУЩИМ КРИСТАЛЛОМ

Во время роста кристалл бывает вынужден взаимодействовать не только с питающим его раствором, но также с попадающими на грани механическими частицами или другими кристаллами, находящимися на пути его роста. Может произойти захват или отталкивание «соринки» растущей гранью, обрастание или огибание ранее выросшего кристалла. Эти явления обусловлены проявлением *кристаллизационного давления*. Первые догадки о его существовании высказывались минералогами давно. Брейтгаупт в 1849 г. описал приподнимание обломков горных пород растущим стебельчатым льдом (Breithaupt, 1849). Последняя сводка о роли кристаллизационного давления в геологических процессах сделана С. Т. Бадаловым (1970).

В отношении природы кристаллизационного давления («кристаллизационной силы») сделаны разные предположения. Однако лишь благодаря специальным экспериментам и теоретическим расчетам Б. Я. Хаимова-Малькова (1959_{1,2,3}) мы получили первые данные о физической природе кристаллизационного давления. Итак, «...максимально возможное при данном пересыщении (или переохлаждении) давление грани на препятствие и называется кристаллизационным давлением...» (Хаимов-Мальков, 1959₁, стр. 6).

Кристаллизационное давление численно равно предельному давлению груза на «закрытую» грань площадью 1 см^2 , при котором из-за давления этого груза прекращается ее рост. Пересыщение или переохлаждение определяется по отношению к ненагруженному кристаллу. Кристаллизационное давление воздействует только на препятствие, и величина предельного давления относится только к кристаллу, но не к препятствию и к жидкости одновременно.

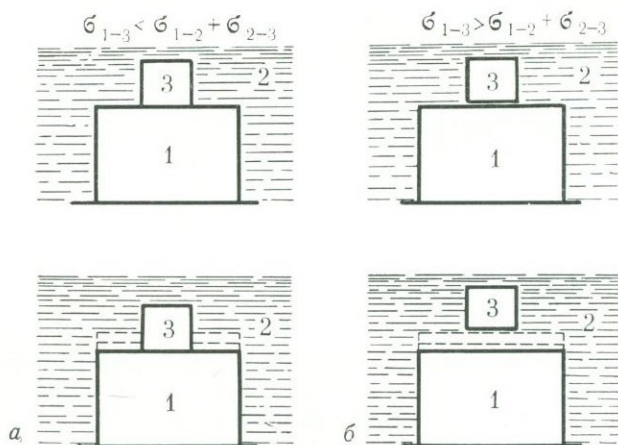
В двухкомпонентных системах рост «закрытой» грани имеет следующие особенности (Хаимов-Мальков, 1959₁): 1) с увеличением пересыщения кристаллизационное давление увеличивается; 2) кристаллизационное давление практически мало зависит от свойств вещества (эта зависимость выражается только через его удельный объем); 3) для разбавленных растворов кристаллизационное давление не зависит от свойств растворителя; 4) кристаллизационное давление практически не зависит от символа отталкивающей грани.

Как показали эксперименты, условия питания отталкивающей грани, т. е. открыта она или закрыта, играют решающую роль при захвате или отталкивании препятствия.

Абсолютная величина кристаллизационного давления может быть весьма значительной — порядка 100 кг/см^2 . Кристаллизационное давление имеет большую величину при малых пересыщениях (переохлаждениях), практически не зависит от природы вещества и природы препятствия и связано с энергией фазового перехода. Любая инородная частица, попадающая в область роста кристалла, должна оттесняться растущим кристаллом. Питание участков грани в местах соприкосновения их с природной частицей осуществляется через физически тонкий слой раствора (расплава), находящийся между частицей и гранью. Физические и химические свойства слоя, а следовательно, и условия питания грани, определяются зависимостью поверхностного натяжения этого слоя от различных параметров: толщины слоя, являю-

Рис. 151. Схема взаимоотношений минерала (1), растущего в растворе (2), с посторонним телом (3) в зависимости от соотношений поверхностной энергии

a — момент соприкосновения минерала с телом; b — рост минерала после соприкосновения



щейся функцией давления на слой, температуры кристаллизации вещества и примеси, наличия электролитов, структуры грани, природы кристаллизующего вещества и т. п. Условия питания в конечном счете сводятся к зависимости скорости роста «закрытого» участка грани от поверхностного натяжения вплоть до случая прилипания инородной частицы к грани, когда скорость роста «закрытого» участка грани равна нулю.

При благоприятной величине кристаллизационного давления и при наличии питания «закрытого» участка грани инородная частица зависит от соотношения скоростей роста «закрытого» (V_1) и «открытого» (V_0) участков граней. Этим соотношением и определяется время захвата кристаллом частицы, которое можно менять соответственно путем увеличения V_1 и V_0 .

В термодинамическом аспекте «кристаллизационная сила» рассмотрена в книге Керна и Вайсброда (1966, стр. 162—165). Авторы подчеркивают, что избыточное давление, действующее на кристалл, увеличивает его химический потенциал. А это обстоятельство в конечном итоге вызывает растворение кристалла (см. в этой связи перекристаллизацию по «принципу Рикке» на стр. 306).

В целом физическая природа кристаллизационного давления достаточно сложна. Однако для наглядности можно привести несколько простых рассуждений, которые помогут в каждом конкретном случае анализировать причину отталкивания и захвата включений. Когда кристалл (1) (рис. 151) растет в растворе (2) и при этом встречается постороннее тело (3), то та или иная реакция минерала на тело определяется возможностью проникновения раствора в промежутки между минералом и посторонним телом, т. е. возможностью или невозможностью продолжения роста минерала (1) на контакте с телом (3).

В рассматриваемом случае имеются поверхности раздела сред: минерала (1) и раствора (2), минерала (1) и тела (3), раствора (2) и тела (3), характеризующиеся удельными поверхностными энергиями соответственно σ_{1-2} , σ_{1-3} , σ_{2-3} .

Минерал будет прирастать к телу, если имеет место соотношение $\sigma_{1-3} < \sigma_{1-2} + \sigma_{2-3}$, так как энергетически более выгодна поверхность раздела минерала и тела, чем поверхности раздела минерала и раствора и раствора и тела (рис. 151, a).

При соотношении $\sigma_{1-3} > \sigma_{1-2} + \sigma_{2-3}$ поверхности раздела минерала и раствора, а также раствора и тела энергетически выгоднее, чем поверхность

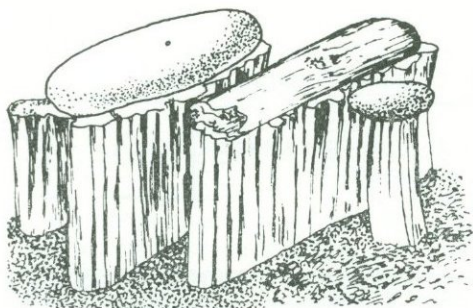


Рис. 152. Ледяные стебельки, растущие из пористой почвы вверх, приподнимают обломки породы, 0,8 натур. вел. Кабулети, Кавказ

контакта минерал — тело, и раствор будет проникать между минералом и телом. При этом возникнет возможность отодвигания постороннего тела (рис. 150, б), так как при этом освобождается энергия, необходимая для производства работы, выраженная уравнением

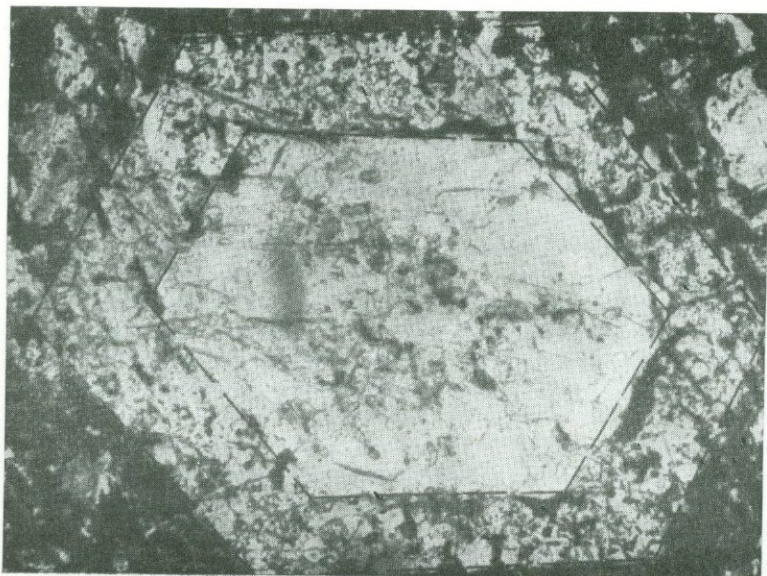
$$A = S\sigma_{1-3} - (S\sigma_{1-2} + S\sigma_{2-3}),$$

где S — площадь соприкосновения минерала и тела.

Понятно, что кристаллизационная сила имеет конечную величину и по достижении последней (когда постороннее тело будет иметь относительно больший вес или будет прикреплено к прочному основанию) минерал будет принудительно поглощать включения.

Какова же величина кристаллизационной силы, развиваемой *минералами в природе*? Сведения об этом можно получить, наблюдая современное минера-

Рис. 153. Поперечный разрез метакристалла турмалина с пойкилитовой каймой в углистом известняке. Срез $\parallel (0001)$. Экзоконтат сподуменового гранитного пегматита. Прозр. шлиф; увел. 17. Тува



лообразование или анализируя взаимоотношения уже выросшего минерала и постороннего тела. В настоящее время известна только одна попытка вычисления кристаллизационной силы на природной материале (Григорьев, 1950).

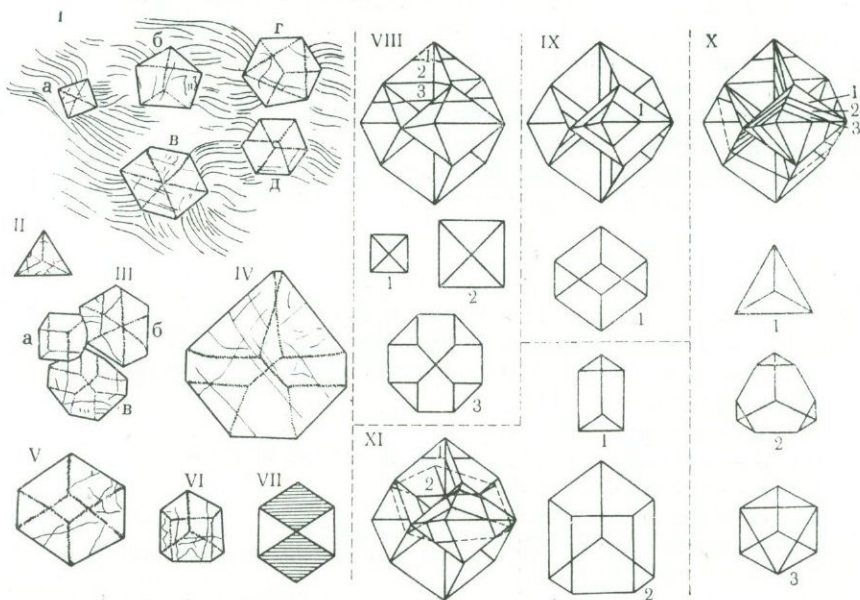
Такое вычисление было сделано для кристаллов льда, который при особых метеорологических условиях растет на поверхности почвы, питаясь почвенной влагой, и его вытянутые кристаллы, так называемые ледяные стебельки, параллельно-шестоватые агрегаты, выдвигаются из почвы, достигая по высоте 10—12 см (Бонштедт, 1921; Баранов, 1949; Заморский, 1949; Стемповский, 1949).

Если ледяные стебельки начинают расти под обломками пород, лежащими на почве, то можно наблюдать интереснейшее явление приподнимания обломков пород ледяными стебельками (рис. 152). При учете веса обломков породы и площади соприкосновения ледяных стебельков с породой можно подсчитать, что лед развивает силу в 80 мг/мм^2 . Это значение вовсе не является максимальным. Некоторые исследователи считают, что кристаллизационная сила может достигать значения 100 г/мм^2 (Хегбом) и даже измеряется килограммами на квадратный миллиметр (П. С. Вадило). Вырастающие в грунте прослой параллельно-шестоватого льда поднимают слои земли, развивая огромную силу, способную разрушать дороги, строения, бетонные опоры мостов (Заморский, 1949).

Кристаллы разных минеральных видов, развивающиеся в одном месте, могут по-разному относиться к окружающим их другим минералам. Так, вырастающие на дне соляных озер кристаллы астраханита не отталкивают частицы ила, а поглощают их, почему обычно и бывают окрашены в черный

Рис. 154. Гранат с включениями графита и кальцита, захваченными ребрами ромбододекаэдра, по А. П. Карпинскому

Объяснения в тексте, увел. 12. Боевское месторождение, Урал



цвет. Между тем образующиеся в тех же условиях кристаллы эпсомита вырастают бесцветными и прозрачными, свободными от включений.

Кристаллы одного и того же минерального вида в разных условиях не одинаково относятся к посторонним телам. Кристаллы гипса, вырастающие в глине, отталкивают породу и часто оказываются чистыми, не содержащими включений (уплотнение глины около кристаллов гипса подметили Л. М. Миропольский и Н. М. Ковязин, 1950). В то же время образующиеся в песке гипсовые кристаллы бывают переполнены включениями песчинок («репетекский» гипс).

Имеют место и третьего рода случаи: кристалл определенного минерального вида, развиваясь среди полиминерального окружения, разделяют примеси, механически захватывая одни и полностью отталкивая другие.

Для случая принудительного захвата (Griffin, 1950) этот процесс изучен. Захват и отталкивание частиц растущим кристаллом могут проявляться лишь в определенные моменты их роста. Такой пример описан Н. С. Самсоновой (1968) и приведен на рис. 153. Показанный на разрезе турмалина в начальный период роста отталкивал включения, а затем начал их захватывать — возникла периферическая пойкилитовая кайма. Сходный пример был приведен ранее для метакристаллов циркона и турмалина (Сливко, 1966).

Растущий минерал захватывает включения разными элементами своего ограничения. В одних случаях включения захватываются всей поверхностью всех граней и тогда посторонние примеси равномерно распределяются по минералу, как это имеет место в так называемом репетекском гипсе. Если же захват осуществляется периодически, то включения располагаются в минерале зонально. Тот и другой случаи общеизвестны, и многие из них обсуждались выше в разделе «Зональный рост».

В других условиях включения захватываются не гранями, а только ребрами кристалла, что объясняется особенностями силового поля около ребер. Эффектный случай такого рода описан А. П. Карпинским (1941) для граната в сланцеватом графитсодержащем известняке близ Баевского графитового месторождения на Урале. Кристаллы спессартинового граната, имеющие форму ромбододекаэдра, в случайных разрезах характеризуются прихотливым распределением мельчайших включений графита и кальцита (рис. 154, I—VI).

Здесь имел место захват включений 24 ребрами ромбододекаэдра. На рис. 154 представлено распределение включений (VIII) и нанесены три разреза кристалла по $\{100\}$, изображенные отдельно (I, 2, 3) и отвечающие распределению включений в сечениях граната (I, а и III, в). На рис. 154 представлены разные сечения кристаллов с включениями, захваченными ребрами ромбододекаэдра:

- I, а — сечение по $\{001\}$;
- I, б — сечение по $\{211\}$;
- I, в — сечение по $\{112\}$ через центр или по $\{110\}$ около центра;
- I, г — сечение через вершины тригональных углов по $\{111\}$;
- I, д — сечение по $\{110\}$ недалеко от центра кристалла;
- II — сечение по $\{111\}$;
- III, а — сечение по $\{110\}$;
- III, б — сечение по $\{111\}$ через центр кристалла;
- III, в — сечение по $\{100\}$;
- IV — сечение по $\{hko\}$;
- V — сечение по $\{110\}$;
- VI — сечение по $\{211\}$;
- VII — отвечает случаю сечения через центр кристалла точно по $\{110\}$.

Обратное явление — захват включений гранями и отталкивание ребрами — наблюдалось в кристаллах галита с включениями капель нефти в Калужском месторождении.

Другой случай представляет захват механических включений гранями только одной из кристаллографических форм, развитых на минерале. Такой способ захвата широко известен для гипса, роговой обманки, пироксена со структурой «песочных часов». Аналогично захват ребрами может быть характерен только для одной из имеющихся на минерале реберных форм. Например, кордиерит в контактово-метаморфических породах Ватаразе-гава в Японии захватывает включения только ребрами, получающимися при пересечении граней пинакоида и призмы, т. е. $[10\bar{1}0]$ (псевдогексагональное обозначение). Что касается вершин кристалла, то и они иногда проявляют свои особые энергетические свойства, поскольку наблюдаются включения, расположенные по следу перемещения вершины, как, например, в гипсе в глинах Самарской Луки на Волге, где глинистые включения идут по направлению $[10\bar{2}]$ (рис. 155); на рисунке видно также распределение включений по ребрам кристалла с формами $\{010\}$, $\{110\}$ и $\{111\}$.

Последнее, что необходимо отметить, говоря о захвате включений, это возможность захвата одновременно разными элементами ограничения кристалла. Здесь встречаются разные сочетания. Например, анадлузит (разность его — хиастолит) в метаморфических сланцах Скиддоу (Камберленд, Англия) поглощает посторонние примеси как ребрами призмы $\{110\}$, так и гранями пинакоида $\{001\}$ (Харкер, 1937).

Естественно, включения захватываются не только при кристалломорфном, но и при грануломорфном росте. Ограниченные минералы, встречая препятствия со стороны их парагенетических соседей, могут лишиться кристаллического облика и приобрести неравные очертания, как это бывает у кварца при его росте среди биссолита в жилах альпийского типа на Урале (Вертушков, 1942). Дополнительные примеры по захвату и отталкиванию частиц приведены ранее при обсуждении секториального роста.

Специальные экспериментальные исследования взаимодействия растущих кристаллов кварца с препятствием выполнены Д. П. Григорьевым и В. Г. Лушниковым (1967). Опыты велись в автоклаве при $300-320^\circ\text{C}$ и давлении $280-300\text{ кг/см}^2$. В качестве затравки использовалась пластинка «письменного гранита» ($\approx \perp [0001]$ кварцевых икhtiоглиптов), подвешенная на проволоке и обмотанная проволокой (рис. 156). Всего под проволокой зародилось 11 кристаллов. В семи случаях проволока как препятствие протягивалась над кристаллом приблизительно параллельно оси L_2 , т. е. линии $[11\bar{2}0]$, которая соединяет ребра призмы. Достигнув проволоки и прирастая к ней со стороны образца, кристалл кварца не смыкается вокруг проволоки, а вырастает с двумя головками, разделенными щелью, в которой находится проволока (рис. 157, б). В четырех случаях при расположении проволоки над кристаллом ближе к параллельности с линией, соединяющей по перпендикуляру грани призмы $[10\bar{1}0]$, кварц облекает препятствие со всех сторон, соединяется над препятствием и далее образует одну обычную головку кристалла (рис. 157, г).

Аналогичны соотношения кристаллов кварца первой категории с игольчатыми кристаллами другого кварца, но это явление наблюдалось лишь в двух случаях. Второй кварц иногда зарождался не на полевошпате, а на приподнятой проволоке, поэтому при наклонной ориентировке располагался над кристаллом кварца первой категории. Когда кристалл первой категории дорастал до игольчатого кварца (также растущего, но практически лишь

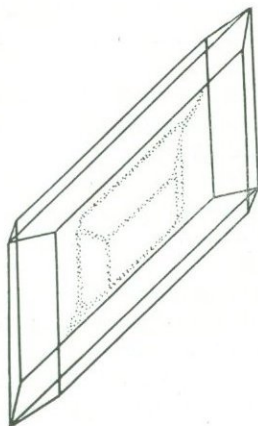
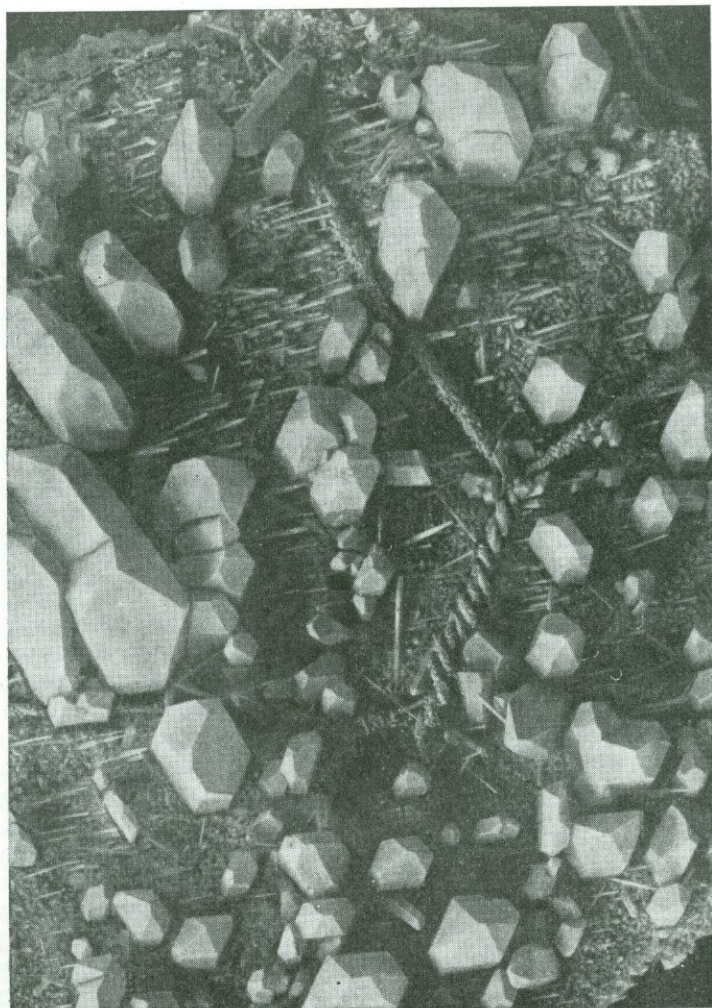


Рис. 155. Гипс с глинистыми включениями, распределенными по внутренней части кристалла по ребрам и вдоль направления $[102]$; 0,5 натур. вел. Самарская Лука, Поволжье

Рис. 156. Пластика «письменного» кварц-полевошпатового пегматита с нарощими кристаллами кварца двух фаций. Крупные индивиды зарождались на средах ихтиоглистов кварца, а тонкие — на поверхности полевого шпата и на проволоке; увел. 1,8



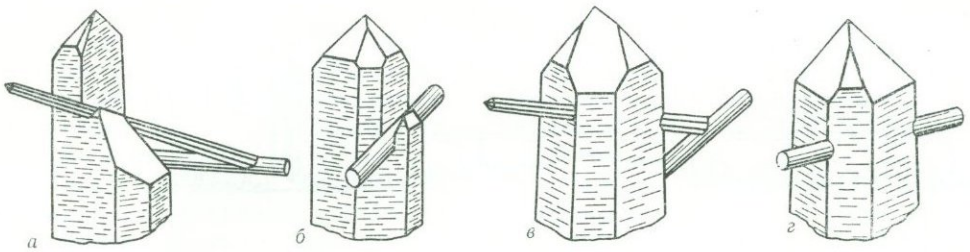


Рис. 157. Различные соотношения кристаллов кварца с препятствиями (схема)

a — соотношение кварца с игольчатым кристаллом, ориентированным перпендикулярно $[10\bar{1}0]$; *б* — ориентированным перпендикулярно $[11\bar{2}0]$; *в* — соотношение кварца с проволокой, ориентированной перпендикулярно $[10\bar{1}0]$; *г* — ориентированной перпендикулярно $[11\bar{2}0]$

вдоль $[0001]$), то и здесь реакция была различной. В одном случае (рис. 157, *a*) кристалл обходил препятствие, ориентированное примерно вдоль $[11\bar{2}0]$, и опять получался двуглавый рост с расположением игольчатого кварца в щели между вершинами. В другом случае игольчатый кварц, ориентированный примерно по $[10\bar{1}0]$, свободно охватывался со всех сторон кристаллом (рис. 157, *в*). Таким образом, при экранизации направления роста $[0001]$ кристалла кварца удлиненными предметами с шириной H могут возникнуть щели с призматическими гранями, имеющими нормальную скорость роста V_1 и V_2 . Легко показать, что подобное препятствие может зарости в кристалле за время $\Delta t = \frac{H}{V_1 + V_2}$. Причина разного отношения кристаллов к тем и другим препятствиям заключается в неодинаковой скорости роста кварца по разным направлениям, т. е. в отличиях скоростей роста граней разных простых форм. В условиях опыта кристаллы имели столь незначительную скорость роста по $[10\bar{1}0]$ — скорость роста граней призмы m , что при зарождении на затравках-ихтиоглистах они просто наследовали поперечный размер ихтиоглистов, заметно не разрастаясь гранями $\{10\bar{1}0\}$. Равновесная скорость роста граней была реализована у игольчатых кристаллов, так как их размер не зависел от кварцевых затравок, а диктовался физико-химическими параметрами роста. Однако и кристаллы второй категории при большой продолжительности опыта имели $V [10\bar{1}0]$ настолько малую, что

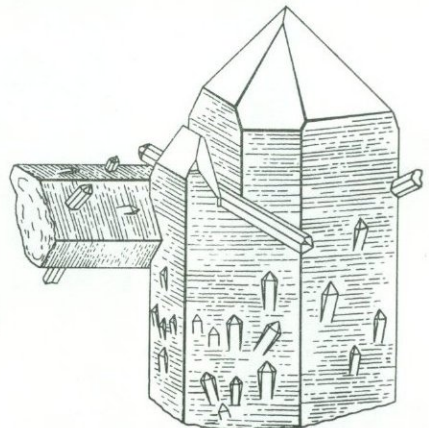


Рис. 158. Соотношение кварца с кристаллом-препятствием, ориентированным перпендикулярно $[10\bar{1}0]$

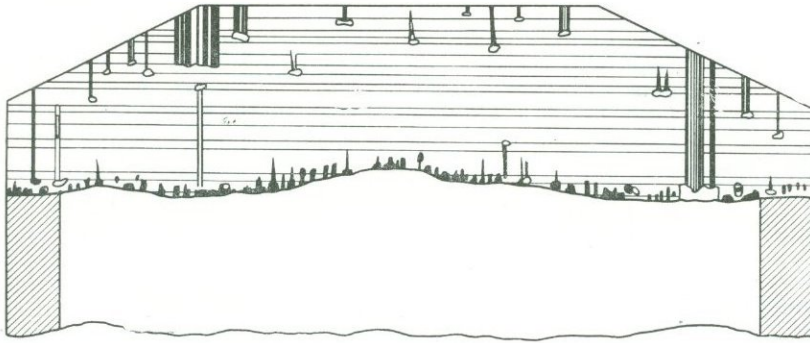


Рис. 159. Разрез регенерированного кристалла турмалина \perp [0001]

вырастали от центра начала роста всего на 0,05 мм. Рост от зародыша вдоль [0001] шел до 6 мм, т. е. $V [10\bar{1}0] \approx 0,0017$ мм/сут и $V [10\bar{1}0] : V [0001] 1:120$. При ширине препятствия в 0,4 мм зарастание его кристаллом могло происходить за $\Delta t = \frac{0,4}{0,0017 + 0,0017} \approx 118$ суток. Когда же препятствие было ориентировано перпендикулярно $[11\bar{2}0]$, то появились грани $\{11\bar{2}0\}$, которые в условиях опыта имели нормальные скорости роста, — соответственно 0,05 и 0,15 мм/сут. В этом случае зарастание препятствия происходит всего за $\frac{0,4}{0,05 + 0,15} = 2$ суток

Рассмотренные соотношения кристаллов с препятствием осуществлялись и при росте обычного синтетического кварца в том случае, если по какой-либо причине кристалл приходил в соприкосновение с проволочной сеткой. Тогда проволоки, расположенные примерно перпендикулярно $[11\bar{1}0]$, зарастали, в то время как расположенные примерно перпендикулярно $[10\bar{1}0]$ вызвали многоглавый рост кристалла. Итак, при взаимодействии кристалла

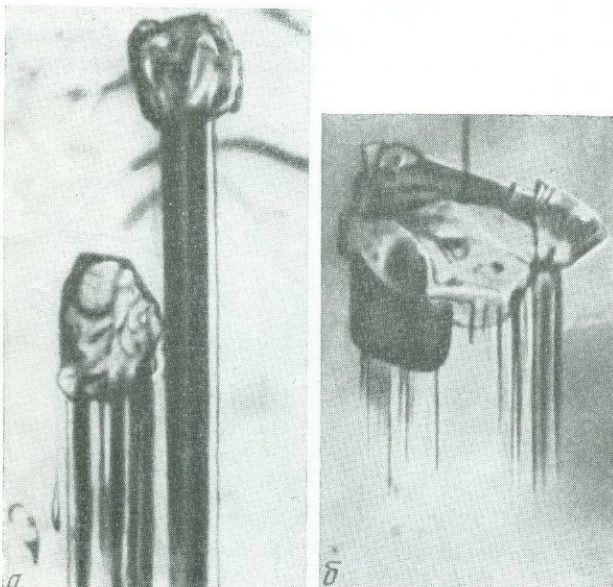


Рис. 160. Полые трубки в турмалине

a — полые трубки, увел. 175; *б* — их слияние под отталкиваемым твердым включением, увел. 300

с препятствием в данном случае результат зависит от скоростей роста по направлениям [1010] и [1120]. Почти не разрастающийся по [1010] кристалл только обходил, но не охватывал целиком препятствие, ориентированное перпендикулярно [1010]. При расположении перпендикулярно [1120] препятствие — проволока или игольчатый кварц толщиной 0,1—0,5 мм — целиком охватывалось растущим кристаллом.

Хотя в природных условиях систематических наблюдений в этой области не велось, на реализацию разобранного механизма указывал Терзиев (1963). В кварцевых жилах с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и минералами-спутниками в месторождении Димовдол-Голям Палас (Родопы, Болгария) встречаются относительно крупные кристаллы кварца с щелью, в которой находится сильно вытянутый тонкий, почти игольчатый кристалл кварца (рис. 158). Такие объекты вполне отвечают экспериментально воспроизведенному случаю, представленному на рис. 157, б, и они должны быть объяснены как результат роста кристалла при наличии препятствия.

Динамика захвата и отталкивания механических частиц и пузырьков газа растущей поверхностью кристалла может сопровождаться захватом газов и включений. Отличный пример такого рода описан М. М. Сливко (1966). Исследовались уральские и сибирские турмалины. На рис. 159 показан поперечный разрез регенерированного кристалла турмалина. Хорошо видны цилиндрические полости над и под включениями. На рис. 160 приведены фотографии включений, под которыми, подчеркивая траекторию их отталкивания растущей гранью, видны каналы. При этом было замечено, что длинные одиночные трубки, свидетельствующие о более длительном отталкивании, образуются под включениями с ровной и гладкой поверхностью. Такие «закрытые» участки грани не растут.

Р. М. Мартынова (1970) исследовала крупные кристаллы гипса и обнаружила, что растущие поверхности часто полностью отталкивали частицы механических примесей. При отталкивании механической частицы по следу ее движения возникают полости с небольшим количеством питавшего раствора, подобные приведенным выше для турмалина.

II.2.4. ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ, ИЗОЛИРУЕМЫЕ ПРИ РОСТЕ

Исследование газово-жидких включений материнских растворов в кристаллах является источником важнейшей информации не только о составе растворов, но также и температурах и давлениях, при которых рос в свое время кристалл. Сейчас накоплен огромный материал по палеотермометрии и палеобарометрии природных процессов минералообразования. Написаны книги, практические руководства, выполнены эксперименты и теоретические исследования. Мы не будем касаться всех сторон этой многообразной и быстро развивающейся области генетической минералогии, основы которой составляют исследования Н. П. Ермакова (1950) и Г. Г. Леммлейна (1950, 1951₂, 1954, 1959).

Необходимо самым кратким образом отметить лишь те вопросы, которые имеют отношение к онтогении индивидов.

1. Первичен ли состав включений?
2. Первична ли форма включений?
3. Первичен ли объем включений?

Первый вопрос—главный. В самом деле, из опытов и наблюдений известно, что через кристаллы могут диффундировать атомы различных химичес-

ких элементов, притом—на значительное расстояние (стр. 213, 279). Поэтому нельзя считать, что содержимое включений, т. е. газы, раствор и его компоненты, находящиеся под давлением, остаются неизменными в ходе геологического времени. Нужно оценить скорость метаморфизма состава включений, но исследований по этому вопросу нет. Для двух других вопросов есть ясные ответы.

Предоставим слово Г. Г. Леммлейну: «...объем полости включения, заполненного маточным раствором, наблюдаемый при комнатной температуре, не отвечает и не может отвечать объему полости в момент и при температуре образования. Современная форма включения также большей частью не соответствует форме полости в момент ее изоляции. Неизбежность *сокращения первоначального объема* полости из... соображений о том, что с падением температуры из включенного маточного раствора должно происходить отложение вещества включающего кристалла на стенки полости... объем вторичных включений, т. е. объем *оставшегося растворителя*, часто занимает менее половины объема всей залеченной трещины» (Леммлейн, 1950, стр. 775). В этой же публикации Г. Г. Лейммлейн привел примеры уменьшения объема включений: им обнаружены контуры в момент их изоляции.

Особенности преобразования неравновесных форм кристаллов (игльчатых, пластинчатых, скелетных и т. п.) одни и те же, вне зависимости от того, с каким кристаллом мы имеем дело —«положительным» или «отрицательным». Это связано с перекристаллизацией индивидов по принципу Кюри и с разделением на части, что обсуждается специально в последующих разделах книги. Сам физический механизм преобразования полостей стал ясен после тонких наблюдений Г. Г. Леммлейна (1951₂, 1954) над залечиванием и самозалечиванием трещин в кристаллах.

Акизуки (Akizuki, 1965) с помощью световой и электронной микроскопии обнаружил, что в кристаллах свежесожденных калиевых квасцов включения через 5, 24, 72, 96 часов претерпевают деление на части. Плоские включения по (111) разделяются на части, которые приобретают вторичную цилиндрическую форму. Эти вторичные цилиндрические включения в свою очередь преобразуются, принимают сферическую форму и новую текстуру расположения в кристаллической матрице. Итак, отмечено минимум три стадии эволюции: первичное → вторичное 1 → вторичное 2... Многие ли из минералогов знают о таком видоизменении и необходимости его учитывать?

Мы ограничимся приведением нескольких фотографий (рис. 161), показывающих «замороженные» стадии деления включений в эвдиалитах и нефелинах из щелочных пород Хибинского массива, по данным С. В. Икорского (1967).

Аксессуары роста и растворения, характерные для стенок включений, изучены с помощью электронного микроскопа Акизуки (Akizuki, 1966, 1967) для флюорита. Перекристаллизованные и приблизившиеся к равновесному состоянию стенки включений («отрицательных кристаллов») покрыты {100}, {111}, {110}, {311} или этими формами одновременно. Как и на поверхностях внешних граней кристаллов, на стенках включений хорошо видны плоские слои роста, ступенчатые ямки растворения и прочие формы.

При изучении неоднократного перегрева газово-жидких включений в щелочных породах Хибинских апатитовых месторождений Н. Г. Закржевская (1968) обнаружила, что некоторые из этих включений *не вернулись к исходному состоянию*. Наблюдались следующие превращения: 1) измене-

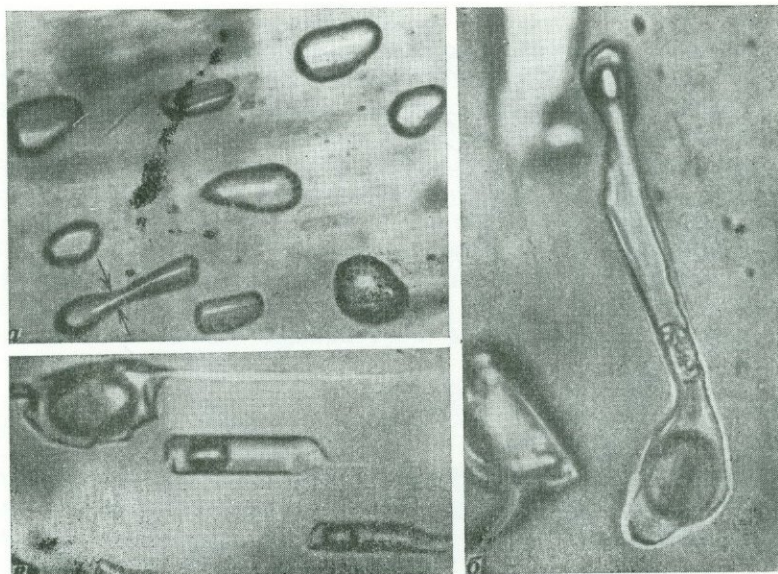


Рис. 161. Расчленение неравномерных трубчатых полостей на более мелкие с различным соотношением первичных фаз. Уртиты и хибиниты Хибинского щелочного комплекса. Кольский полуостров

a — трубчатое газОВО-жидкое включение в эвдиалите; стрелки — места начавшегося «перезима»; на обоих концах полости уже имеется газовый пузырек, увел. 1070; *б* — несколько стадий деления трубчатых полостей в нефелине, увел. 800; *в* — группа газОВО-жидких включений в нефелине с различным соотношением газОВОй и жидкой фаз, увел. 1400

ния объемов газОВОй фазы, сопровождавшиеся уничтожением внутренней огранки полостей, 2) преобразование двухфазовых включений в однофазные, состоящие из стекла, 4) исчезновение газОВОго пузырька. Эти преобразования соответствовали метаморфизации включений. Явление метаморфизации включений, аналогичное экспериментальному, обнаружено Н. Г. Закржевской (1968) в экзоконтактах тел луювритов Хибинского массива и объяснено влиянием их высокотемпературного нагрева.

Помимо признаков метаморфизации включений, свидетельствующих об исчезновении их сингенетических особенностей, нужно обратить внимание еще на одну особенность процессов минералообразования, имеющих отношение к онтогении минералов, разобранный ниже.

Минералоги часто предпочитают изучать эволюцию палеотемператур на крупных индивидах минералов, предпочтительно хорошо зональных¹, обросших последующими минералами. При этом выявляется, что падение температур гомогенизации включений при росте кристалла происходит *ступенчато*, как это показала И. В. Банщикова (1965), для крупных кристаллов кварца (рис. 162).

В месторождениях, где полезный минерал заключен в «жилльном» материале, всегда имеются подобные крупные индивиды, которые, как правило, образуются позднее основной массы индивидов «жилльного» заполнения. В предыдущих разделах мы показали на нескольких примерах, что в кварце-

¹ При этом не всегда строго различаются зональность и секториальность.

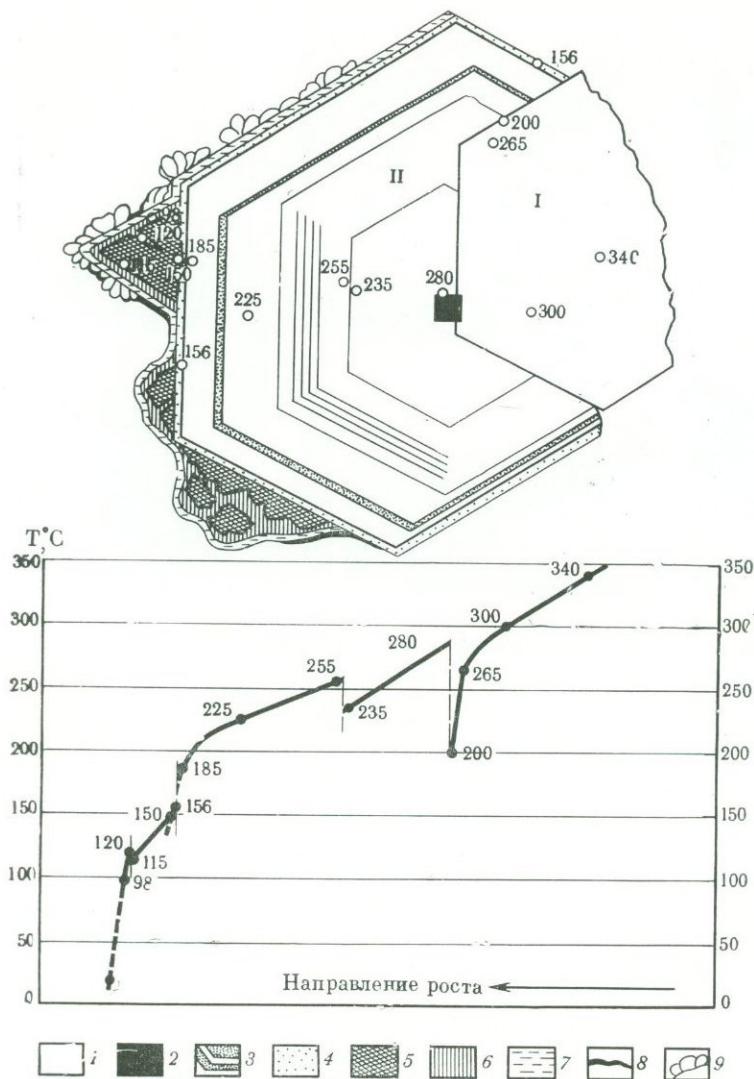


Рис. 162. Температуры гомогенизации включений в кристалле кварца двух генераций (I, II) и в обрастающих их минералах. Срез кварца $\perp L_3$ (Казахстан)

1 — кварц бесцветный, прозрачный; 2 — флюорит; 3 — дымчатый зональный кварц; 4 — кварц молочно-белый; 5 — флюорит зеленый; 6 — флюорит лиловый; 7 — кварц-серпичитовая присышка; 8 — марказит; 9 — сидерит

вых, карбонатных, баритовых и прочих жилах зарождение кристаллов бывает ни один раз, а несколько. Это означает, что мы имеем дело не с генерациями, например, кварца, а с его *зарождениями* (см. стр. 51 — 56). В целом в жиле массоотложение кварца идет *непрерывно*, а следующие одно за другим зарождения индивидов вносят в ход кристаллизации элемент дискретности. А поскольку сами зарождения стимулируются обычно внешними факторами (трещинообразование и адиабатическое падение температуры, появление зародышей-осколков, колебания давления), то и включе-

ния в индивидах соответствующих зарождений фиксируют, как правило, температуры лишь *переломных* моментов минералообразования. Поэтому особенно удачными и ценными будут находки индивидов, которые продолжили свой рост на всем основном интервале формирования рудной жилы.

Важны также поиски примеров *повышения* температур в ходе минералообразования и в случаях наложения высокотемпературных продуктов минералообразования на более ранние низкотемпературные. Например, Потт (Pott, 1969), исследовавший кварцевые жилы альпийского типа (массив Монблан, Альпы), обнаружил, что кристаллы метаморфического кварца кристаллизовались при меньших температурах, чем те, которые возникли позднее при диафторезе. Оказалось, что первичные газовой-жидкие включения гомогенизируются при меньших температурах, чем вторичные (диафторез), более богатые углекислотой.

II.2.5. РОСТ ДВОЙНИКОВ

Рост усложняется, когда два или более индивидов (зародышей) оказываются соединенными не в произвольном, а в закономерном, двойниковом соотношении. Приходят в действие специфические факторы, обуславливающие особенности форм роста таких двойниковых сростков.

Физическая природа двойниковой границы

Двойниковая граница — *самая низкоэнергетическая* в сравнении с другими, произвольными границами между индивидами. Известны случаи, когда ее энергия составляет всего $\sim 1\%$ от энергии самой высокоэнергетической границы между монокристалльными зернами в данном агрегате. Например, в зернистом агрегате самородной меди произвольная граница имеет величину граничного натяжения 550 дин/см , а двойниковая — всего 19 дин/см . Известно, что активационная энергия диффузии по границам зерен ниже, чем активационная энергия объемной диффузии. Например, активационная энергия пограничной диффузии серебра в меди равна $23\,000 \text{ кал/моль}$, а объемной диффузии — $38\,000 \text{ кал/моль}$. Из этого следует, что при увеличении температуры первой будет проявлена диффузия по границам зерен, а при дальнейшем повышении температуры — объемная диффузия. Двойниковая же граница «оживет» еще раньше и будет служить энергетически самым выгодным местом встройки частиц при росте индивида.

Двойниковые границы являются обычно весьма прочными соединениями индивидов. Но наблюдаются случаи, когда они морфологически соответствуют *индукционным поверхностям*, которые возникают, например, на границе пирамид роста (Пахомова, 1968). Двойники прорастания по (0001) исландского штата, описанные В. А. Мокиевским и др. (1968), имеют на границах двойниковых индивидов такие индукционные поверхности.

По общим вопросам кристаллографии и кристаллохимии двойников мы отсылаем читателей к работам Бюргера (Buerger, 1945), Хартмана (Hartman, 1956) и И. И. Шафрановского (1961_{1,2}).

Двойниковый рост минералов

Изумление наблюдателей вызывают друзы, на которых среди кристаллов резко выделяется по величине какой-либо один из них. Было замечено при этом, что более крупные кристаллы бывают представлены двойниками. Так,

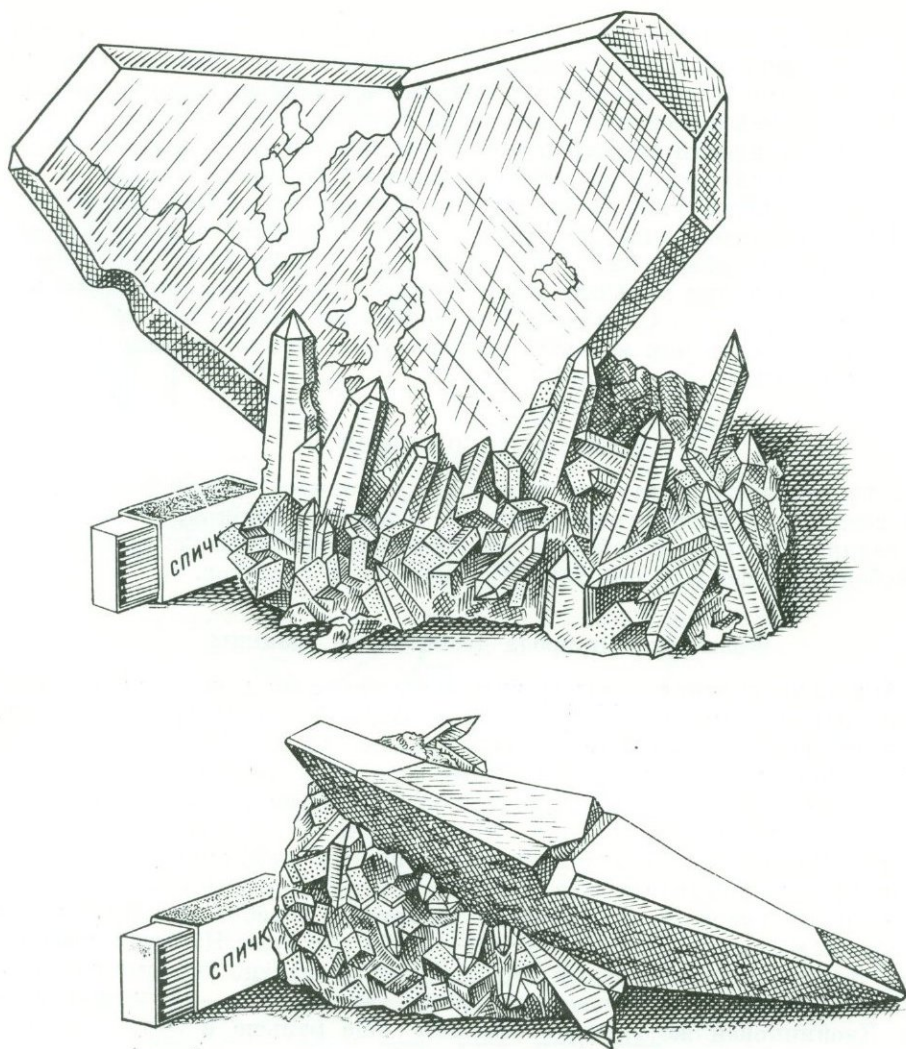


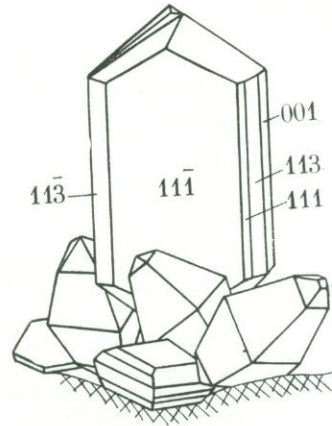
Рис. 163. Японский двойник кварца среди кристаллов того же зарождения. Гудживас, Памир

Точками обозначены ромбоэдры анкерита, превращенного в бурый железняк. Представлены две проекции — лицевая и вид сверху, высота — двойника — 26 см

А. И. Захарченко и др. (1946) описали огромный японский двойник кварца, выросший среди обычных кристаллов в полости кварцевой жилы на Гудживасском месторождении на Памире (рис. 163). Чем это обусловлено?

Причина *более быстрого роста двойников* была открыта Бекке (Becke, 1911) и подробно рассмотрена Терчем (Tertsch, 1926). Преимущественный рост свойствен лишь двойникам, на которых по закону срастания между индивидами получается входящий угол (у кварца это, например, двойник по японскому закону). В таком случае всегда имеется возможность наиболее

Рис. 164. Упленный двойник серы по $\{110\}$ среди одновременно росших с ним пирамидальных монокристалльных индивидов



выгодного отложения вещества во входящем углу, как это следует из объяснения, основанного на схеме (см. рис. 36), и рост двойника идет быстрее, тогда как монокристаллы или кристаллы, сдвойникованные по законам, не создающим входящих углов, такого преимущества не имеют. Такие сдвойникованные кристаллы приобретают также уплощенную форму, вполне объяснимую на основе описанного выше механизма роста, так как они быстрее увеличиваются в размерах за счет слоев, разрастающихся от входящего угла. Упленная форма весьма характерна для двойников магнетита по октаэдру, гальских и парижских двойников гипса, периклиновых двойников плагиоклазов и т. п.

Именно таким образом возник уплощенный двойник серы, описанный Б. И. Сребродольским (1966) и показанный на рис. 164.

Механизм зарастания входящих углов в кристаллах синтетического кварца рассматривал В. Т. Ушаковский (1968). Эксперименты показали, что зарастание входящих углов, независимо от их расположения в затравке, формы и величины, происходит не параллельно их сторонам, а лишь по направлению положительных концов полярных осей.

Влияние двойниковых границ (без входящих углов) на рост кристаллов кварца анализировала Т. А. Карякина (1968). Она исследовала грани кристаллов кварца, сдвойникованных по дофинеюскому и бразильскому законам. Присутствие дофинеюских двойниковых границ не влияет на рост граней отрицательного ромбоэдра и ускоряет и облегчает рост граней положительного ромбоэдра. Бразильские двойниковые границы практически не влияют на рост входящих в двойник индивидов.

Предпочтительный рост кристаллов гематита вдоль границ со слабой ориентировкой блоков обнаружил Сунагава (Sunagawa, 1968). Границы блоков в виде неправильных линий пересекают треугольные слои роста на пинакоиде (0001) гематита. Вдоль выходов этой границы имеется серия дополнительных спиральных и плоско-треугольных форм роста.

В заключение нужно отметить, что тип двойникового какого-либо минерала может во времени меняться, эволюционировать. Это будет в какой-то мере напоминать эволюцию форм роста индивидов, обсуждавшуюся выше. Например, Зейферт (Seifert, 1964) в гранитах Коннектикута (США) исследовал относительную последовательность появления различных типов двойников в индивидах плагиоклазов. Самые ранние двойники (первичные, ростовые) сдвойникованы по манебахскому закону. Далее синхронно возникли

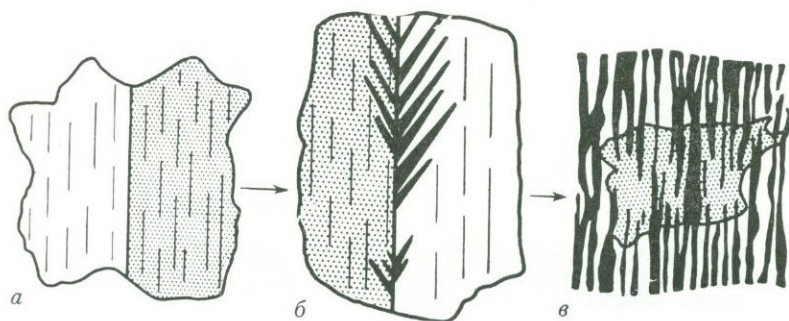


Рис. 165. Последовательность появления различных типов двойников в плагиоклазах
 а — первичные манебахские двойники, разрез $\perp (001)$; б — выклинивающиеся периклиновые двойники (черное) в плагиоклазе, сдвойнированном по манебахскому закону, а разрез $\parallel (010)$; в — пластинки альбитовых двойников плагиоклаза (черное), выделившихся при твердофазовых превращениях микроклина; разрез $\perp (010)$; пластинки плагиоклаза рассекают и микроклин и более ранний плагиоклаз (участок, покрытый точками). Граниты Коннектикута, США

кают альбитовые и параллельные периклиновые, после их — клиновидные периклиновые, а самые поздние — плагиоклазовые двойники распада. В изученном случае последующие виды двойникования не связаны с деформациями, а обусловлены внутренними напряжениями в структуре плагиоклазов, вызванными высоким — низким превращением (рис. 165).

Пересечение периклиновыми двойниками альбитовых отмечал А. С. Марфуни (1961). Эти и другие примеры показывают, что некоторая единая эволюция смены типов двойников отсутствует. Но в каждом конкретном случае исследования последовательности появления типов двойников могут дать важную генетическую информацию. В этой связи можно упомянуть работу Чапмана (Chapman, 1936) о двойниковании полевых шпатов в дифференцированном силле, статьи Гораи (Gorai, 1950) и Вейнса (Vance, 1961).

И. И. Кикнадзе (1969) исследовал альбит из вулканогенных пород средней юры на Кавказе и обратил внимание на наличие сингенетичных реликтовых и новообразованных двойников. Наблюдаемые в настоящее время кристаллы альбита являются результатом инверсии высокотемпературных модификаций исходных плагиоклазов, альбитизация которых происходила в основном после полной консолидации эффузивов.

Критерии отличия двойников роста и механических двойников

Критерии отличия первичных и механических (вторичных) двойников лучше всего продемонстрировать на полисинтетической разновидности двойников, как это сделано Б. В. Чесноковым (1970), результаты исследований которого приводятся ниже.

Полисинтетические двойники могут образоваться разными путями. Известны первичные полисинтетические двойники, образующиеся при непосредственном зарождении минералов, механические двойники и двойники превращения. Литература, посвященная двойникам, весьма обширна, однако число работ, в которых описываются признаки двойников разного происхождения, относительно невелико (Харкер, 1937; Рамдор, 1962; Веке, 1911; Buerger, 1945; Hartman, 1956; Vance, 1964; Seifert, 1964).

Таблица 12

Признаки первичных и механических двойников *

Двойники роста	Механические двойники
Особенности облика двойниковых сростков	
<ul style="list-style-type: none"> 1. При прочих равных условиях имеет большие размеры, по сравнению с синхронно растущим монокристаллом 2. Часто уплощены параллельно двойниковой плоскости 3. Часто уплощены параллельно двойниковой оси 	
Особенности ограничения двойников	
<ul style="list-style-type: none"> 4. Имеют иногда грани, не наблюдающиеся на монокристаллах. Обычно эти грани находятся не у границы двойника 5. В общем менее богаты гранями, чем монокристаллы 	
Частота двойников	
6. Двойниковые пластинки часто отсутствуют в других зернах в том же препарате (ложное впечатление отсутствия двойников может возникнуть при срезах, параллельных двойниковым плоскостям)	6а. Повсеместное нахождение двойников
Распределение двойниковых пластинок	
7. Обычно простые, а если полисинтетические, то двойниковые пластинки немногочисленны	7а. Двойниковые пластинки многочисленны
8. Двойниковые пластинки часто не проходят через весь кристалл	7б. Процесс двойниковаия обычно охватывает весь кристалл
9. Тонкие и толстые двойниковые пластинки располагаются и оканчиваются независимо друг от друга	8а. Двойниковые пластинки часто проходят через весь кристалл или зерно
Форма двойниковых пластинок	
10. Простые двойники обычно имеют равные части	11а. Двойниковые пластинки обычно тонкие
11. Двойниковые пластинки обычно толстые	12а. Толщина двойниковых пластинок примерно одинакова в пределах каждой системы их или в пределах зерна
12. Толщина двойниковых пластинок в зерне колеблется в очень широких пределах	13а. Двойниковые пластинки обычно четкие, правильные, без ступенек
13. Двойниковые пластинки часто резко меняют свои очертания, образуя ступенчатые границы	14а. Приурочены к участкам деформации в минералах
14. Не обладают приуроченностью к участкам деформаций в минералах	15а. При изгибе кристалла часто меняют свою толщину
15. При изгибе кристалла не меняют своей толщины	15б. Концы двойниковых пластинок иногда срезаны трещинками, представляющими конечный результат деформации
Прочие признаки	
16. На границе двойников иногда имеются первичные включения	16а. Часто зависят в своем расположении от первичных двойников роста
17. Взаимоотношение границ двойников с зональностью кристалла такое же, как и с его внешним ограничением	17а. Чем меньше размеры зерен, тем сложнее образование в них полисинтетических двойников

* Составлена по Б. В. Чеснокову (1970).

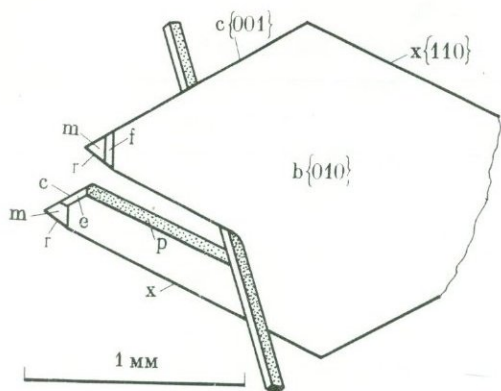


Рис. 166. Расщепление кристалла альбита около иглы актинолита как препятствия

Различить двойники разного типа трудно, вследствие того, что морфологические особенности двойников различного происхождения весьма сходны. Но можно добиться успеха, если учесть важные особенности морфологии двойников, устанавливаемые только при изучении объекта в трех измерениях. Перспективность объемного изучения двойников хорошо иллюстрируется работами Бекке (Becke, 1914), установившего связь облика кристаллов с особенностями их двойникового строения. Критерии для отличия типов двойникования должны отражать историю образования двойников, т. е. их онтогенез. Чтобы доказать первичное двойниковоание, нужно найти такие особенности строения двойников, которые показывали бы, что минерал приобрел двойниковое строение при зарождении или взаимодействии кристаллов во время роста. Для доказательства механического двойникового строения нужно найти признаки, указывающие, что двойниковоание произошло после окончания роста кристалла (или его части) и привело к образованию перориентированных областей в результате механических воздействий. Наиболее существенные признаки первичных и механических двойников (главным образом полисинтетических) сведены в табл. 12.

Наблюдения Б. В. Чеснокова (1970) сделаны на примере полисинтетического альбита в жилах альпийского типа в эклогитах Южного Урала (окрестности дер. Шубино). Кристаллы альбита из друзовых пустот указанных выше жил бесцветны, прозрачны и достигают 1 см в поперечнике. Облик кристаллов (полисинтетических сростков) близок к изометрическому. Иногда кристаллы несколько уплощены по $\{010\}$ или несколько вытянуты по $[100]$. На кристаллах присутствуют грани многих форм. Все грани гладкие и блестящие, за исключением $\{201\}$ и $\{403\}$. Грани $\{010\}$ имеют тонкую вертикальную штриховку. Почти все кристаллы в действительности представляют собой полисинтетические двойники по альбитовому закону. Входящий угол между гранями (001) соседних пластинок в сростке около 173° (у альбита он равен $172^\circ 52'$).

В некоторых друзах вместе с кристаллами альбита присутствует множество игольчатых и волосовидных кристаллов актинолита. По отношению к альбиту иглы актинолита идиоморфны. Во время образования кристаллов альбита кристаллы актинолита уже были на стенках друзовой полости в жилах, что доказывается рядом фактов.

1. Прозрачные кристаллы альбита, не имеющие видимых следов деформаций, иногда включают изогнутые или обломанные кристаллы актинолита.

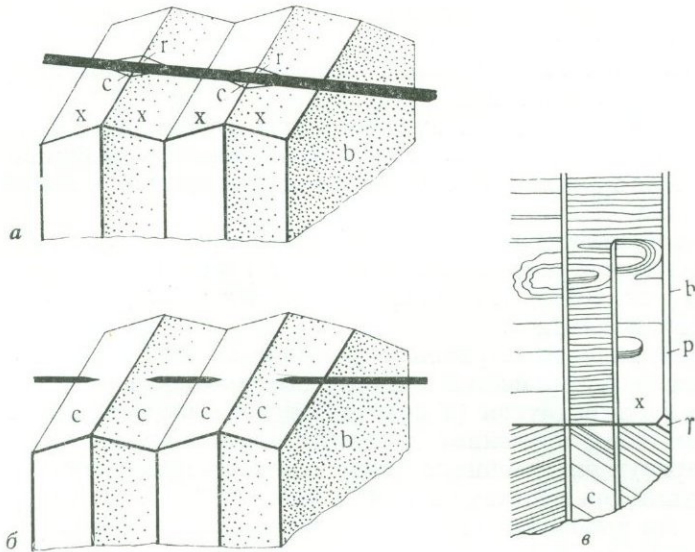


Рис. 167. Морфологические признаки существования полисинтетических двойников роста в альбите

a — «надпилы» на гребнях полисинтетического двойника около иглы актинолита; *б* — игла «прошивает» гребни двойника; *с* — двойниковые швы, разделяющие геометрически несовместимые (автономные) элементы скульптуры роста граней альбита; *b* {010}, α {101}, c {001}, r {403}, p {111}, γ {112}

Изгибание и обламывание этих кристаллов могло произойти только до того, как они были законсервированы альбитом.

2. Часто около кристаллов актинолита кристаллы альбита как бы расщепляются (рис. 166). При этом на альбите образуются своеобразные «надпилы», покрытые гладкими гранями обычных для альбита форм: {001}, {101}, {110}, {021} и др. Если кристаллы альбита росли в окружении множества игл актинолита, то число таких надпилов очень большое. Таким образом, кристаллы актинолита являлись препятствием при росте кристаллов альбита и вызвали изменения форм последних (ср. стр. 193).

3. Когда иглы актинолита лежат на гранях альбита, то часто уровень грани по обе стороны от кристалла актинолита разный. В этом случае последний вызывал отклонения в ходе нарастания вещества альбита в разных участках грани.

4. Часто элементы скульптуры роста грани альбита по обе стороны от соприкасающегося с этой гранью кристалла актинолита не имеют геометрической связи (причина та же, что и в п. 3).

Взаимоотношение кристаллов альбита с более ранними кристаллами актинолита показывает, что двойники альбита в данном случае являются первичными полисинтетическими двойниками. Это подтверждается и некоторыми другими особенностями морфологии рассматриваемых двойников.

1. Довольно часто на гребнях полисинтетических двойников альбита около иголок актинолита образуются «надпилы» (рис. 167, *a*), что свидетельствует о том, что во время соприкосновения с актинолитом альбит уже рос в виде полисинтетического двойника.

2. Некоторые иглы актинолита «прошивают» гребни полисинтетических двойников (рис. 167, б). Это явление могло возникнуть также только при росте альбита в виде двойника во время соприкосновения с более ранними кристаллами актинолита.

3. Включенные в альбит кристаллы актинолита в виде прямолинейных игл и волосков у границ полисинтетических двойников не испытывают изгиба. При наличии механического двойникования с изменением формы эти деформации были бы неизбежны.

4. Двойниковые швы на поверхности кристаллов альбита часто разграничивают геометрически несовместимые элементы скульптуры роста граней альбита (рис. 167, в), т. е. двойник уже существовал в момент окончания роста этих граней альбита.

5. Двойниковая штриховка практически не проявляется в рельефе индукционных поверхностей в местах соприкосновения двойниковых сростков альбита друг с другом (в отличие от механических двойников).

Кроме того, изученные двойники альбита имеют следующие признаки, характеризующие двойники роста согласно приведенным выше литературным данным (по пунктам табл. 12): 2, 8, 9, 12, 13, 14. Однако, как уже отмечалось, эти дополнительные признаки сами по себе в качестве искомым критериев недостаточны. Дополнительные доказательства вторичности двойникования в альбитах привел Капедри (Capedri, 1970). Им отмечено контролирование двойников трещинами и наличие «пламенеvidных» двойников.

Другие признаки механических полисинтетических двойников подмечены Б. В. Чесноковым (1970) на примере кальцита, плаггиоклаза и других минералов. При механическом двойниковании с изменением формы посторонние тела, находящиеся в виде включений в монокристалле, естественно, деформируются. В спайном обломке бесцветного исландского шпата размером $2,5 \times 2 \times 1,5$ см (рис. 168) было просверлено сквозное отверстие диаметром 1 мм перпендикулярно $(011\bar{2})$ (Чесноков, 1965). В отверстие вставлен свинцовый круглый стержень диаметром 0,9 мм. Затем кристалл был подвергнут механическому двойникованию. Двойникование происходило по плоскости $(011\bar{2})$, а направление сдвига по $[0111]$. В кристалле образовались две переориентированные зоны, а свинцовый стержень подвергся

Рис. 168. Деформация включений в индивиду при возникновении в нем эпигенетических механических двойников

а — экспериментально воспроизведенная деформация свинцового стержня (черное) при механическом двойниковании кальцита, плоскость рисунка $\parallel [2110]$; б — деформация пластинки мусковита (М) при механическом двойниковании кристалла плаггиоклаза

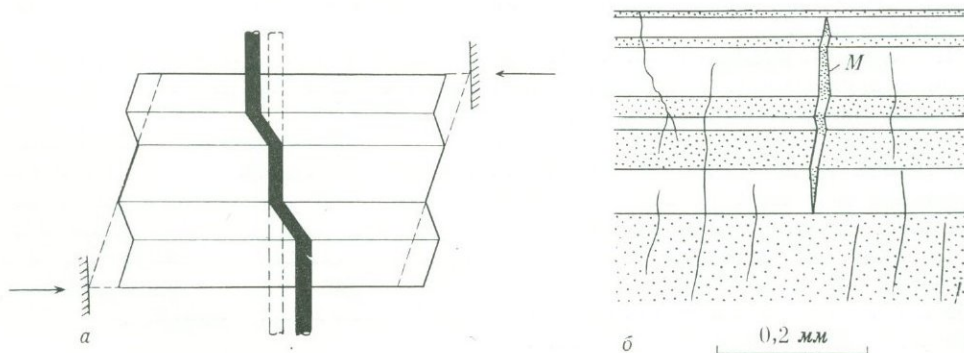
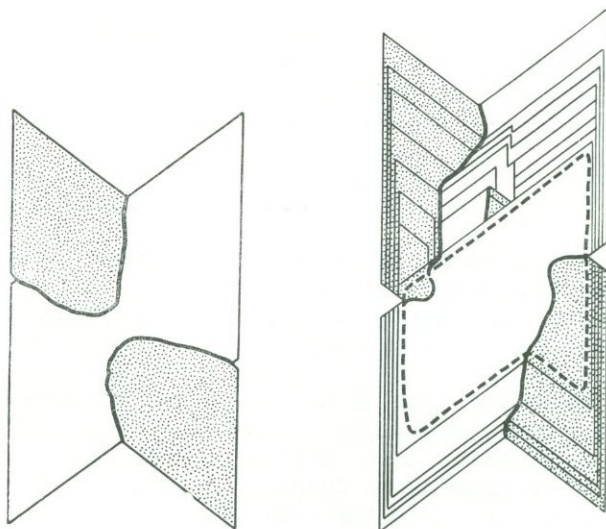


Рис. 169. Зоны роста в двойнике гипса с входящими углами. На правом кристалле показан первичный зародыш с растворенным контуром (пунктир)



деформации: на границах переориентированных участков получался изгиб, а в пределах каждой такой зоны увеличивалась длина стержня и уменьшался его диаметр (рис. 168, а).

Многие зерна кислого плагиоклаза в карбонатизированных милонитах Вишневых гор на Урале представляют собой полисинтетические двойники по альбитовому закону. В прозрачных шлифах иногда можно видеть деформацию листочков мусковита и кристалликов апатита на границе соседних пластинок в этих двойниках (рис. 168, б). Деформация заметна как во внешней форме этих включений, так и в изменении погасания их у границ двойниковых пластинок. Указанное явление свидетельствует о том, что в данном случае плагиоклаз подвергался механическому двойникованию. Другие морфологические особенности двойников плагиоклаза из милонитов во многом отвечают признакам механических двойников, указанным ранее в табл. 12 (по пунктам): 6а, 7а, 7б, 8а, 11а, 12а, 13а, 14а, 15а. Однако, как и в случае первичных двойников роста, этих дополнительных признаков было бы недостаточно для решения вопроса о природе данных двойников. Особое значение в определении механических двойников имеет деформация изгиба включений на границе двойниковых пластинок, а не разрыв этих включений в плоскости срастания пластинок. Такой разрыв включения может произойти после образования двойника (первичного или механического) путем некоторого смещения двойниковых пластинок по плоскости срастания.

Рисунок скульптуры роста граней механического двойника не зависит от положения двойниковых швов, а только испытывает некоторый «излом» у этих швов. Это можно проследить на кристаллах кальцита, гематита или рутила, имеющих механические двойники. Появление двойниковых швов в этом случае происходит после формирования скульптуры роста на гранях кристаллов (Классен-Неклюдова, 1960).

В механических полисинтетических двойниках на индукционных поверхностях двойниковая штриховка в большинстве случаев проявляется четко.

О росте двойников мы знаем пока мало. Несомненно, интересные данные будут получены при изучении зонального строения двойников. Такое

исследование уже выполнено для двойников роста альбита и гипса Донелли (Donelly, 1967) (рис. 169).

Равновесную форму двойника, затормозившегося у препятствия, описали В. П. Солдатов и В. И. Старцев (1966).

II.2.6. РОСТ МЕТАКРИСТАЛЛОВ

Когда были сделаны первые выводы о возможности роста кристаллов в твердофазовом окружении («твердое в твердом»), то лишь немногие петрографы, например Бекке (Becke, 1904, 1913), осознали огромные масштабы проявления в земной коре твердофазовых реакций, которые вначале казались парадоксальными. Но в настоящее время роль этих процессов уже оценена и мы многое знаем о метакристаллах и бластезе.

Метакристаллами называются кристаллы, выросшие в твердой среде монокристалла или агрегатов, сложенных другими минералами — например, метакристаллы граната в альбитите или турмалина в кварците. Метакристаллы не нужно отождествлять с кристаллами — вкрапленниками, выросшими в твердой среде агрегата того же минерального вида при явлениях изохимической перекристаллизации. Такие кристаллы — в зависимости от степени их идиоморфизма — называются *ксенобластами* и *идиобластами*.

Наиболее интересные из последних сводок о формах проявления в природе метакристаллов выполнены В. Д. Никитиным (1955) и А. Д. Генкиным (1958_{1,2}, 1963). Поэтому мы не будем приводить подробное описание форм нахождения метакристаллов в природе. Более целесообразно остановиться на способах возникновения метакристаллов (Жабин, 1966₁).

Метакристаллы, выросшие при помощи окружающих их тонких пленок питающего раствора

Этот процесс наиболее широко распространен в природе. Метакристалл может разрастаться только в том случае, когда он находится как бы *в тончайшем «чехле»* *воздействующего раствора*.

Толщина пленки, динамика движения раствора и находящихся в нем компонентов и физическое состояние самого раствора — все эти вопросы изучены пока слабо. Однако, учитывая данные экспериментальной кристаллографии, можно сделать некоторые предположения о механизме образования метакристаллов в природе. Пленка находится на границе растущего метакристалла и окружающего его кристаллического агрегата. Фактически, замещающая окружающие минералы, метакристалл непосредственно с ними не соприкасается, поскольку их разграничивает жидкая пленка питающего раствора. Толщина пленки достаточно мала и отвечает, по-видимому, размерам физически тонкого слоя. Обыкновенно, признаки полости около метакристалла не удается наблюдать в микроскоп даже при весьма больших увеличениях. Тем не менее в благоприятных случаях, как будет показано ниже, эти признаки поддаются наблюдению. Какие основные химические явления происходят в пленке раствора, окружающей метакристалл? Во-первых, привнос и сопряженный вынос вещества в соответствии с химическим характером минералообразования. Во-вторых, во внешней и внутренней частях пленки происходит два различных явления — растворение окру-

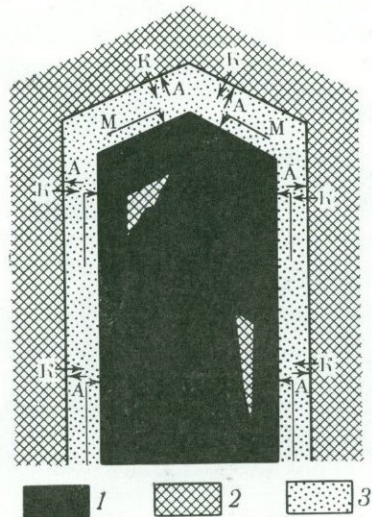
жающего субстрата и кристаллизация вещества растущего метакристалла. В-третьих, именно в пленке, окружающей метакристалл, происходит распад транспортируемых раствором подвижных ацидокомплексных соединений, сопровождающийся выделением свободных диссоциированных анионов сильных кислот (Беус, 1962). Распад ацидокомплексных соединений происходит вблизи поверхности формирующегося метакристалла. Следовательно, кристалл находится в «чехле» наиболее активного раствора, что способствует его росту и интенсивному разрушению субстрата (рис. 170).

Характеризуя физическую сторону взаимодействия метакристалла и субстрата, нужно упомянуть о *капиллярном состоянии* пленки питающего раствора и о *кристаллизационном давлении* растущего метакристалла (см. стр. 186). Малая толщина пленки питающего раствора позволяет считать, что раствор в ней находится под действием капиллярных сил. Капиллярные силы препятствуют свободному движению (фильтрации) самого раствора, но они не мешают диффузии. Поэтому обмен вещества в пределах этой пленки (привнос и вынос) осуществляется главным образом диффузионным путем. Возможная роль кристаллизационного давления при росте кристаллов в свободных средах рассматривалась ранее (Becker, Day, 1905; Taber, 1916; Rothrock, 1925; Григорьев, 1950, 1961). Проявление же кристаллизационного давления как фактора, способствующего росту метакристаллов, в литературе специально не рассматривалось.

Особый интерес для выяснения роста метакристаллов представляет изученное также В. Я. Хаимовым-Мальковым (1959_{1,2,3}) питание «закрытых» участков граней кристаллов, находящихся в растворе. Метакристаллы соответственно представляют крайний случай, когда «закрытой» оказывается вся поверхность кристалла. Этот исследователь установил, что питание закрытых участков грани (в местах соприкосновения с препятствием) осуществляется через тонкий слой раствора. Физические и химические свойства этого слоя, а следовательно, и условия питания грани определяются поверхностным натяжением этого слоя. Последнее зависит от различных факторов: толщины слоя, являющейся функцией давления на слой, температуры, концентрации вещества и примеси, природы кристаллизующего вещества и т. п.

Рис. 170. Схема метасоматического формирования кристалла редкометалльного минерала в твердой среде

1 — кристалл редкометалльного минерала; 2 — замещаемый минерал или порода; 3 — пленка активного минералообразующего раствора, окружающая кристалл; М — частицы раствора редкометалльного минерала, переходящие в твердую фазу после распада ацидокомплекса; А — диссоциированные анионы сильных кислот, растворяющие замещаемый минерал; К — катионы, поступающие в раствор из замещаемого минерала



Давление в пленке питающего раствора около растущего метакристалла должно быть больше, чем гидростатическое (пропорциональное глубине формирования месторождения) давление данного конкретного места. Оно также больше, чем давление в соответствующем гидротермальном потоке, от которого отходит система питающих метакристаллы капилляров. Это объясняется тем, что давление внутри пленки складывается из «внешнего» гидростатического давления, кристаллизационного и сил капиллярности.

Моделирование кристаллизационного давления в искусственных средах производилось многими исследователями. Заслуживает внимания последняя работа Шуилинга и Вензинка (Schuiling, Wensink, 1962), в которой помимо случаев образования порфириобластов и пойкилобластов в природе приведены данные об искусственной кристаллизации сульфата меди в

Рис. 171. Замещение пирохлора ферситом, происходившее без непосредственного контакта между протоминералом и новообразованным минералом. Вишневые горы, Урал
 а — ферситовые прожилки в пирохлоре, образующем реликтовые зерна; промежуточная зона (темное), выполненная позднее кварцем и кальцитом. Аншлиф, увел. 35; б — деталь строения верхнего снимка. Округлые реликты монокристаллов пирохлора среди ферситовых прожилков. Аншлиф, увел. 100

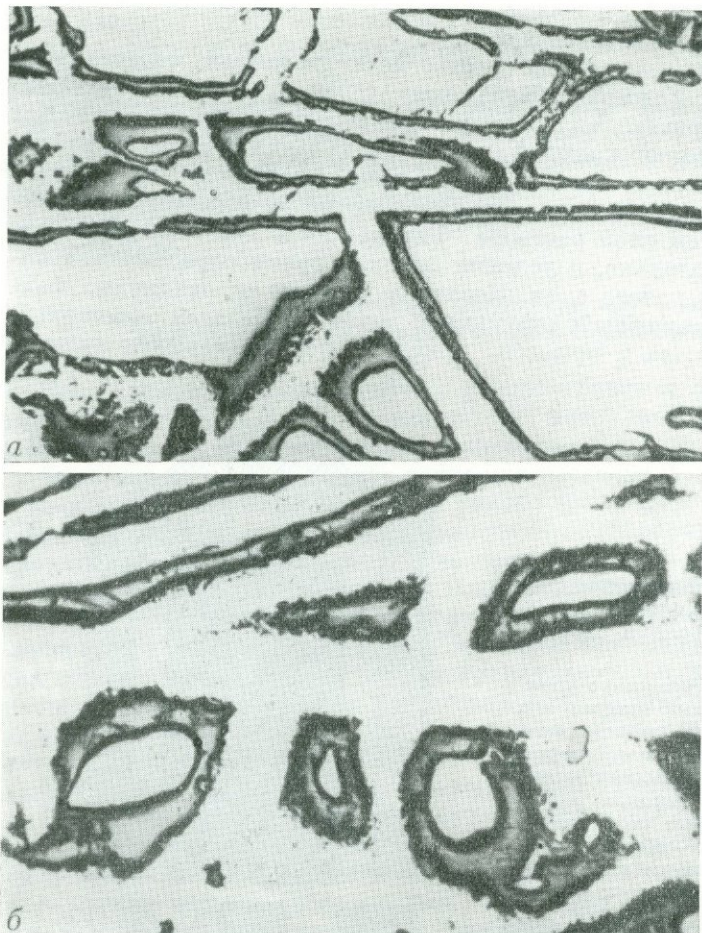




Рис. 172. Сфен (1) замещается пластинчатыми кристаллами ильменита (2). Между сфеном и ильменитом промежутки, выполненные кальцитом (3); фон — амфибол (4). Прозр. шлиф, увел. 30. Вишневые горы, Урал

слоистом песке. Описана покилобластовая стадия роста кристалла сульфата меди (с захватом песчинок) и порфиробластовая стадия (с раздвиганием полосчатости, с отталкиванием песчинок).

Возможно, что ранее описанные нами текстуры замещения пироклора ферсмитом могут иллюстрировать реальность существования в природе пленок питающего раствора около растущего метакристалла (Жабин, Гайдукова, 1962). В данном случае между замещаемым минералом (пироклором — $\text{NaCa}(\text{Nb}_2\text{O}_6)(\text{F}, \text{OH})$) и замещающим (ферсмитом — $\text{Ca}(\text{Nb}_2\text{O}_6)$) отсутствовал непосредственный контакт, и обмен веществом происходил через тонкий свободный промежуток (0,1—0,01—0,001 мм), параллельный фронту замещения. После прекращения замещения полость была заполнена остаточными минералами — кальцитом и кварцем. В настоящее время мы видим взаимоотношения пироклора и ферсмита в законсервированном виде (рис. 171). При этом достаточно большая и неравномерная толщина полости, ранее занятой раствором, позволяет предположить, что в данном случае могла происходить не только диффузия, но также и инфильтрация растворов вдоль этой плоскости, а соответственно и инфильтрационная миграция питающих и выносимых компонентов. Сходное соотношение наблюдалось нами и для другой пары минералов — сфена и замещающего его ильменита. В этом случае также отсутствовал контакт между этими минералами (рис. 172).

Таким образом, рост метакристаллов при помощи пленки питающего раствора облегчается действием следующих двух факторов: а) происходящими внутри пленки реакциями с высвобождением анионов сильных кислот; б) кристаллизационным давлением растущего кристалла, повышаю-

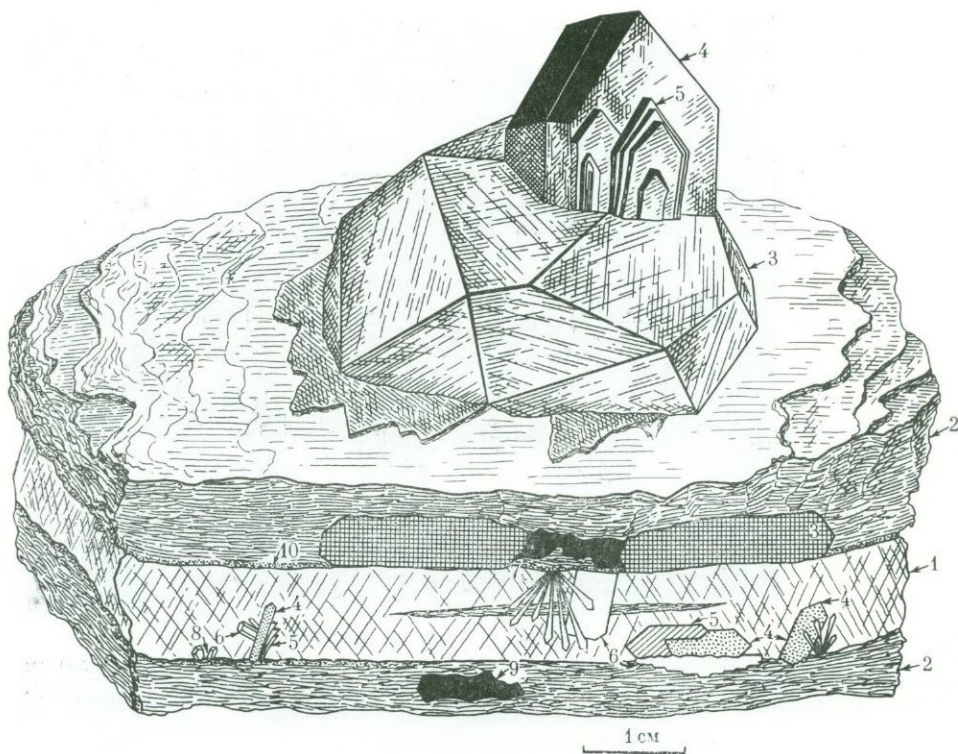


Рис. 173. Друзы замещения метакристаллов в гранитном пегматите. Жила гранитного пегматита, Блюмовская копь № 50. Ильменский минералогический заповедник, Урал. Метакристаллы нарастают на пластины биотита и замещали при росте микроклин: 1 — микроклин; 2 — биотит; 3 — гранат; 4 — самарскит; 5 — колумбит (эпитаксически нарастает на самарскит); 7 — цирколит; 8 — малакон; 9 — магнетит; 10 — мусковит

Рис. 174. Метакристаллы пирохлора в зернистом альбите. Вишневые горы, Урал. Извилистая сложная форма обусловлена возникновением зародышей метакристаллов на границах зерен альбита и преимущественным ростом вдоль их границ

a — различные стадии (I, II, III) захвата реликтов альбита растущим метакристаллом; *б* — «интерстициальная» форма метакристаллов

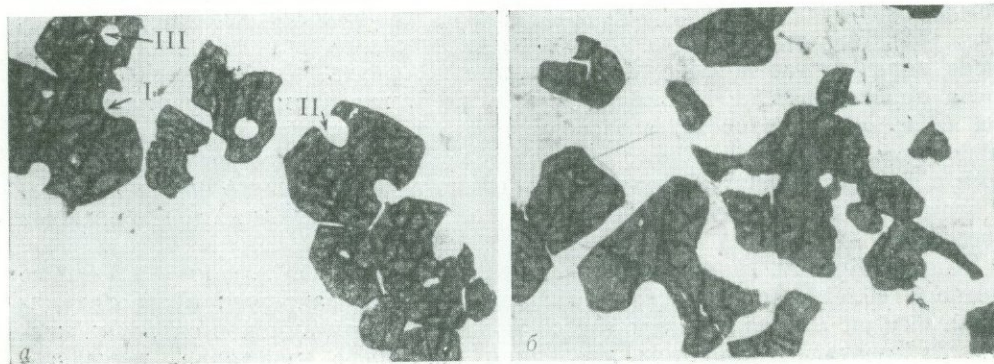
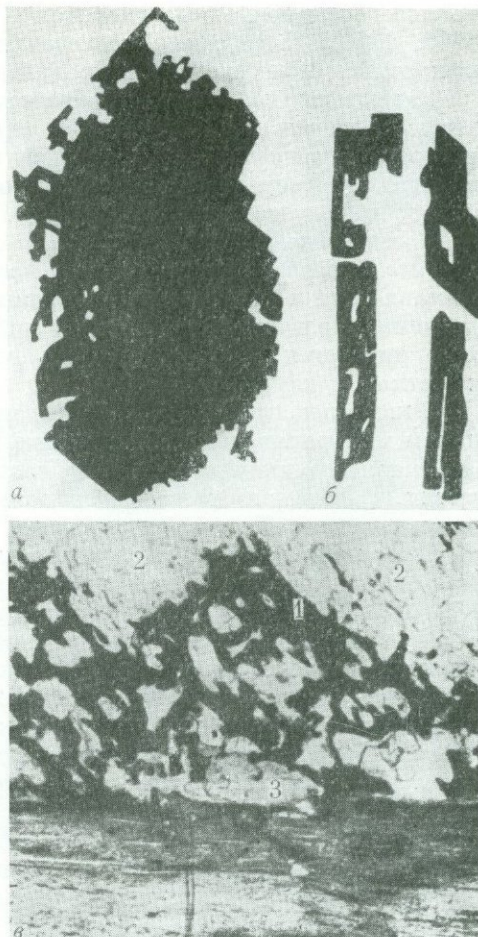


Рис. 175. «Дендритные» и «скелетные» формы метакристаллов

a — кристалл чевкинита в микроклине; Вишневые горы, увел. 3; *б* — футлярообразные метакристаллы ортита в альбите; Вишневые горы, увел. 3; *в* — дендритообразный метакристалл самарскита (1) в микроклине (2); метакристалл нарастает на биотит (3); прозр. шлиф, увел. 50. Вишневые горы (*a*, *б*) и Ильменские горы (*в*)



щим суммарное давление на фронте замещения.

Возможно, именно эти факторы обуславливают ту легкость, с которой в природе осуществляется рост метакристаллов.

Описание морфологических особенностей метакристаллов, выросших этим способом, не входит в нашу задачу. Поэтому можно ограничиться несколькими иллюстрациями (рис. 173—175), которые показывают разнообразие форм метакристаллов, самую разную степень их идиоморфизма и способность метакристаллов образовывать *друзы замещения* (Жабин, 1960).

Метакристаллы могут также образовывать концентрически-зональные агрегаты, показанные на рис. 176 (Жабин, Свяжин, 1962).

Метакристаллы, выросшие путем диффузии ионов и атомов через кристаллические структуры

В физике твердого тела диффузионные явления в кристаллических структурах твердых тел (в том числе в металлах, окислах, сульфидах и некоторых силикатах) изучены весьма подробно, и по этому вопросу имеется обширная специальная литература. Например, на русский язык переведены крупные обобщающие монографии Р. Бэррера (1948), К. Зайта (1959) и К. Хауффе (1962).

Диффузионные явления могут приводить к изменению химического состава старых минеральных фаз (например, эгиринизация пироксенов или диффузия меди в платину с образованием медистой платины), а также к появлению новых минеральных фаз. Нас будут интересовать лишь те диффузионные явления, которые приводят к образованию новых минеральных фаз — метакристаллов. К сожалению, данные физики твердого тела мало используются при минералогических исследованиях. В литературе приводится ограниченное количество примеров образования в природе метакрис-

таллов рассматриваемым способом (Генкин, 1954; Иваницкий, 1955; Иванов, 1959, 1960). Интересные исследования в этом направлении приведены на природных объектах Б. В. Бродиным (1960, 1963, 1966).

Различают два способа образования метакристаллов путем диффузии вещества через кристаллические структуры минералов: а) транспортирование реагирующего вещества к месту зарождения и роста кристалла осуществляется раствором, б) диффузия осуществляется «сухим» способом, без какого-либо участия растворов.

Транспортирование вещества к месту реакции раствором и последующая его диффузия через кристаллическую структуру. Реагирующее вещество доставляется к месту реакции (границе с кристаллической решеткой) фильтрующимся раствором или путем диффузии через раствор. Собственно «сухая» диффузия начинается лишь от границы раствора с кристаллической решеткой в глубь последней.

Описанные природные случаи этого рода относятся к изоструктурным парам минералов, когда вытеснение или прибавление тех или иных ионов в замещаемом минерале не нарушает основного типа кристаллической решетки. [Экспериментально гидротермальные замещения сульфидов воспроизводились Реем (Ray, 1930).]

Например, диффузионное замещение сфалерита станнином и халькопиритом описывалось неоднократно (Генкин, 1954; Иваницкий, 1955, Иванов, 1959). В. В. Иванов (1960) описывает случай, когда в полисинтетически сдвойникованном кристалле сфалерита находятся метасоматические диффузионные прожилки станина. Замечательной их особенностью является параллельная с вмещающим сфалеритом кристаллографическая ориентировка и унаследование у последнего полисинтетического двойникования (рис. 177). Это можно объяснить лишь диффузией ионов в обе стороны от микротрещинки в сфалерите. Очевидно, что в менее удачном случае (отсутствии двойникования) соотношения станина и сфалерита можно было бы ошибочно интерпретировать иначе. Вероятно, для уверенного диагностирования таких диффузионных явлений необходимо, чтобы замещаемый субстрат имел какую-либо отличительную особенность (двойникование, зональность, крапленность и т. п.).

О. П. Иванов специально обсудил приведенный нами пример и пришел к заключению, что прожилки станина в данном случае являются особой формой распада твердого раствора этих минералов, а «диффузионное гидротермальное замещение не может играть заметной роли в процессах преобразования минералов» (Иванов, 1968, стр. 675). По-видимому, такое заключение неправильно, поскольку нет принципиальной разницы в механизме твердофазовой диффузии в случае «внутреннего» источника диффундирующих атомов или «внешнего» в виде оловосодержащего капиллярного раствора. Нет «диффузионного гидротермального замещения» — раствор является лишь транспортером ионов олова и меди до границы сфалеритовой решетки, ячейки которой слишком тесны для молекул воды, но «пропускают» ионы металлов.

Б. В. Бродин (1960) описал мирмекитовые графические срастания галенита с халькозином, возникающие путем диффузионного замещения халькозина галенитом. При замещении происходил обмен катионами между раствором и твердой фазой (халькозином) с сохранением анионного каркаса в пределах каждого отдельного зерна замещаемого минерала. Позднее Б. В. Бродин (1963, 1966) специально рассмотрел роль диффузии при замещении минералов и распаде твердых растворов. Было подтверждено ре-

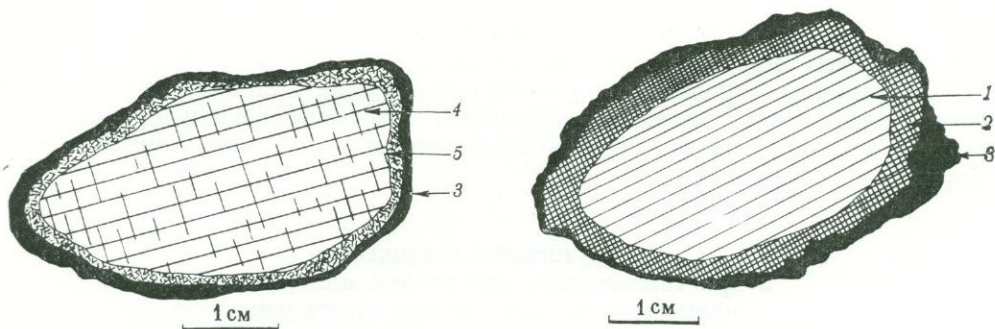
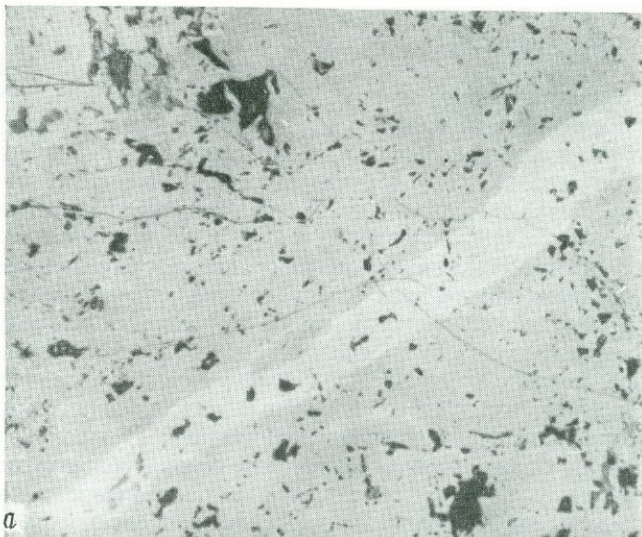
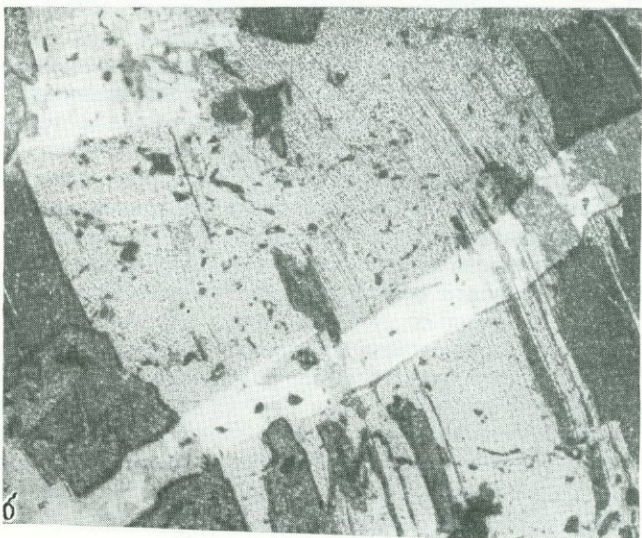


Рис. 176. Концентрически-зональные реакционные агрегаты в альбититах, выросшие метакристаллическим путем. Щелочной комплекс Вишневых гор на Южном Урале

1 — флюорит; 2 — диопсид, 3 — ортит, 4 — корунд, 5 — мусковит



a



b

Рис. 177. Прожилки станнина, образовавшийся при диффузионном замещении сфалерита, по В. В. Иванову

a — аншлиф, увел. 20; б — то же после травления

шающее значение объема анионного каркаса структуры минералов при диффузионных процессах. В работе Б. В. Бродина приведены примеры: 1) диффузионных процессов с увеличением объема анионного каркаса (галенит \rightarrow халькозин; галенит \rightarrow аргентит), 2) с сохранением объема (сфалерит \rightarrow станин; халькопирит \rightarrow сфалерит) и 3) с уменьшением объема (борнит \rightarrow халькопирит).

Диффузионные замещения в кристаллических структурах минералов, происходящие без участия растворов

Такие явления широко известны, например — превращения в твердом состоянии в одной из самых распространенных в земной коре группе минералов — в полевых шпатах, у которых упорядочение, распад и двойникование происходит именно в твердом состоянии.

При этом часто метакристаллы выделяющихся фаз ориентируются параллельно кристаллографической решетке кристалла-субстрата. Например, пластины ильменита ориентированы по плоскостям $\{111\}$ магнетита. Такое ориентированное выделение твердых фаз внутри кристалла называется *эндотаксией*. Этот термин связан с понятиями — эпитаксия (ориентированное нарастание) и синтаксия (синхронный ориентированный рост двух или более фаз)¹.

В диффузионном процессе образования зерен новой фазы при распаде пересыщенного твердого раствора следует различать *две стадии*. На первой происходит флуктуационное образование зародышей новой фазы и их рост непосредственно из пересыщенного твердого раствора. На второй стадии пересыщение становится весьма малым, и определяющим процессом является коалесценция, т. е. «поедание» мелких зерен крупными, рост более крупных зерен за счет растворения мелких. Существует понятие критического радиуса зерна. Это означает, что зерна, размер которых соответствует критическому радиусу, находятся в равновесии с материнским твердым раствором; зерна с меньшим радиусом растворяются, а зерна с большим радиусом продолжают расти (Лифшиц, Слезов, 1958; Александров, 1961; Лившиц, Новиков, 1962). Кинетика механизма «сухого» диффузионного роста идиобластов имеет много общих черт с хорошо описанной в минералогической литературе собирательной перекристаллизацией минералов, которая может протекать с участием водных растворов и без их участия.

Много данных о кристаллизации металлов и сплавов в твердом состоянии находим у металлургов и металлографов. Подвижность атомов в твердой металлической фазе сильно понижена по сравнению с жидкой и газообразной фазами, что обуславливает повышение роли диффузионных процессов при росте кристаллов в твердой фазе. Отсутствие конвекции и малые скорости роста определяют возникновение очень высоких степеней пересыщения в твердых металлических системах (Лариков, 1959). При этом интересно отметить, что скорость «сухой» диффузии между двумя твердыми телами может быть весьма большой. Например, при контакте CuS и FeS в азотной атмосфере при 650° С за 24 часа возникает промежуточный реакционный слой халькопирита, появляется новая минеральная фаза толщиной 5 мм (MacDougall а. о., 1961). Степень взаимодействия CuS, FeS и других

¹ Эти вопросы обсуждаются также при описании псевдоморфоз распада (см. стр. 267).

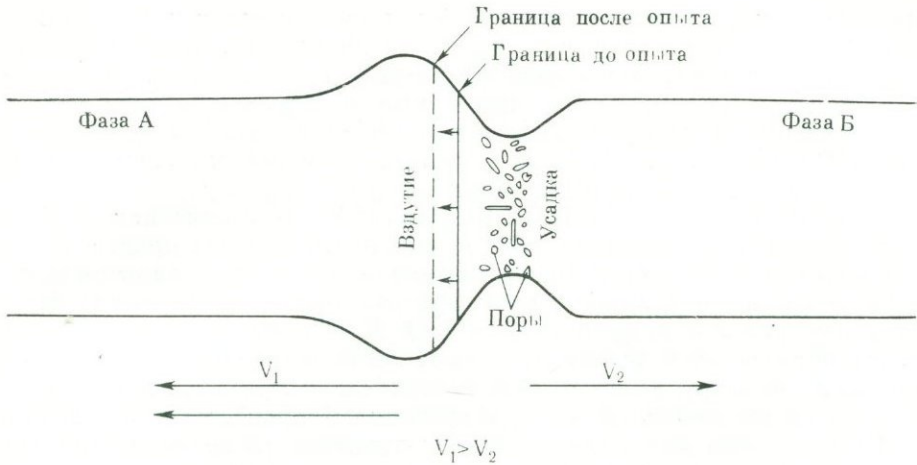


Рис. 178. Схематическое изображение эффекта Киркендалля на контакте двух минералов А и Б с образованием «пустот» и «вздутий» около межфазовой границы; V_1 и V_2 — относительные скорости диффузии компонентов

изученных пар минералов пропорциональна температуре и времени. Также воспроизведены ими экспериментально в сухих условиях мirmekитовые срастания халькозина и галенита, подобные описанным Б. В. Бродиным (1960, 1966). А. А. Филимонова (1952) производила опыты по нагреванию борнит-пиритового агрегата при 250°C и наблюдала образование реакционных халькопиритовых кайм.

В современных исследованиях по реакциям в твердых фазах силикатных систем получены многочисленные данные, свидетельствующие о значительных скоростях таких реакций и большой их зависимости от присадок, которые могут сильно понижать температуру начала реакций (Schwiete, Nechler, 1966).

Остановимся кратко на возможности изменения структурных рисунков пород и руд, связанных с особенностями диффузионных явлений.

В месте контакта двух фаз, реагирующих между собой диффузионным способом, обмен диффундирующими частицами может происходить с различной скоростью в сторону каждой из двух фаз, т. е. величина потоков атомов разного сорта различна (явление гетеродиффузии). В результате подобной неравномерной скорости обмена диффундирующими частицами (в одну сторону больше, в другую — меньше) происходит сдвиг межфазовой поверхности. Новая граница между минеральными фазами, соответствующая фронту замещения, переместится со своего начального положения в сторону большей скорости диффузии частиц. Подобное перемещение межфазовой поверхности в физике твердого тела называется *эффектом Киркендалля* (рис. 178).

Морфологически эффект Киркендалля сопровождается образованием «пустот» и «вздутий»: около межфазовой границы происходит уменьшение или увеличение объема реагирующих кристаллов.

В статье Я. Е. Гегузина (1957) о диффузионной пористости в металлах и сплавах приведены интересные данные, которые нужно учитывать при минералогических исследованиях: закономерности возникновения диффузионной пористости, огранка пор, роль примесей, миграция пор, их укруп-

нение. При явлениях метасоматической усадки в природных условиях часто возникает не только пористость, но и трещиноватость. Пример структуры усадки в гюбнерите, заместившем шеелит, описан Б. В. Бродиным и Г. А. Дымковой (1966). Интересные данные о диффузии в твердом состоянии приведены также в работах Шоутена (Schouten, 1934) и Дугласа с соавторами (Douglas, a. o., 1946), посвященных экспериментальному воспроизведению различных метасоматических структур.

В упоминавшейся работе Б. В. Бродина (1963) при описании диффузионных процессов с уменьшением объема анионного каркаса приведено описание явления усадки (пустот) при замещении борнита халькопиритом (рис. 179) На рис. 178, изображающем схему эффекта Киркендаля, можно подразделять под фазой *A* борнит, а под фазой *B* — халькопирит. При этом реакции с образованием усадки протекают легче, морфологическое же проявление вздутий затруднено тем, что невозможность расширения зерна часто уже лимитирует подобный ход диффузионного процесса и останавливает его. По-видимому, вследствие этого мы практически не видим морфологических признаков диффузионного замещения с увеличением объема анионной части структуры. И лишь «...после преодоления предела упругой и пластической деформации анионного каркаса замещение идет сплошным фронтом, с полной перестройкой кристаллической решетки» (Бродин, 1963, стр. 84).

При гетеродиффузии, объясняющей эффект Киркендаля, происходит также диффузионный рост кристаллов одного вещества за счет диффузионного «рассасывания» кристаллов другого вещества.

Несомненно, в природных объектах эффект Киркендаля проявлен более значительно, чем это установлено в настоящее время. Поиски морфологических признаков его проявления — важная задача будущих исследований, поскольку подобная миграция границ между минералами может весьма сильно менять структурный рисунок пород и руд. Нетрудно представить, насколько неожиданным по масштабам может оказаться «сухое» взаимодействие минералов, например обладающих ионной проводимостью сульфидов, на протяжении геологического времени. При этом могут произойти не только разнообразные текстурно-структурные изменения в строении

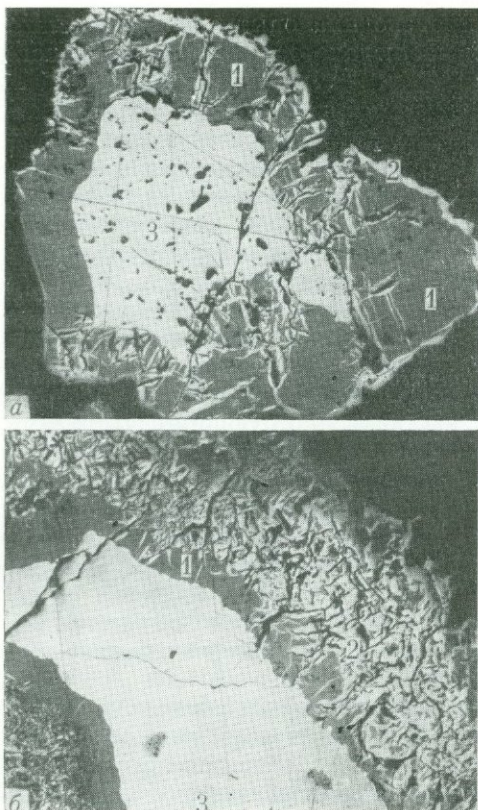


Рис. 179. Трещины усадки, образующиеся при диффузионном замещении борнита (1) халькопиритом (2) (3 — ранняя генерация халькопирита; черное — кальцит); а, б — увеличено в 80 раз.

агрегатов, но и появиться новые минеральные фазы и исчезнуть ранее существовавшие.

Новые фазы могут расти также при полиморфных превращениях в твердой среде (Китайгородский и др., 1964).

II.2.7. РОСТ, СИНХРОННЫЙ С ДЕФОРМАЦИЕЙ

Во время процессов регионального и локального метаморфизма рост метаморфических минералов происходит обычно *синхронно с деформацией*.

Признаки такого роста фиксируются на минералах, и хорошо изучены для метаморфических минералов фации зеленых сланцев и альмандин-амфиболитовой. Условно можно выделить три случая, характеризующих рост индивида синхронно с деформацией породы, в которой он растет. В первом случае деформация «статична», т. е. стресс перпендикулярен слоистости или сланцеватости метаморфической породы и не происходят послойные дифференциальные скольжения. Вырастают метакристаллы и порфиробласты *в закономерной кристаллографической ориентировке по направлению стресса и плоскости сланцеватости*.

Во втором случае имеет место послойное дифференциальное течение породы, а растущий метакристалл или порфиробласт претерпевает *скручивание, вращение*.

В третьем случае деформация обусловлена самим ростом индивида.

Ориентированный рост метакристаллов и порфиробластов

Ориентированное — по отношению к сланцеватости — расположение метакристаллов и порфиробластов отмечалось исследователями много раз. Наиболее хорошо такой случай можно продемонстрировать на примере пирита. Метакристаллы этого минерала необычайно широко распространены в серицит-хлоритовых «зеленокаменных» сланцах в колчеданных рудных провинциях.

Давно было подмечено, что существует некоторая предпочтительная ориентировка метакристаллов пирита — направление $[111]$ перпендикулярно сланцеватости, т. е. кристаллы кубического облика своими вершинами ориентированы перпендикулярно сланцеватости. Г. Н. Вертушков и Б. В. Чесноков (1966) исследовали статистическую ориентировку метакристаллов пирита в районе Карабашского и Кузнечихинского колчеданных месторождений Урала. Были обнаружены три типа закономерной ориентировки пирита по отношению к сланцеватости (рис. 180). При этом обнаружилось еще и искажение формы, обусловленное, по-видимому, анизотропией структуры сланцев и анизотропией подтока питающего материала. Возможно, что в данном случае одновременно с ростом в поле стрессовой деформации действует *перекристаллизация по принципу Рикке* (она обсуждается на стр. 306).

Вообще нужно отметить, что предпочтительная ориентировка кристаллических структур минералов является весьма характерной структурной особенностью метаморфических тектонитов. Чаще всего это связывается с соответствием ориентировки структуры и ориентировки эллипсоида деформации.

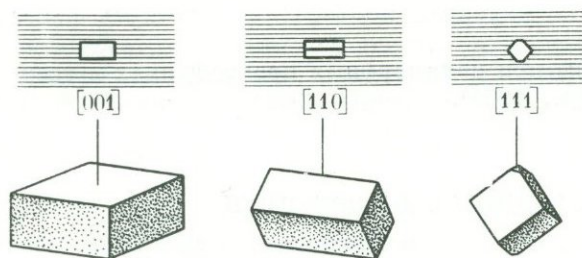


Рис. 180. Закономерная ориентировка метакристаллов пирита по отношению к сланцеватости пород (вверху показаны разрезы перпендикулярно сланцеватости)

Физическая причина ориентированного роста кристаллов в поле негидростатического давления полностью не ясна. Предполагается лишь, что кристаллы в таком поле стремятся расположиться таким образом, чтобы направления (ось) максимальной сжимаемости были параллельны направлению максимального сжимающего усилия. Современная и полная сводка по этому вопросу сделана Д. Флинном (1967). Влияние послойных кливажных трещин на форму и ориентировку метакристаллов пирита обсуждалось В. А. Буряком (1967).

Вращение во время роста

Под действием тектонических сил порода может испытывать пластическую деформацию и течь. При этом неоднородные слои породы иногда передвигаются с различной скоростью. Кристаллизующиеся на границе таких слоев *порфириобласты граната получают вращение*, следы которого замечаются в особенностях расположения включений парагенетических минералов. Захватываясь гранатом, последние образуют в одних случаях структуру «снежного кома», а в других — располагаются по S-образной (в разрезе) фигуре (рис. 181), называемой иногда «сигмоидной» (Сох, 1969).

Механизм захвата включений при синтетектоническом вращении ясен из рис. 182. Нужно обратить внимание на возможность вычисления по таким порфириобластам с включениями относительной скорости роста кристалла и перемещения вещества по сланцеватости («течения» слоев породы). Это можно сделать по изменению радиуса кривизны цепочек включений. Если предположить, что шарообразный кристалл растет с постоянной линейной скоростью C_1 и также постоянна скорость передвижения вещества в плоскости сланцеватости C_2 , то радиус кривизны цепочек включений должен постепенно уменьшаться от центра к периферии кристалла в связи с уменьшением угловой скорости вращения последнего во время роста. Изменение соотношения C_1 и C_2 будет сказываться на радиусе кривизны, по которому можно вычислить соотношение скоростей. Мы не будем углубляться в эти расчеты, скажем только, что Шмидт и Бекке¹ исследовали случаи, как будто отвечающие изменению скорости передвижения вещества породы C_2 при более или менее постоянной скорости роста кристаллов C_1 , и получили такие цифры: $C_1 : C_2$ равно от 3 до 5,6.

Наиболее полно интересующий нас вопрос изучен на примере широко распространенного метаморфического минерала кубической сингонии — граната (Zwart, 1962; Ramsay, 1952; Spry, 1963; Powell, 1966, Powell, Treagus, 1967, 1970; Sturt, 1969; Cox, 1969). Распределение включений в гранате показано на рис. 183 (Сох, 1969).

¹ См. ссылки у X. В. Ферберна, 1949, стр. 144.



Рис. 181. Порфиробласт граната с S-образной структурой вращения по Коксу (Cox, 1969); увел. 40. Англия

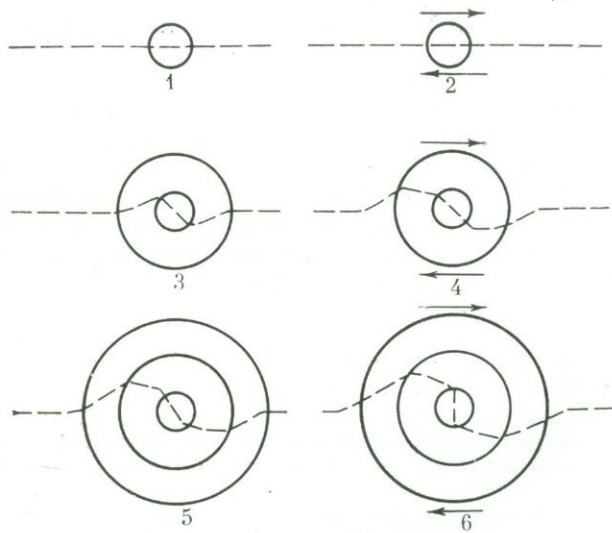
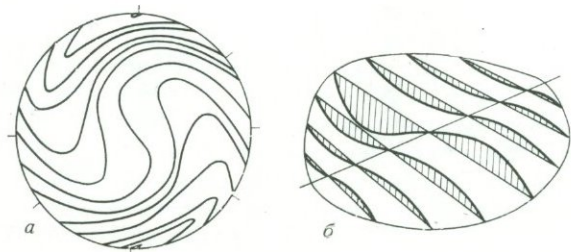


Рис. 182. Схема образования S-образно расположенных включений в кристалле при росте и вращении

1 — рост и захват включений; 2 — вращение; 3 — рост и захват включений; 4 — вращение; 5 — рост и захват включений; 6 — вращение

Рис. 183. Распределение включений

а — в плоскости, перпендикулярной оси вращения граната; б — взаимоотношение спирали с осью вращения



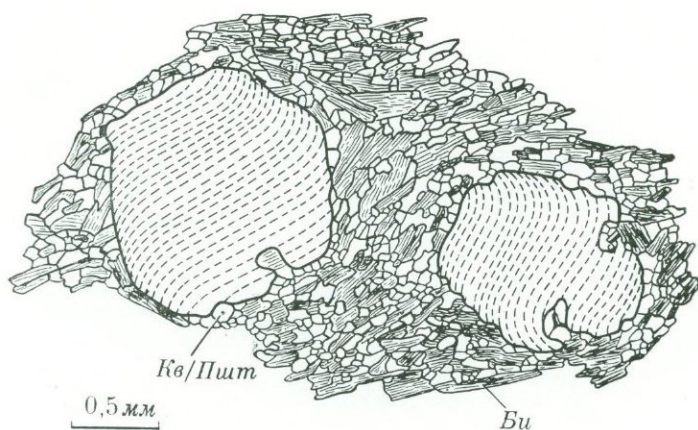


Рис. 184. Порфиробласты граната в пелитовых сланцах, по Штурт (Sturt, 1969). Северная Норвегия

Внутри граната остались следы включений, подчеркивающие реликты слоистости (микроросчатости). Во внешней части кристалла заметно проявление S-образного разворота

Часто в центральной части порфиробластов (рис. 184) сохраняются реликты осадочной слоистости, оставшиеся с роста на стадии, когда вращение еще *не происходило* (Sturt, 1969).

Синтектонический гранат с возникшей внутри S-образной структурой включений может закончить свой рост после прекращения вращения. Внешняя часть индивида в этом случае будет либо свободной от включений, либо их распределение будет иным.

Пауэлл (Powell, 1966) исследовал предпочтительную кристаллографическую ориентировку гранатов в метаморфических породах и обнаружил, что индивиды граната иногда ориентированы гранью $\{110\}$ параллельно сланцеватости (кливажу). Если гранаты зарождаются и растут без враще-

Рис. 185. Порфиробласты граната из пелитовых метаморфических пород, по Пауэллу (Powell, 1966). Далрадиан, Шотландия

a — две зоны роста: внутренняя соответствует росту при вращении, наружная — росту без вращения; *б* — включения параллельны граням ромбододекаэдра $\{110\}$, рисунок включений и структуры вмещающих пород несогласованный: происходило вращение уже готового кристалла

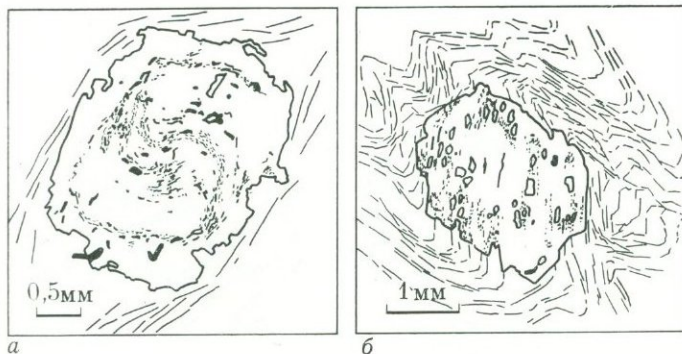


Рис. 186. Графическое выражение сущности основных гипотез, объясняющих возникновение структур вращения в порфириобластах граната из метаморфических пород, по Коксу
a — Spry, 1963; *б* — Zwart, 1962; *в* — Ramsay, 1962; *г* — Cox, 1969

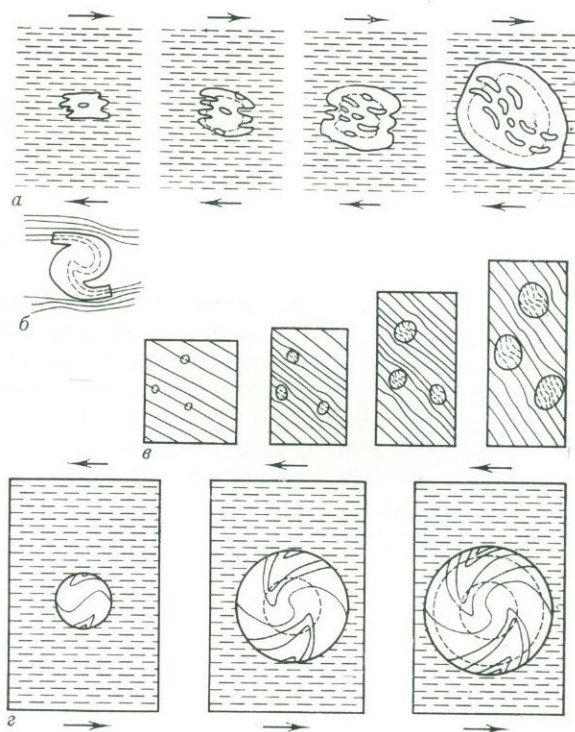
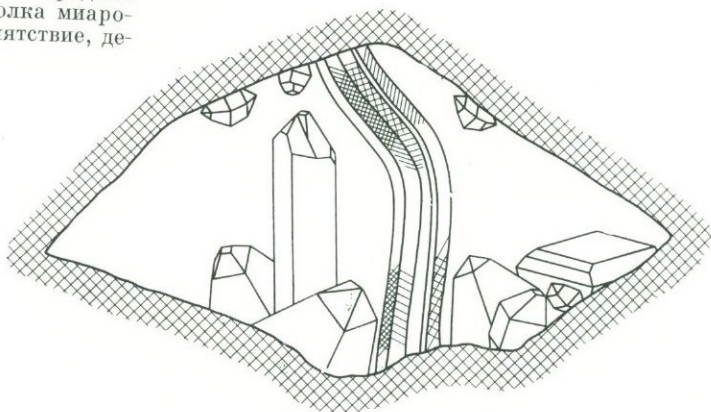


Рис. 187. Двойник самородной серы дорос до потолка миаролы и, встретив препятствие, деформировался



ния, то внутри их возникает рисунок параллельно-полосчатого реликтового распределения включений, т. е. скиалитовая (теневая) текстура. Если далее гранатовый кристалл с таким внутренним строением начнет вращаться, но при этом не будет продолжать свой рост, то возникнут «несогласные» соотношения внутреннего рисунка и направления внешней сланцеватости. Известны также случаи, когда вращение уже выросших порфириобластов граната с параллельно-полосчатым распределением включений и деформация вмещающего сланца происходят согласованно (рис. 185).

На рис. 186 суммированы наиболее известные гипотезы, объясняющие онтогению S-образного рисунка в гранатах (Сох, 1969), включая и его собственную гипотезу.

Ниггли (Niggli, 1948) приводит аналогичные структуры для альбита с включениями рутила в альбитовом филлите из Хинтеррейнгбит (см. также: Наливкина, 1954; Елисеев, 1967).

Деформация растущего индивида около препятствия

Существование кристаллизационного давления подразумевает, что кристалл будет испытывать деформацию при встрече с препятствием.

Но может ли быть эта деформация настолько большой, что следы ее проявления будут зафиксированы на растущем индивиде?

Примеров такого рода известно мало. Один из них описан Б. И. Серебродольским (1966). В пустотках росли друзы кристаллов самородной серы. Двойники по $\{101\}$ резко обгоняли своих сверстников в росте, достигали противоположной стенки микротрещины и деформировались, изгибаясь и покрываясь штриховкой скольжения (рис. 187).

III. ИЗМЕНЕНИЕ И УНИЧТОЖЕНИЕ ИНДИВИДОВ

Мы подошли к заключительной стадии в жизни (онтогении) индивидов. Однако было бы неправильным думать, что три основные стадии в жизни индивида — зарождение, рост и изменение — происходят лишь последовательно. Зарождение непрерывно переходит в рост, а рост может с самого начала сопровождаться химическими и физическими изменениями.

Следы изменений, записанные на индивидах в виде различных особенностей и свойств, дают минералогу информацию и о самом процессе роста и о всех событиях, имевших место после того, как кончил расти изучаемый индивид. А это помогает нам наращивать ряд событий в хронологической последовательности.

Деформации и химические изменения часто делают некондиционными некоторые виды полезных ископаемых: драгоценных и поделочных камней, кварца, слюд, асбестов и т. п., или совсем уничтожают их нужные качества. В других же случаях, напротив, благодаря изменениям (например, перекристаллизации) улучшается качество минерального сырья.

Ради удобства изложения сведений о различных типах изменений индивидов ниже все явления изменений условно разделены на физические, химические и физико-химические. На самом же деле эти процессы в природе самостоятельно не проявляются, всегда имеют место их сочетания в разной пропорции.

III.1. МЕХАНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ — ПЛАСТИЧЕСКИЕ, ХРУПКИЕ И КОМБИНИРОВАННЫЕ

Вряд ли можно в настоящее время подробно исследовать индивид минерала и не обнаружить в нем признаков каких-либо деформаций. В онтогении минералов поискам признаков механических деформаций уделяется особое внимание, поскольку во многих случаях деформации сопровождают генезис минералов и прокладывают пути для минералообразующих растворов. Нередко химические реакции образования и преобразования минералов начинаются и заканчиваются «по команде» деформирующих сил.

Имеются сводные работы, касающиеся механических деформаций минералов. Можно упомянуть большой труд В. И. Вернадского по явлениям скольжения в кристаллах минералов (1897), обстоятельную сводку с оригинальными данными Мюгге (Mugge, 1898), очерк Спенсера (Spenser, 1922), обзор Рамдора (Ramdohr, 1960₂). Многочисленные эксперименты по механическим деформациям кристаллов минералов рассматриваются в работах Вейта (Veit, 1922), Бюргера (Buerger, 1928, 1930), Д. Б. Гогоберидзе (1952), обширной сводке В. Д. Кузнецова (1944), монографии Н. П. Юшкина (1971) и других книг по физике кристаллов. «Система минералогии» группы американских авторов (Дэна и др., 1953) содержит данные по скольжению и механическому двойникованию минералов; имеются таблицы элементов и механических деформаций и относящихся к ним констант (Берч, Шерер,

Спайсер, 1949). Многотомный справочник «Минералы», выходящий под редакцией Ф. В. Чухрова и Э. М. Бонштедт-Куплетской (1960—1974), также содержит данные такого рода.

Большое внимание механическим деформациям минералов уделяется в петрографии в связи с динамическим метаморфизмом, когда при объяснении тектонитовых структур порою приходится учитывать особенности слагающих их минералов. Имеется целый ряд специальных трудов по исследованию деформированных пород и минералов: книги А. В. Пэка (1939) и Х. В. Ферберна (1949) и другие.

Познание природных деформаций минералов требует вначале выяснения и исследования ряда *элементарных* явлений деформаций, путем сочетания которых получают естественные природные видоизменения.

Из трех элементарных типов деформаций — упругих, пластических и хрупких — внимание концентрируется на двух последних, поскольку именно с ними связаны практически все изменения формы и внутреннего строения минералов.

Примеры, иллюстрирующие описываемые явления, нельзя считать идеальными, представляющими процессы в совершенно чистом виде, однако в этих примерах интересующие нас явления доминируют.

III.1.1. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Пластические деформации вызывают *изменение формы минералов под влиянием приложенной силы без нарушения сплошности кристаллов*. Это изменение формы сохраняется после прекращения действия силы. В сложных случаях пластических деформаций могут быть проявлены различные составляющие их простейшие явления: 1) скольжение, 2) двойникование и 3) блокирование.

Скольжение

Скольжение представляет собой *параллельное перемещение слоев кристалла* под влиянием силы, не сопровождающееся нарушением сплошности объекта. Различают элементы скольжения: плоскости скольжения T и направление скольжения t . Плоскость скольжения всегда параллельна какой-либо важнейшей грани кристалла, а направление скольжения отвечает какому-либо важнейшему ребру. При скольжении частицы кристалла перемещаются на расстояния, кратные межатомным промежуткам, и сохраняют свою взаимно параллельную ориентировку (рис. 188, а, б).

При однородной деформации скольжение может быть геометрически моделировано при помощи эллипсоида деформации.

Мысленно находящийся внутри кристалла шар с радиусом R (рис. 188, а) при однородной деформации с плоскостью скольжения T , расположенной перпендикулярно чертежу, и направлением скольжения t в деформированной части превращается в трехосный эллипсоид с осями: наибольшей a , средней b (перпендикулярна плоскости чертежа) и наименьшей c . Сечение шара плоскостью T оказывается одним из круговых сечений AB эллипсоида, а второе круговое сечение ($C — D$) располагается симметрично первому относительно осей эллипсоида a и c . Плоскость, проходящая через оси a и c эллипсоида, представляет собой плоскость сдвига. Мерой скольжения является отрезок f , показывающий величину перемещения точки F , находящейся на расстоянии

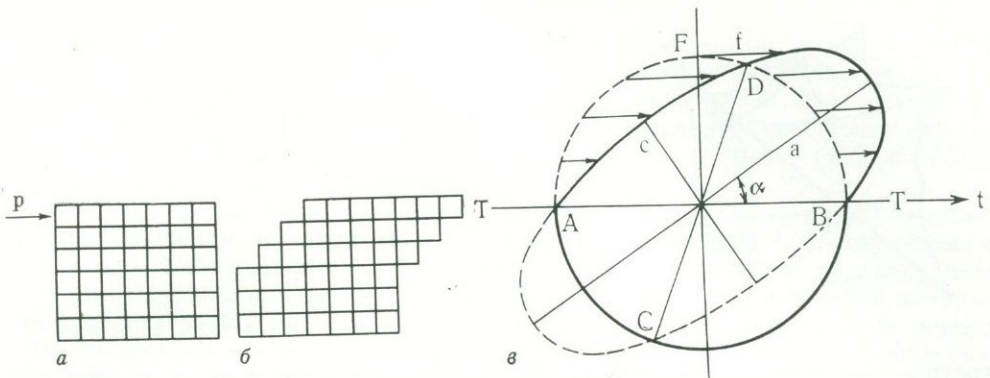


Рис. 188. Схема идеального скольжения (а, б, в); показана деформация шара в эллипсоид, объяснение см. в тексте

радиуса круга — R . Легко выясняется, что

$$f = \frac{2}{\operatorname{tg} 2\alpha} = a - c.$$

В кристалле может быть несколько равнозначных плоскостей и направлений скольжения в зависимости от его симметрии. Так, у кубического флюорита, где T совмещена с $\{100\}$, а t — с $\{110\}$, число равнозначных плоскостей скольжения — 3 (грани куба), а направлений скольжения 6 (диагонали на гранях куба). В кристаллах одного вещества в разных условиях скольжение может происходить по разным элементам симметрии. Так у барита в одних условиях скольжение идет по плоскости, совпадающей с T $[001]$ и t — с $[100]$, а в других — по $\{011\}$ и t по $[011]$. Известны также случаи, когда кристаллы имеют одну плоскость скольжения T , но в этой плоскости скольжение происходит по разным направлениям t в зависимости от условий деформации, как, например, у гипса, который скользит либо с T , совпадающей с $\{010\}$ и t — с $\{001\}$, либо с той же T , расположенной по $\{010\}$, но уже по направлению t , совпадающему с $[301]$ ¹.

Скольжение начинается по достижении в кристалле определенного напряжения в плоскости скольжения по направлению скольжения, которое нужно называть *критическим касательным напряжением скольжения*. В общем случае сила бывает приложена к кристаллу в направлении под какими-либо углами к T и t и в таком случае величина силы, необходимая для начала скольжения, определяется по правилу разложения сил.

Минимальная величина Z , при которой начинается деформация скольжения, называется *пределом упругости*. Очевидно, что значение Z зависит от ориентировки силы относительно элементов скольжения. Наименьшее значение получается при совпадении направления силы с направлением скольжения t . В этом случае Z равно критическому касательному напряжению.

Граница упругости — текучести в зависимости от ориентировки деформирующей силы относительно элементов скольжения изображается пространственными моделями. Они строятся путем отложения от центра кристалла радиусов-векторов, пропорциональных значению напряжений на границе упру-

¹ В дальнейшем изложении расположения плоскости скольжения обозначаются T с прибавлением индекса грани, по которой совершается скольжение, например $T\{010\}$, и соответственно — направление смещения — t $[001]$.

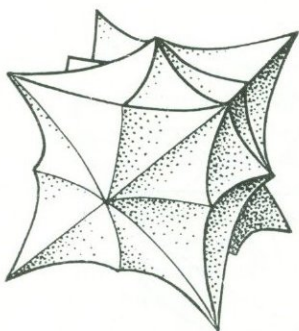


Рис. 189. Геометрическая модель зависимости предела упругости при скольжении от направления в кристаллической структуре с плотнейшей кубической укладкой атомов

гости — текучести по различным направлениям и вычисленных по приведенной выше формуле. В качестве примера (рис. 189) приводится модель для кубических металлических кристаллов с элементами скольжения $T \{111\}$ и $i [101]$ (медь, серебро, золото).

Кинетика процесса скольжения не может быть объяснена так просто, как это представляется с чисто геометрической стороны, т. е. тем, что в кристалле происходит полное перемещение одного слоя атомов по другому, так как теоретически при этом величина усилий должна быть очень велика, а все экспериментальные определения дают значения в тысячи раз меньшие. В настоящее время кинетика скольжения объясняется (модельно) на основе представления о дислокациях в кристаллах.

Вокруг дислокации создаются неоднородности строения, распространяющиеся на несколько ближайших к дислокации соседних атомов и далее постепенно затухающие. Поэтому скольжение происходит так, что в кристалле под влиянием приложенной силы в каком-либо слое атомов возникает (со стороны приложения силы) смещение с образованием дислокации. Дислокация постепенно перемещается по кристаллу и выходит из него на другой стороне, в результате чего одна часть кристалла оказывается перемещенной, сдвинутой относительно другой части. Передвижение дислокации, как узко локальный процесс, происходит при значительно меньших напряжениях по сравнению с напряжениями, необходимыми для сдвижения атомных слоев в идеальном кристалле (рис. 190).

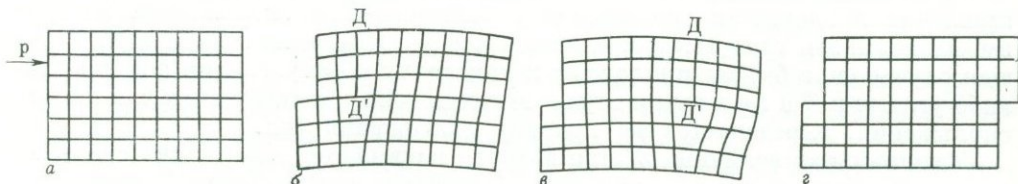


Рис. 190. Схема механизма скольжения (стадии $a - g$) в результате возникновения и перемещения краевой дислокации $D - D'$

По минералогическим наблюдениям скольжение характерно для значительного числа минералов. Если принять во внимание и данные экспериментов, позволяющих предполагать, какие случаи можно встретить в природе, то в список минералов со скольжением окажутся включенными объекты из самых различных классов. Данные об элементах скольжения для металлов, известных в природе в самородном состоянии, приведены в табл. 13, а для минералов из различных классов — в табл. 14.

Явления скольжения рассмотрим на примере галенита, который может служить прекрасным объектом для ознакомления с различными видами деформаций (Григорьев, 1958₂; Анфилогов, 1966; Stanton, 1970, Шадлун, 1958).

Для галенита на основании экспериментов указывается скольжение с элементами $T \{100\}$ и $t [100]$ и несколько другое с элементами $T \{100\}$ и $t [101]$ (рис. 191, а, б).

Деформация галенита скольжением констатируется при экспериментах путем наблюдения ее результатов — штрихов скольжения¹. Такие штрихи превосходно наблюдаются на поверхностях раскола по спайности с помощью лупы или микроскопа. По-видимому, скольжение представляет собой начальный вид остаточных пластических деформаций, и при дальнейшем развитии процесса штрихи загущиваются проявлениями других видов пластических деформаций — механического двойникования и блокивания. Поэтому штрихи скольжения замечаются только у слабо деформированного галенита. Конечно, линии скольжения могут быть и субмикроскопического порядка.

Штрихи скольжения в природе первоначально удалось обнаружить на крупнозернистом галените из месторождения Мина Негрилла в Мексике, раскалываемом по свежим, сильно блестящим поверхностям кубической спайности (рис. 192). Помимо скольжения этот галенит испытал слабое блокивание (о последнем см. ниже). Затем такие штрихи нашлись у галенита из Березовского месторождения на Урале, из Линареса в Испании и из многих других месторождений.

Таблица 13

Элементы скольжения металлов, известных как самородные минералы

Металлы	Сингония	Элементы скольжения			
		при 20° С		при повышенной температуре	
		{T}	[t]	{T}	[t]
Висмут	Тригональная	{0001}	[11 $\bar{2}$ 0]	—	—
Железо	Кубическая	{101}	[11 $\bar{1}$]	—	—
		{112}	[11 $\bar{1}$]	—	—
		{123}	[111]	—	—
Золото	То же	{111}	[$\bar{2}$ 11]	—	—
		{111}	[10 $\bar{1}$]	—	—
		{111}	[211]	От 450° {100}	[011]
Медь Олово (3)	Тетрагональная	{110}	[001]	От 150° {110}	[111]
		{100}	[00 $\bar{1}$]	—	—
		{101}	—	—	—
		{121}	[101]	—	—
		{111}	—	—	—
Свинец Серебро	Кубическая	{111}	—	—	—
		{111}	[211]	—	—
	Теллур	Гексагональная	{1010}	[11 $\bar{2}$ 0]	От 225° {10 $\bar{1}$ 1}
				или {10 $\bar{1}$ 2}	
Цинк	То же	{0001}	[11 $\bar{2}$ 0]		[11 $\bar{2}$ 0]

¹ Напомним, что на минералах наблюдается восемь типов штриховки: 1) комбинационная на гранях кристаллов (составленная полосками комбинирующихся граней), 2) слои роста, 3) индукционная на поверхностях совместного роста, 4) следы спайности, 5) шрамы, в частности на зеркалах скольжения, 6) швы двойников, особенно полисинтетических, 7) штрихи скольжения. Кроме того — это будет восьмой вид — на некоторых минералах встречаются отпечатки штриховки соседних кристаллов (на золоте — от карбонатов, на кварце от пирита и др.).

Таблица 14

Элементы скольжения минералов

Минералы	Сингония	Элементы скольжения		Минералы	Сингония	Элементы скольжения	
		{T}	[U]			{T}	[U]
Элементы				Арсенаты			
Алмаз	Кубическая	{111}	[10 $\bar{1}$]	Эритрин	Моноклиная	{010}	[001]
Графит	Гексагональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]	Вольфраматы			
Сера	Ромбическая	{111}	[$\bar{1}$ 10]?	Вольфрамит	Моноклиная	{100}	—
Сульфиды и аналоги						{010}	—
Алтаит	Кубическая	{001}	[110]	Сульфаты			
Антимонит	Ромбическая	{010}	[001]	Ангидрит	Ромбическая	{001}	[010]
Аргентит	Кубическая	{100}	[101]			{012}	[100]?
Аурипигмент	Моноклиная	{010}	[001]	Барит	То же	{001}	[100]
Валлерит	Гексагональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]			{011}	[011]
Висмутин	Ромбическая	{010}?	[001]	Гипс	Моноклиная	{010}	[001]
Галенит	Кубическая	{100}	[110]			{010}	[301]
		{100}	[100]	Эпсомит	Ромбическая	{100}?	[010]?
Гуанахуатит	Ромбическая	{010}	[001]			{110}?	[110]?
Ковеллин	Гексагональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]			{011}?	[011]?
Кубанит	Ромбическая	{100}?	—			{101}?	[101]?
Ливингстонит	Моноклиная	{100}	[010]			{201}?	[102]?
Лорандит	То же	{101}	[010]	Сульфат-карбонаты			
Менегит	Ромбическая	{100}	—	Ледгиллит	Моноклиная	{001}	—
Миаргрит	Моноклиная	{100}	[010]	Карбонаты			
Молибденит	Гексагональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]	Арагонит	Ромбическая	{010}	[100]
	То же	{0001}	[21 $\bar{3}$ 0]	Доломит	Тригональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]
Нагиагит	Ромбическая	{010}	—	Кальцит	То же	{01 $\bar{2}$ }	[1231]
Пирротин	Гексагональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]			{101}	[2132]
Сульфанит	Кубическая	{100}	[101]			{02 $\bar{2}$ 1}	[110 $\bar{2}$]
Сфалерит	То же	{111}	[112]	Магнезит	»	{0001}	[1011]
Тиллит	Ромбическая	{100}	[100]		»	{0011}	[2132]
Халькопирит	Тетрагональная	{111}	—	Родохрозит	»	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]
				Сидерит	»	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]
Оксиды				Смитсонит	»	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]
Гематит	Гексагональная	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]	Доломит	»	{0001}	[10 $\bar{1}$ 0]
Колумбит	Ромбическая	{010}	[101]	Карбонат-хлориды			
Лед	Гексагональная	{0001}	—	Фосгенит	Тетрагональная	{110}	{001}
Периклаз	Кубическая	{110}	[110]	Хлориды-фториды			
Рутил	Тетрагональная	{110}	[001]	Вильомит	Кубическая	{110}	[100]
Гидроокислы				Галит	То же	{110}	[110]
Брусит	Гексагональная	{0001}	—	»	»	{110}	[100]
Манганит	Ромбическая	{010}	[001]	Нашатырь	»	{110}	[100]
Силикаты				Сильвин	Кубическая	{110}	[110]
Бронзит	Ромбическая	{010}	[001]	Флюорит	То же	{123}	[111]
Кианит	Триклиная	{100}	[001]			{100}	[110]
Пироксены	Моноклиная	{100}?	[001]?	Фосфаты			
Слюды	То же	{001}	[100]	Вивианит	Моноклиная	{010}	[001]

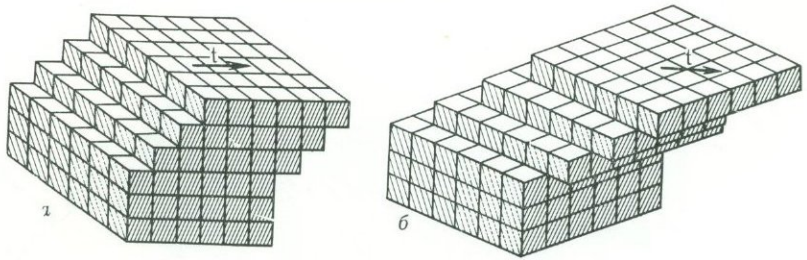
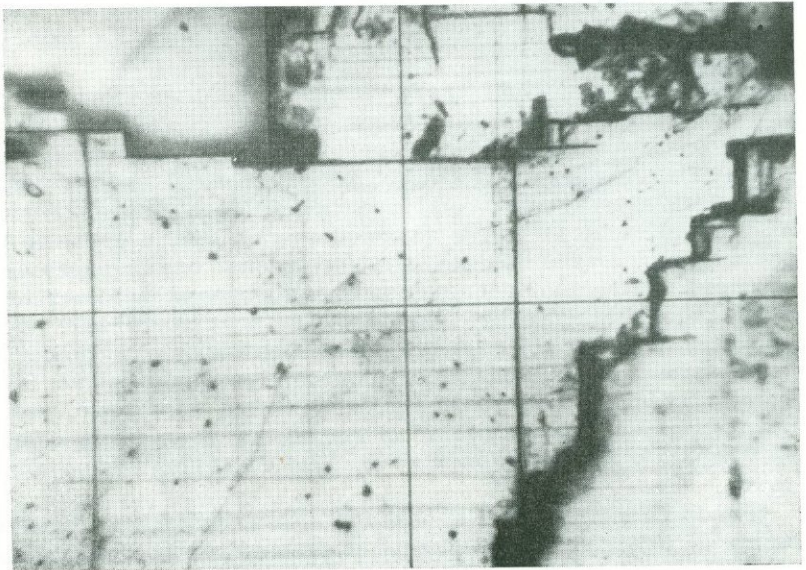


Рис. 191. Схема скольжения в кубическом кристалле с элементами
 а — $T \{100\}$ и $t [100]$; б — $T \{100\}$ и $t [101]$

Штрихи скольжения здесь располагаются на всех плоскостях куба параллельно каждому из его ребер. Следовательно, плоскостями скольжения T тут являются грани $\{100\}$. Что касается определения направления скольжения, то наиболее просто t можно было бы установить при наблюдении деформации правильно образованных кристаллов (рис. 193). При наличии же только спайных выколов задача усложняется и в настоящее время может решаться лишь в частных случаях.

Бергер (Buerger, 1928) при экспериментировании с галенитом пришел к заключению, что при скольжении по одной из граней куба в направлениях $[001]$ и $[101]$ штрихи развиваются на кубических кристаллах и поверхностях кубической спайности по-разному. При скольжении по $[001]$, как показано на рис. 193, а, б, штрихи возникают на тех перпендикулярных к T гранях или поверхностях, которые одновременно перпендикулярны и к t , а на других гранях и поверхностях, параллельных t , штрихи не обнаруживаются.

Рис. 192. Штрихи скольжения на плоскости спайности галенита, увел. 19,5; Мина Негрила, Мексика



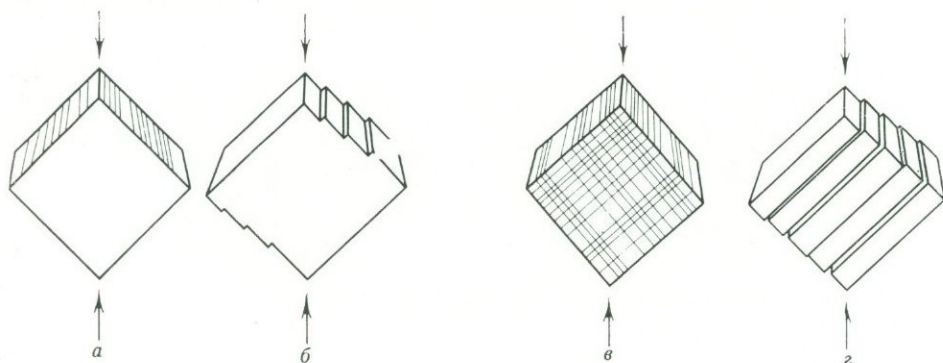


Рис. 193. Схема образования штрихов скольжения на разных гранях куба галенита
Скольжение вдоль $t [001]$: а — по двум плоскостям, б — только по одной плоскости и в одном направлении; по $t [101]$: в — по двум плоскостям, г — только по одной плоскости и в одном направлении

Если же скольжение идет по $[101]$, то штрихи развиваются на всех гранях, перпендикулярных к T (см. рис. 193, в, г). Из простых геометрических соотношений легко выводятся случаи, когда по распределению и ориентировке штрихов на гранях куба или поверхностях спайных выколки галенита можно отличать один вид скольжения от другого, а в некоторых случаях и констатировать сочетание скольжения по $[001]$ и $[101]$.

У галенита из месторождения Мина Негрилла не встретились выколки, на которых по штрихам можно было бы установить направления скольжения (пересекающаяся система штрихов на всех плоскостях спайности может получиться как при скольжении в направлении $t [001]$, так и при скольжении по $t [101]$, если оно идет в том и другом случае по всем трем плоскостям $T \{100\}$, а также при сочетании скольжения по двум из плоскостей T в направлении $t [101]$ со скольжением по двум из плоскостей T в направлении $t [001]$).

Надо отметить, что Рамдор (Ramdohr, 1960₂) вообще принимает для природного галенита лишь один вид скольжения — с элементами $T \{100\}$ и $t [101]$.

В исследованном индивиду галенита из Мина Негрилла следы скольжения равномерно распределены (см. рис. 192). Казалось бы, можно из этого сделать заключение о бывшем некогда совершенно одинаковом напряжении во всех точках индивида, т. е. об однородной деформации. Составляемый галенитом агрегат в руде месторождения Мина Негрилла неоднороден по величине индивидов, а кроме того, в нем вкраплены отдельные зерна сфалерита, и в таком агрегате не могло быть совершенно одинакового распределения напряжения. Причиной равномерности скольжения в разных частях исследованного индивида является сопровождающее скольжение упрочнение. В ходе процесса на плоскостях скольжения возникают нарушения структуры, «зацепления», затормаживающие процесс и увеличивающие величину критического касательного напряжения скольжения настолько, что деформация прекращается, перескакивает на новую плоскую сетку структуры кристалла. Это явление повторяется многократно, постепенно охватывая весь индивид.

Говоря о диагностике плоскостей скольжения, надо отметить, что при наличии на плоскостях дислокаций последние могут обнаруживаться приемами

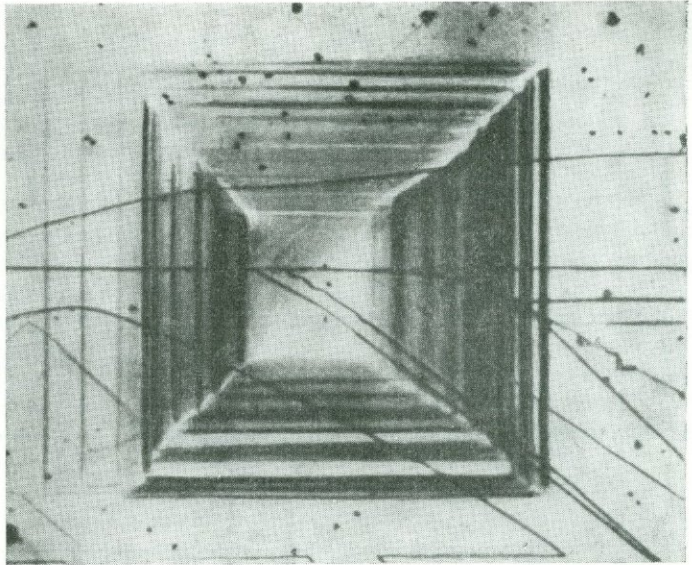


Рис. 194. Пирамида сдвига (выпуклая) в нижней части кристалла галенита; увел. 106

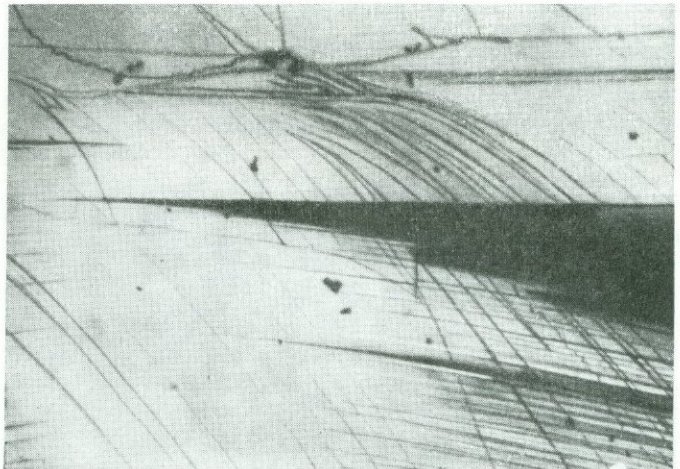


Рис. 195. Изгиб галенита путем скольжения. Одни плоскости скольжения проходят вдоль трещины, другие — пересекают их по касательной к дуге изгиба. Резкие изогнутые линии, направленные приблизительно под 45° , — ступени роста. В изогнутой части они имеют ступенчатое строение; увел. 40

избирательного травления (обзор, см. Инденбом, 1958), тем самым выявляя и сами плоскости (Бородин, 1968₁).

Деформации галенита на природном материале — месторождение Тетюхе в Приморском Крае и Акатуй в Восточном Забайкалье — изучались В. Н. Анфиловым (1966). Им были произведены также экспериментальные дефор-

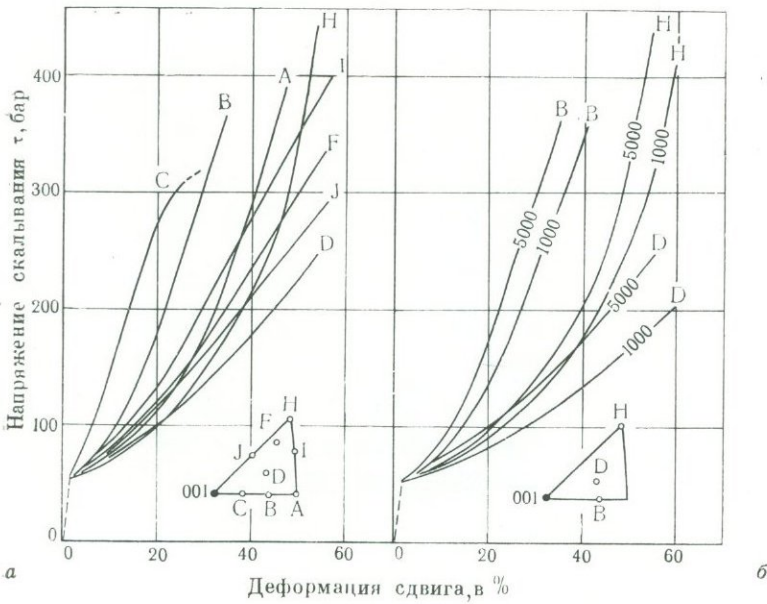


Рис. 196. Кривые касательного напряжения сдвига — степень сдвига для 50 некубических кристаллов галенита в восьми ориентировках (а), определенные сжатием при 5000 бар всестороннего давления. Такие же кривые для некубических кристаллов галенита в трех ориентировках (б) при давлении 5000 и 1000 бар. В треугольниках указаны места взятия проб

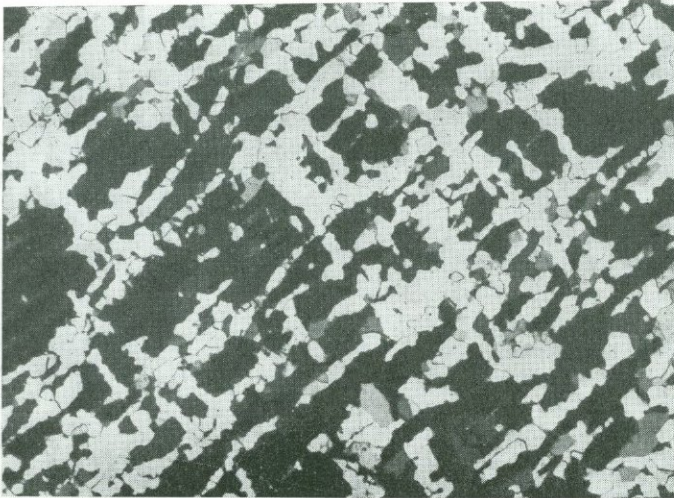


Рис. 197. Две системы полос деформации, вдоль которых происходит рекристаллизация кварца; жилы Южного Урала, д. Неплюевка

магии на образцах галенитов из этих месторождений. Наблюдались, например, в кристаллах галенита «дырки» прямоугольного сечения, которые возникли путем естественного природного травления мест встречи взаимно перпендикулярных плоскостей скольжения. Поперечный размер таких «дырок» от 0,02 до 1,3 мм, а глубина достигает 10 мм. Избирательное растворение обусловлено более высокими химическими потенциалами мест встречи дислокаций. Краевые дислокации в галените возникали уже при давлениях в $0,3 \text{ мг/мм}^2$ и вызывались ударом стальной иглы с площадью касания $1,6 \times 10^{-3} \text{ мм}^2$. Давление направлялось перпендикулярно грани куба. Возникали сквозные фигуры удара, около которых был ореол взаимноперпендикулярных линий скольжения. На верхней части образца, в месте удара иглы возникало углубление квадратной формы, а внизу — выпуклая пирамида (рис. 194), [см. также: М. В. Классен-Неклюдова (1960) и А. А. Урусовская и др. (1963)]. В. Н. Анфилов (1966) воспроизвел также экспериментально изгиб кристаллов галенита путем скольжения. На рис. 195 хорошо видно, что изгиб осуществляется при перемещении дислокаций по двум системам плоскостей скольжения.

Специальные экспериментальные исследования пластической деформации природных кристаллов галенита произведены Ляйлем и Патерсоном (Lyall, Paterson, 1966). Галенит из месторождения Брокен Хилл (Австралия) исследовали в виде монокристаллов и в виде агрегатов. Авторы изучили напряжение сдвига в восьми ориентировках при давлениях до 5000 бар (рис. 196).

Изучению подвергалась также линейная структура галенита. Использовались оптические и рентгеновские методы. Элементы линейной структуры ориентированы вокруг осей [100] и [110], которые сами характеризуются небольшой угловой разориентацией (Banfield, Seager, 1966).

Акизуки (Akizuki, 1970) исследовал явления скольжения в сфалерите в связи с соотношениями его политипов $3C \rightarrow 2H$ при $1000\text{--}1050^\circ \text{C}$. Линии (штрихи) скольжения по {111} хорошо наблюдались на плоскостях спайности (110) и на (111) нагретого сфалерита.

В жильном кварце, претерпевшем метаморфиз, возникают полосы деформации. Они описаны, например, Э. Ф. Емлиным (1969) в кварцевых жилах Южного Урала. Полосы деформации являются узкими плоскими участками переориентировки в кристаллах кварца, возникших в связи с его метаморфизмом. Они получены и экспериментально (Christie a. o., 1964). Было показано, что основную роль играет базальное скольжение. От полос скольжения полосы деформации отличаются механизмом образования и строением: полосы деформации имеют больший размер (особенно большую толщину), больший угол разориентировки в исходном монокристалле и весьма неправильную форму. Э. Ф. Емлин (1969) встретил одну систему параллельных полос или две системы пересекающихся полос деформации в индивидуе. В первом случае их ширина 0,01—0,02 мм, среднее расстояние между ними 0,1—0,45 мм, а во втором случае — ширина 0,015 мм, расстояние между ними 0,05—0,30 мм. Угол между пересекающимися полосами обычно близок к 90° (рис. 197).

Нужно также иметь в виду, что причиной деформации могут быть не только внешние силы, но и возникающие в связи с внутренними явлениями в индивидуах при метамиктном распаде, полиморфном превращении (увеличении или уменьшении объема, гидратации и т. п.). Отличный пример такого рода описал Б. В. Чесноков (1956₁). Кристаллы пирохлора в слюде при метамиктном распаде увеличивают свой объем и пластически деформируют, изгибают слюду. На этом явлении основан метод определения приращения объема минерала при метамиктном распаде.

Двойникование

Механическое двойникование — это перемещение частей кристалла под влиянием приложенной силы, *не сопровождаемое нарушением сплошности объекта и подчиняющееся тому или иному двойниковому закону*. Этим оно отличается от блокирования, когда перемещенные блоки расположены незакономерно. При двойниковании частицы кристалла, перемещаясь, изменяют свою ориентировку, поворачиваясь на 180° вокруг нормали к двойниковой плоскости или вокруг двойниковой оси (рис. 198, а, б). На это обстоятельство надо обратить особое внимание, так как даже в некоторых учебниках поворот частиц при описании двойникования не указывается.

Деформация путем механического двойникования может быть формально-геометрически охарактеризована также как деформация скольжения.

В кристалле в соответствии с его симметрией может быть несколько равнозначных двойниковых плоскостей и направлений сдвига. Например, у ромбического барита при двойниковании по $\{110\}$ с элементами $K_1 \{110\}$, $K_2 \{1\bar{1}0\}$, $\eta_1 [110]$ и $\eta_2 [1\bar{1}0]$ число плоскостей равно двум, так как K_1 и K_2 могут меняться местами; таково же и число направлений, поскольку и здесь может осуществляться перемена мест η_1 и η_2 (случай «взаимного сдвига»).

Механическое двойникование начинается по достижении под влиянием приложенной силы в плоскости двойникования в направлении сдвига определенного напряжения, которое нужно называть *критическим напряжением двойникования*; оно аналогично критическому напряжению скольжения.

Величина Z , соответствующая началу пластической деформации путем двойникования, также будет отвечать пределу упругости. Однако при механическом двойниковании появляется одно новое обстоятельство. В то время как скольжение может осуществляться с перемещением слоев кристалла на любые расстояния, переход части кристалла в двойниковое положение происходит лишь по достижении определенного предела перемещения этой части кристалла из первоначального положения. Так, для кальцита при двойниковании по $\{01\bar{1}2\}$, при котором оптическая ось кристалла должна поворачиваться на $52^\circ 30'$, необходимо отклонить двойниковую часть на угол больший, чем $52^\circ 30' : 2 \doteq 26^\circ 15'$, и тогда кристалл *самопроизвольно достигает конечного состояния*, а при отклонении, меньшем, чем $26^\circ 15'$, кристалл сам по себе вернется в исходное положение.

Как и в случае со скольжением, здесь реальный процесс также отличается от геометрической схемы. Весьма обстоятельное рассмотрение процесса дается в книгах М. В. Классен-Неклюдовой (1960) и Н. П. Юшкина (1974). Двойникование не сразу захватывает всю переходящую в новое положение часть кристалла: сначала в одной из точек структуры появляются зародыши двойника, и за счет перехода атомов в новое положение создаются дислокации, а затем двойник постепенно распространяется по кристаллу. Для такого хода процесса необходимы сравнительно небольшие напряжения, так как в каждый момент двойникуется лишь отдельный незначительный участок кристалла.

Центры, из которых растут механические двойники в кальците, описаны Е. Н. Коваленко и И. Б. Катлером (Kovalenko, Cutler, 1966).

По минералогическим наблюдениям, а отчасти и экспериментальным данным, механическое двойникование известно для целого ряда минералов из различных классов минералогической систематики. Данные об элементах двойникования минералов приводятся в табл. 15 и 16.

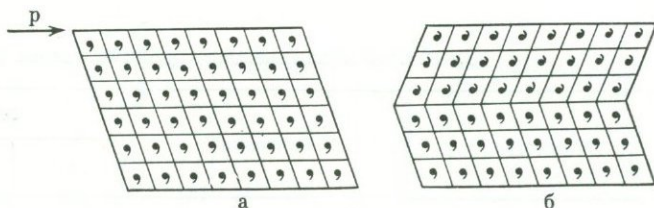


Рис. 198. Схема скольжения при механическом двойниковании (а, б), объяснение см. в тексте

Явления механического двойникования удобно рассмотреть также на примере галенита. В русской литературе механическое двойникование галенита по {441} впервые отметил П. В. Еремеев (1896) на образцах из старинного свинцового рудника Бис-Чека в Семипалатинской области, а точное описание и изображение дал Я. В. Самойлов (1906) для галенита Нагольного кряжа, где минерал испытал двойникование по {331}.

Для галенита указывается механическое двойникование с двойниковыми плоскостями тригон-триоктаэдров {221}, {332}, {441}, {771} и тетрагон-триоктаэдров {211}, {311}, {322}.

Вероятно, наиболее часто проявляется двойникование по {441}. Простой двойник сростания по этому закону схематически изображен на рис. 199, а, но в природе механическое двойникование обычно получается полисинтетическим. На рис. 199, б показан двойник прорастания (механическое двойникование) с одним лишь проросшим индивидом, а на рис. 199, в — полисинтетический сросток, на котором механическое двойникование выражено штриховкой и идет по двум из плоскостей формы {441} (Sadebek, 1874).

Наш пример представлен галенитом из Дарасунского месторождения в Забайкалье, где этот минерал встречается в золоторудных полиметаллических жилах. И здесь имеет место механическое двойникование по {441}, что легко устанавливается по величине углов между штрихами и ребрами куба, когда штрихи $\bar{1}0$ являются диагоналями граней куба. Значения этой величины для двойников по семи различным законам приводятся в табл. 17.

Наиболее современные исследования по механическому двойникованию природного галенита выполнены В. Н. Анфиловым (1966) и Ляйелем (Lyll, 1966; Lyall, Paterson, 1966).

Таблица 15

Элементы механического двойникования металлов, известных в самородном состоянии

Металлы	Сингония	Элементы двойникования			
		{K ₁ }	{K ₂ }	[γ ₁]	[γ ₂]
Железо	Кубическая	{112}	{11 $\bar{1}$ }	—	—
Цинк	Гексагональная	{10 $\bar{1}$ 2}	{10 $\bar{1}$ 2}	—	—
Олово	Тетрагональная	{331}	{11 $\bar{1}$ }	—	—
Мышьяк	Тригональная	{ $\bar{1}$ 012}	{10 $\bar{1}$ 1}	—	—
Сурьма	»	{ $\bar{1}$ 012}	{10 $\bar{1}$ 1}	—	—
Висмут	»	{1012}	{10 $\bar{1}$ 1}	—	—

Таблица 16
Элементы механического двойникования минералов

Минералы	Сингония	Элементы двойникования			
		{K ₁ }	{K ₂ }	[η ₁]	[η ₂]
Сульфиды					
Арсенопирит	Моноклиная	{100}	—	—	—
Бурнонит	Ромбическая	{110}	—	—	[110]
Галенит	Кубическая	{224}	—	—	—
		{332}	—	—	—
		{444}	—	—	—
		{774}	—	—	—
		{211}	—	—	—
		{311}	—	—	—
		{322}	—	—	—
Иорданит	Моноклиная	{100}	{001}	—	—
Марказит	Ромбическая	{110}	—	—	—
Никелин	Гексагональная	[10 $\bar{1}$ 2]	—	—	—
Пираргирит	Тригональная	{10 $\bar{1}$ 4}	—	—	[0001]
Станнин	Тетрагональная	{111}	{101}	—	—
Сфалерит	Кубическая	{111}	{112}	—	—
Умангит	?	{101}	—	—	—
Халькопирит	Тетрагональная	{110}	{101}	—	—
Окислы					
Гаусманит	Тетрагональная	{101}	—	—	[101]
Гематит	Тригональная	{10 $\bar{1}$ 1}	{1012}	—	—
Ильменит	То же	{10 $\bar{1}$ 1}	{1012}	—	—
Касситерит	Тетрагональная	{101}	{101}	—	—
Корунд	Тригональная	{10 $\bar{1}$ 1}	{1012}	—	—
Магнетит	Кубическая	{111}	{111}	—	—
Рутил	Тетрагональная	{101}	{101}	—	—
Силикаты					
Апортит	Триклиная	{010}	{010}	[010]	[010]
Диопсид	Моноклиная	{001}	—	—	—
Лейцит	Псевдокубическая	{110}	{110}	—	—
Сфен	Моноклиная	—	{061}	[111]	—
Сульфаты					
Ангидрит	Ромбическая	{101}	{101}	—	—
Англезит	То же	{110}	{110}	[110]	[110]
Барит	»	{110}	{110}	[110]	[110]
Целестин	»	{110}	{110}	[110]	[110]
Карбонаты					
Арагонит	Ромбическая	{110}	{130}	—	—
Кальцит	Тригональная	{0112}	{0111}	[0111]	[0112]
Хлориды					
Бишофит	Моноклиная	(Иррациональный) {110}	{111}	[112]	—
Карналлит	Ромбическая	{110}	{130}	—	—

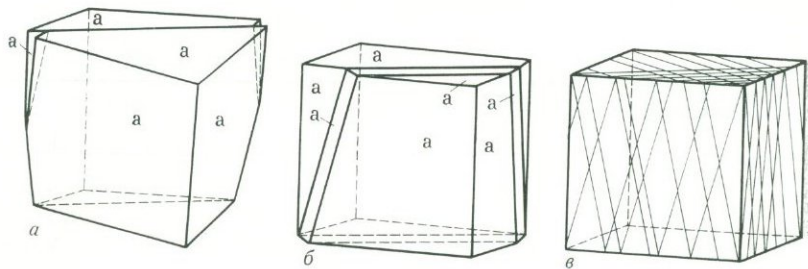
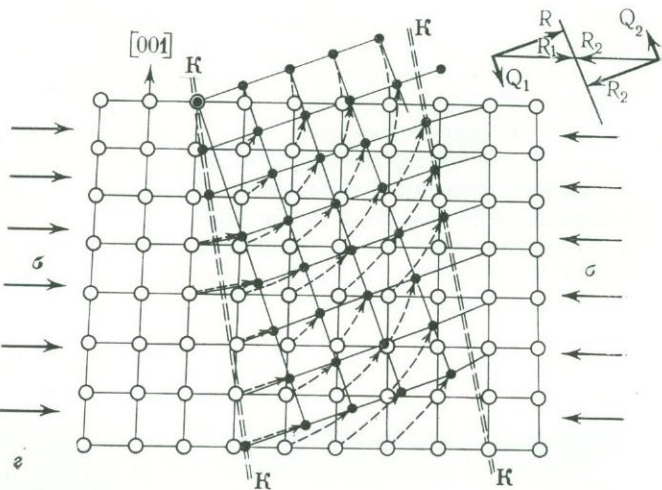


Рис. 199. Двойники галенита по {441}. Фрайберг, ГДР

a — простой двойник; *б* — двойник прорастания; *в* — полисинтетический двойник; *г* — схема образования механического двойника в галените; σ — напряжение, *K* — глоскость двойникового; пунктирными линиями показано перемещение атомов, черные кружки — новое двойниковое положение атомов; в правом верхнем углу схема разложения сил, по В. Н. Анфилогову



М. В. Классен-Неклюдова (1960) выделяет два «типа» механического двойникового: 1) без изменения формы кристаллов и 2) с изменением формы кристаллов. В. Н. Анфилогов (1966) предлагает второй тип двойникового разделить на два подтипа:

1) механическое двойникование при действии сосредоточенной нагрузки при свободном перемещении двойникующихся частей кристалла (известный пример двойникового кальцита с помощью острого клина) и 2) механическое двойникование при всестороннем давлении в условиях затрудненного перемещения частей монокристалла; возникают узкие пластинчатые двойники.

В опытах В. Н. Анфилогова использовались кристаллы из месторождения Акаутуй (Забайкалье). Механическое двойникование возникало при напряжении, близком к пределу прочности кристаллов.

Процесс двойникового по {441} галенита, согласно В. Н. Анфилогову (1966), можно описать следующим образом. Напряжение сдвига, перпендикулярное оси [100], вызывает перемещение материала по плоскостям двойникового {441}, которые характеризуются минимальными напряжениями сдвига. Синхронно с перемещением вдоль {441} происходит и поворот структуры в двойниковое положение. Поворотом завершается возникновение двойниковой пластинки. Сам же процесс деформации продолжается. Возбуждаемые давлением дислокации движутся в направлении, перпендикулярном оси [100], и затормаживаются, достигая границы двойника. Поэтому в плоскости границы постепенно накапливаются напряжения, которые по достижении некоторого предела разрешаются «разбеганием» дислокаций уже внутри ранее возникшей

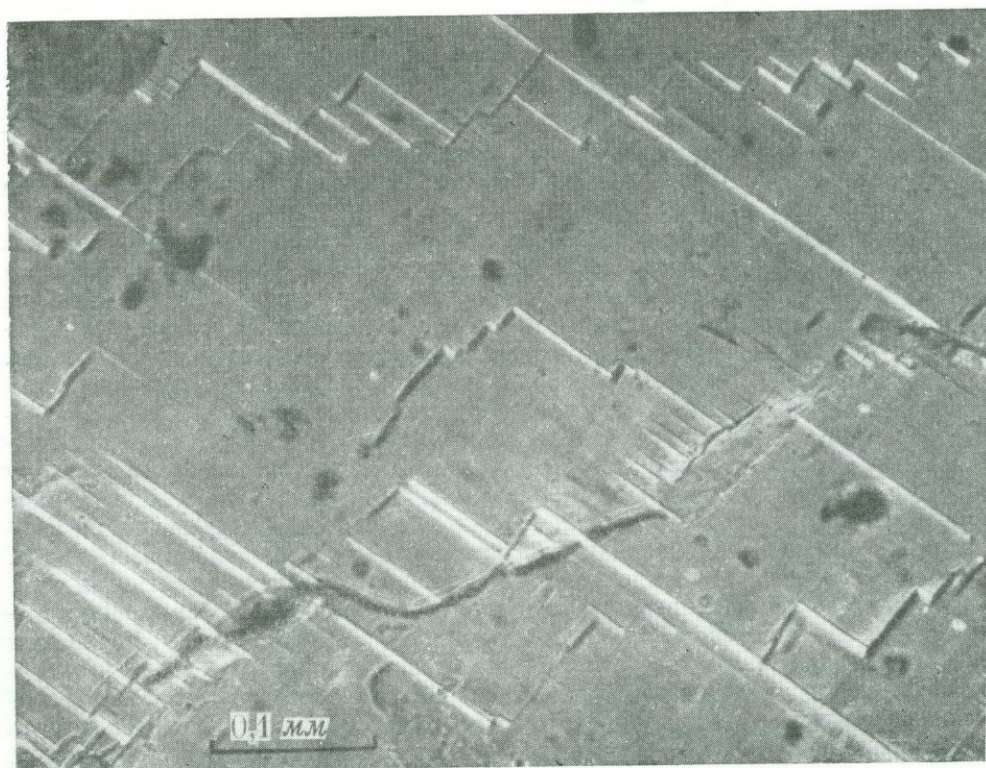
Таблица 17
Законы двойникования в галените

Закон двойникования	Угол между $(01\bar{h})$ и $[010]$	Закон двойникования	Угол между $(01\bar{h})$ и $[010]$
441	$14^{\circ}02'$	211	$26^{\circ}34'$
221	$26^{\circ}34'$	311	$18^{\circ}26'$
332	$33^{\circ}41'$	322	$33^{\circ}41'$
771	$8^{\circ}08'$		

двойниковой пластинки (в направлении $[100]$). В итоге осуществляется перемещение материала параллельно оси $[100]$ (см. рис. 199, г). О поворотах кристаллической структуры см. также статью В. И. Старцева (1940).

Ляйель (Lyall, 1966) на образцах галенита из Брокен-Хилл (Австралия) при всестороннем сжатии 2,5—5 кбар получал механические двойники пластинчатой формы толщиной 10—50 мк. Из 16 исследованных кристаллов, на которые всестороннее давление передавалось через парафин, — 7 раскололись по плоскостям кубической спайности, в 7 возникли пластинчатые двойники по $\{441\}$ с элементами скручивания, в 7 кристаллах — тонкие (50 мк) пластинчатые двойники по $\{441\}$ наблюдались около вершин кристаллов, в остальных местах возникли пластинки толщиной в 200 мк.

Рис. 200. Экспериментально полученные механические двойники по альбитовому закону в Al_2S_3



Экспериментальное воспроизведение механических двойников в природных кристаллах кальцита сделано Б. В. Чесноковым (1965). Этот вопрос нами уже обсуждался выше в разделе, посвященном росту двойников и критериям отличия двойников разного генезиса (рис. 168). См. также сводки Д. Б. Гогоберидзе (1938), М. В. Классен-Неклюдовой (1960) и Н. П. Юшкина (1971).

А. Ф. Головачев и В. А. Мокиевский (1966) дали описание пластинчатого блокирования сподумена, внешне очень сходного с механическим полисинтетическим двойникованием. Экспериментально деформированные плагиоклазы с образованием механических двойников изучались Боргом и Хердом (Bogr, Heard, 1969). Рис. 200 приведен по их данным.

Морфологические признаки пластических деформаций индивидов дают в руки минералога критерии определения основных направлений давления и других факторов, т. е. критерии для характеристики причины деформаций. Для карбонатов, кварца, слюд, пироксенов и оливина такого рода критерии суммированы Картером и Бэрри (Carter, Barry, 1969). Возникновение дислокаций при деформациях оливина изучены Янгом (Yang, 1969).

Туллис (Tullis, 1970) исследовал рентгенографически ориентировку положительных и отрицательных тригональных форм в деформированном кварце. Им было обнаружено механическое дофинейское двойникование, при котором одна часть кристалла повернута относительно другой на 180° вокруг оси c : полярность осей a становится *обратной*.

Блокование

Наряду с рассмотренными выше двумя видами деформаций — скольжением и двойникованием — внимание минералогов необходимо обратить на иной тип пластических деформаций, пользующемся весьма широким распространением — *блокование*.

Особенностью деформаций данного типа является то, что в результате деформации в кристалле получаются блоки, поворачивающиеся как относительно исходного кристалла, так и относительно друг друга: кристалл деформируется, но при этом сплошность тела сохраняется.

Границы между блоками в общем случае не являются кристаллографическими и *не могут быть выражены посредством рациональных индексов*. Сохранение же сплошности тела говорит о том, что кристаллические решетки отдельных блоков непрерывно соединяются друг с другом (о способе соединения см. ниже). В пределах каждого из блоков кристаллическая решетка оказывается неискаженной. По величине блоки весьма различны: они могут быть макроскопическими (измеряются миллиметрами и, может быть, даже сантиметрами), микроскопическими и субмикроскопическими (обнаруживаются только при рентгенографическом исследовании).

Форма блоков разнообразна: среди них можно выделить клинья, пластинки, изометрические или промежуточные формы. В связи с отмеченными особенностями рассматриваемых образований эти явления деформаций получили в литературе целый ряд названий: двойникование по иррациональным плоскостям, образование полос деформаций, образование полос аккомодации, пластинкование, полигонизация, образование сбросов. Сюда же, вероятно, относится и формирование линий Чернова — Людерса. Чтобы иметь какое-то типовое название для нескольких различающихся видов рассматриваемых здесь дислокаций, мы воспользовались термином *блокование*, отмечая образование при этом блоков различной формы и величины аналогично тем блокам, кото-

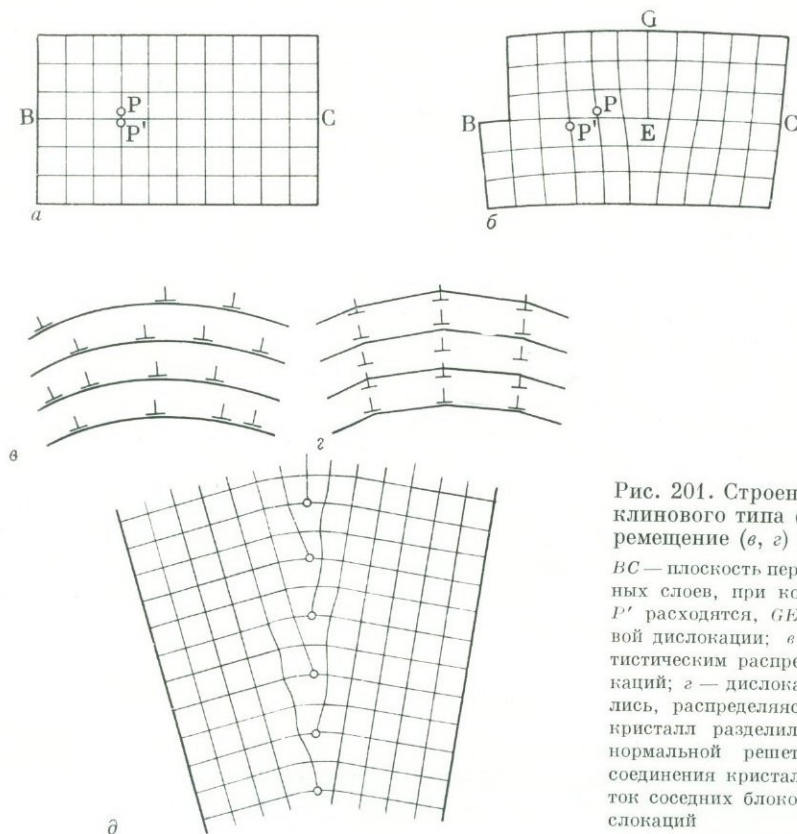


Рис. 201. Строение дислокаций клинового типа (*a*, *б*) и их перемещение (*в*, *г*) при изгибе

BC — плоскость передвижения атомных слоев, при котором точки *P*, *P'* расходятся; *GE* — «клин» краевой дислокации; *в* — изгиб со статистическим распределением дислокаций; *г* — дислокации переместились, распределяясь по рядам, а кристалл разделился на блоки с нормальной решеткой; *д* — схема соединения кристаллических решеток соседних блоков через зону дислокаций

рые возникают в некоторых случаях при самом росте кристаллов и обуславливают блоковое, мозаичное строение.

Дислокационный механизм деформации может быть объяснен, во всяком случае, для того вида блокования, который известен под названием полигонизации, следующим образом. При блоковании пластическая деформация начинается с развития дислокаций так называемого клинового типа, уже использованных выше при объяснении механизма скольжения. Схематически клиновая дислокация представлена на рис. 201 (*a*, *б*). Она появляется за счет такого смещения слоев структуры, при котором на n частиц в одних слоях приходится $n + 1$ частиц в соседних слоях. Интересующие нас деформации сопровождаются возникновением множества дислокаций, причем за счет того или иного распределения последних в кристалле получаются самые различные виды деформаций, а не только изображенный на рисунках изгиб. Возникшие дислокации распределяются в теле кристалла статистически (рис. 201, *в*, *г*). Охарактеризованным путем кристалл деформируется, но блокование еще не происходит.

Блокование начинается после перераспределения дислокаций. Они способны перемещаться по рядам и слоям структуры, образуя устойчивые группировки вдоль определенных рядов и по определенным плоскостям структуры (см. рис. 201, *в*, *г*). Так как при этом участки структуры в промежутках между группировками дислокаций освобождаются от искажений, то получаются от-

дельные блоки с ненарушенной «идеальной» структурой, повернутые друг относительно друга на некоторую угловую величину, зависящую от степени деформации тела. Размер блоков и величина поворотов между ними могут быть различными; углы преимущественно выражаются несколькими градусами. Однако есть попытки теоретически объяснить повороты до 30° , хотя энергетическая сторона вопроса пока рассмотрена лишь для малых углов разориентации.

Блоки соединяются друг с другом не просто путем прикладывания. Между всеми блоками сохраняется непрерывность кристаллической структуры. Характер границ между блоками схематически изображен на рис. 201, *д*. Здесь представлены правильно устроенные участки структуры, соединяющиеся нарушенными слоями с линейно расположенными дислокациями. Между расстояниями от дислокаций до дислокации h на границе и углом Θ между блоками имеется такая зависимость

$$\Theta = 2 \arcsin \frac{b}{2h}.$$

При косом повороте блоков картина усложняется.

Дислокационный механизм деформации в природе развит очень широко. Возможно, что блокование окажется основным типом деформаций подавляющего числа минералов.

Обратим внимание на следующие проявления блокования. Блокование с образованием смещенных «клиньев», которое может сопровождаться механическим двойникованием, схематически изображено на рис. 202, где представлен деформированный (изогнутый) кристалл с частями, переместившимися на расстояние S путем развития системы «сбросов» клиновидных участков. В целом нарушенная часть называется полосой сбросов.

Внутри полосы сбросов клиновидные блоки поворачиваются в разных частях в разные стороны — в основном вокруг направления, перпендикулярного плоскости чертежа, каждый на несколько градусов, но при этом могут проявляться и дополнительные повороты вокруг косых направлений.

Такое блокование было установлено у минералов Мюгге еще в 1898 г. (Mügge, 1898). Наиболее ярко оно проявляется у кшанита.

Кшанит деформируется очень часто и разными способами: скольжением, двойникованием и интересующим нас блокованием. Как морфологически, так и по оптической картине при блоковании в нем констатируется развитие си-

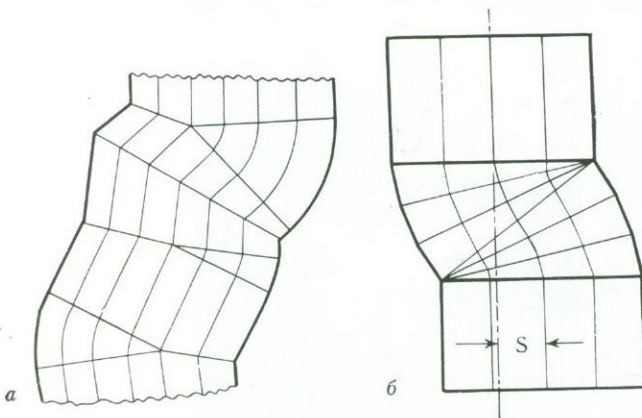
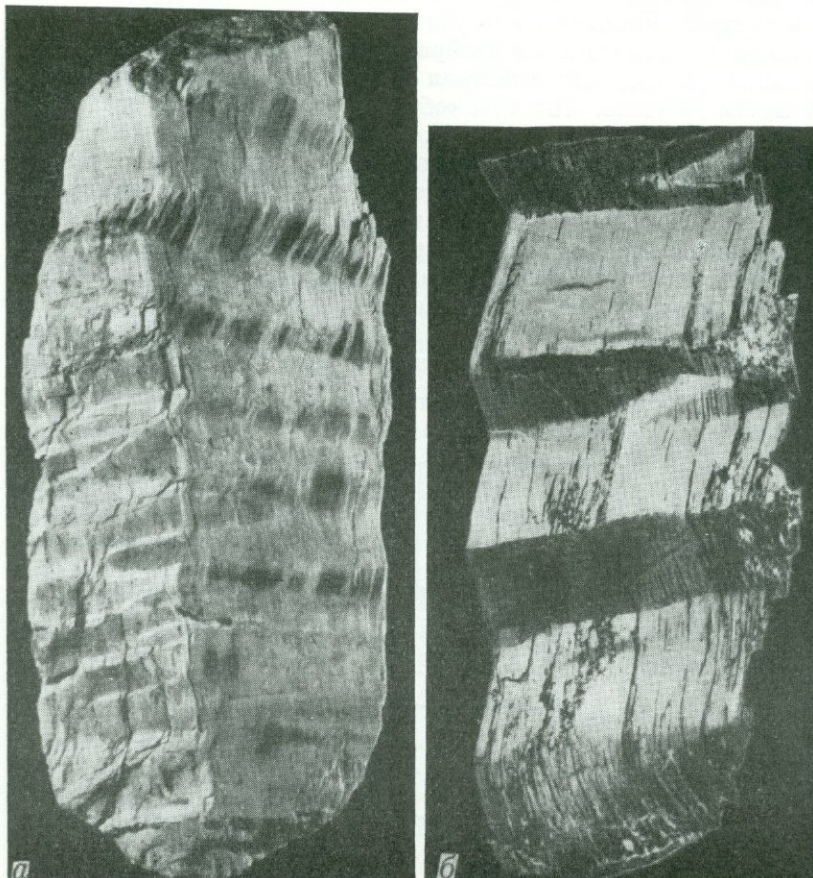


Рис. 202. Схема кристалла с полосой сброса из клиновидных блоков (а) и параллельными полосами скольжения (б)

стемы клиновидных блоков (рис. 202, *a*), разделенных сбросами. На этом рисунке изображено сечение кристалла, ориентированное таким образом, что продольные штрихи являются следами скольжения по $\{100\}$ вдоль $[001]$ и сечение перпендикулярно как к T , так и к t . В пределах полосы сбросов имеются по разному ориентированные клиновидные блоки. Блоки кажутся изогнутыми, но в действительности они разделяются на целую серию более мелких блоков второго порядка, а эти в свою очередь — на блоки третьего порядка и т. п., почему и создается впечатление изгиба структуры. Хотя видны сбросы, перпендикулярные удлинению кристалла, их положение не отвечает $\{001\}$, так как минерал триклинный. Как эти, так и другие сбросы характеризуются иррациональными символами. Они, однако, развиваются путем поворота частей кристалла вокруг отмеченного выше направления — перпендикуляра к $[001]$ в плоскости $\{100\}$. В частных случаях сбросы совпадают с рациональными или близкими к ним плоскостями. При различных сочетаниях клиновидных блоков кристаллы кианита приобретают самые причудливые формы (Игумнов, Кожевников, 1935).

Рис. 203. Переориентированные клиновидные блоки в пластически деформированном сподумене

a — слева скол по отдельности $\{100\}$, справа — часть образца, пришлифованная вдоль $\{110\}$; *б* — кристалл в поляризованном свете, разрез по $\{110\}$, переориентированные блоки поставлены на угасание, увел. 2



А. Ф. Головачевым и В. А. Мокиевским (1966) приведен пример клиновидного блокирования в кристаллах сподумена из гранитных пегматитов. Переориентировка блоков достигала 30° . Углы переориентировки непостоянные и незакономерные. Кристаллы «флексуобразно» изогнуты (рис. 203).

Другой вид блокирования, известный как «полигонизация», типичен для галенита. Здесь получаются блоки различной многоугольной формы, повернутые относительно друг друга на разные углы, преимущественно небольшой величины — всего в несколько градусов. Повороты происходят в разных направлениях, но среди них нередко проявляется тенденция к некоторому упорядочению.

На рис. 204 представлен образец блокированного галенита из Березовского золоторудного месторождения на Урале и изображено его строение, направления и углы поворота блоков по результатам измерения на гониометре. Измерение производилось не по сигналам, а только по отсветам, точность измерений — около одного градуса. При общей картине дезориентации блоков в нижней правой части образца замечается более или менее закономерный изгиб. Углы между соседними блоками равны преимущественно $2-3^\circ$, но в отдельных случаях (два противоположно отклоненных блока в верхнем левом углу) они достигают 8° . Между измеренными блоками есть участки (на рис. 204, б они заштрихованы), которые не удалось измерить вследствие нечеткости отсветов. Эти участки сильнее деформированы, они разделились на блоки более мелкого порядка. В других образцах галенита наблюдаются самые различные деформации, получающиеся за счет того или иного развития и распределения блоков, макроскопически воспроизводящие изгиб (рис. 205), выпуклые формы и т. п. В ходе таких деформаций дезориентация блоков постепенно усиливается, а размер их уменьшается за счет образования блоков все более и более мелкого порядка.

Спиральные сростки галенита описаны также в месторождении Терча (Югославия) (Banfield, Seager, 1966).

Таким образом происходит превращение монокристаллов в зернистый агрегат. Зернистые агрегаты галенита были изучены Шахнер-Корн (Korn, 1933; Schachner-Korn, 1948, 1954), применившим методику определения ориентировки зерен по углам

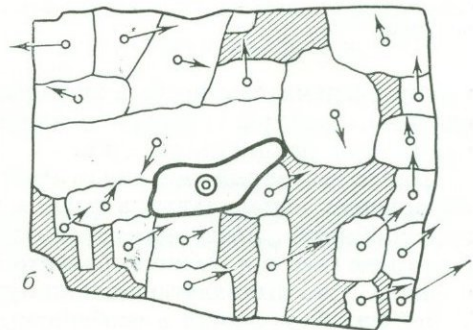
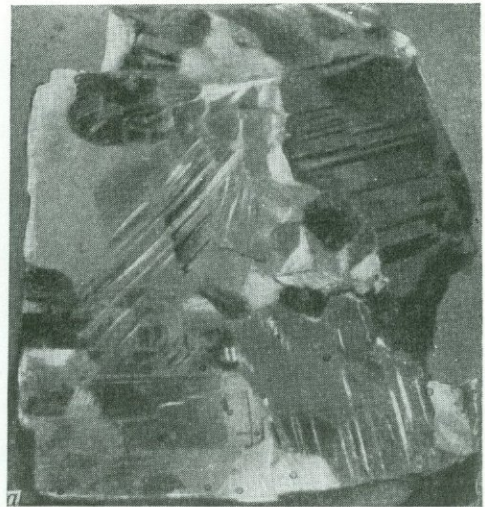


Рис. 204. Образец блокированного галенита (а) и схема его строения (б). Березовское месторождение, Урал. Угол р-блока, обведенного жирной линией, принят за нуль, направления поворота других блоков предоставлены векторами, величина поворота — длиной векторов ($1^\circ = 1 \text{ мм}$)

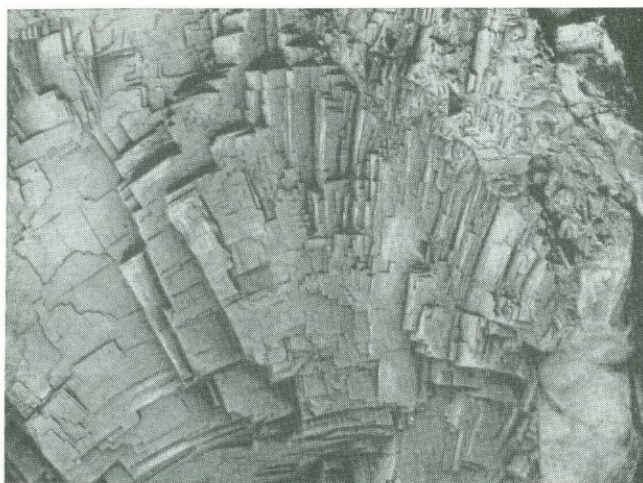


Рис. 205. Изгиб галенита путем блокирования; увел. 2

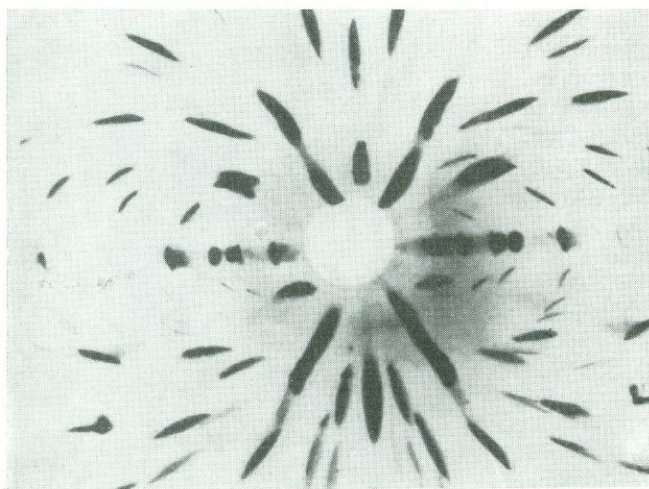


Рис. 206. Лауэграмма изогнутого мусковита. Плоскость оптических осей горизонтальна, следовательно, плоскость симметрии проходит вертикально, перпендикулярно плоскости рисунка

между следами спайности в аншлифах. Шахнер-Корн считает, что одни зернистые структуры образованы кристаллизацией из растворов, а другие возникли при рекристаллизации.

Дислокационный механизм границ блоков обуславливает крепкое их соединение: минеральные агрегаты раскалываются не по границам блоков, а по спайности. Выше рассматривались макро- и микроскопические блоки, но в природе (как и в технике) развито также блокирование субмикроскопического порядка. Оно выявляется только путем рентгенографического исследования. Такой вид блокирования в особенности свойствен природным слюдам, а также

хлоритам, тальку, пирофиллиту, молибдениту и другим минералам слоистой структуры. Его можно показать на примере мусковита. Макроскопически у мусковита может наблюдаться столь совершенная картина изгиба, что на гониометре сигнал от изогнутого минерала имеет вид совершенно непрерывной полосы.

Мусковит Карелии деформирован с радиусом изгиба 2,5 см, причем ось изгиба расположена под углом в 15° в плоскости оптических осей (т. е. примерно к {100}). С него снята лауэграмма с горизонтальной ориентировкой плоскости оптических осей.

На пленке выявилась характерная картина астеризма пятен рентгенограммы (рис. 206), выражающаяся в вытягивании их в виде лучей, расходящихся от центрального пятна по радиусам и по обычной системе дуговых линий. Вместе с тем растянутые пятна обнаруживают сложное строение: они разделяются на отдельные части, расположенные наподобие четок. Эта рентгенограмма показывает, что изогнутый кристалл мусковита разделен на множество отдельных субмикроскопических блоков. Блоки повернуты относительно друг друга на малые углы, несколько дезориентированы, но поворачиваются они в основном вокруг главнейших кристаллографических направлений.

Пластические деформации агрегатов безрудного жильного кварца описаны А. А. Щеколдиным и др. (1970) на примере жил Среднего и Южного Урала.

Блокирование монокристаллов является одним из элементарных механизмов явлений перекристаллизации, с которой часто начинается структурная перестройка минеральных агрегатов.

III.1.2. ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Хрупкие деформации в минералах разделяют их индивиды на части в результате действия сил. Последние могут быть внешними по отношению к индивиду (например, деформации при возникновении зоны брекчирования) или внутренними (например, растрескивание индивида при полиморфных превращениях, метамиктном распаде, дегидратации и т. п.). Имеются два элементарных типа хрупких деформаций — разрыв и скалывание, — комбинация которых и составляет основу разнообразных проявлений хрупких деформаций в природе.

Разрыв

Этот тип деформаций состоит в *разделении индивида на части путем их раздвижения*. В кристаллических минералах разрыв происходит преимущественно по плоскостям спайности, либо по поверхности излома, а также по плоскостям скольжения и по двойниковым швам.

Разрыв происходит после достижения напряжения в направлении, перпендикулярном поверхности разрыва, которое называется критическим нормальным напряжением (закон Зонке). Если сила приложена не перпендикулярно к поверхности разрыва, а под углом φ , для разрушения кристалла требуется большее напряжение (Z) в направлении приложенной силы, чем критическое нормальное напряжение; оно связано с критическим нормальным напряжением ρ уравнением

$$Z = \frac{\rho}{\sin \varphi}.$$

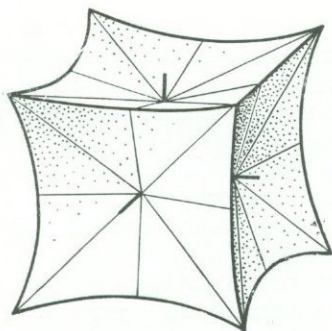


Рис. 207. Геометрическая модель прочности на разрыв по спайности для структуры типа галита

Наиболее «слабыми» местами кристалла являются плоскости спайности, по которым обычно и происходит разрыв. При помощи приведенного уравнения для кристаллов находится модель прочности на разрыв по спайности, графически показывающая относительное изменение величины Z при растяжении кристалла по разным направлениям (рис. 207).

Разрывные деформации весьма широко распространены в природе и могут быть обнаружены у подавляющей части минералов. Именно обычность такого рода деформаций объясняет их слабую изученность. Поэтому нет возможности обобщить эти данные и привести те характерные плоскости, по которым происходит деформация разрыва минералов. Нетрудно перечислить все кристаллические минералы и указать плоскости их спайности и поверхности излома. Однако как те, так и другие известны почти исключительно для нормальных условий испытания, а в природных условиях, при других физико-механических параметрах (например при всестороннем сжатии) и под влиянием фактора времени, характер деформаций может меняться. Ниже приведены примеры, подтверждающие эту особенность.

Разрыв индивидов в наиболее чистом его виде можно продемонстрировать на примере турмалина, у которого обычно отмечается «слабая», «весьма несовершенная» спайность по призме $\{11\bar{2}0\}$ и по пирамиде $\{10\bar{1}1\}$ или даже говорится, что спайность у этого минерала «практически отсутствует». Между тем для турмалина в природной обстановке чрезвычайно характерен разрыв по $\{0001\}$. Нарушения же по обычно указываемой спайности $\{11\bar{2}0\}$ и $\{10\bar{1}1\}$ в природе практически не наблюдаются. Заметим, что при учете структурных особенностей турмалина спайность по $\{0001\}$ представляется вполне естественной, так как она отвечает разрыву структуры, проходящему в промежутках между кольцами из тетраэдров. Лучше замечается спайность при деформации в природе и у кварца (Григорьев, 1958₁).

Осуществление «чистого» разрыва требует приложения к кристаллу растягивающей силы. Для упомянутого выше турмалина это возникает в таких условиях деформации, когда минерал бывает заключен среди более пластического материала, испытывающего сжатие и «растекание» в стороны, что создает для турмалина растягивающие нагрузки. Подобное растягивание имеет место, например, в хлоритовых сланцах, встречающихся среди пород Шабровского месторождения талько-хлоритовых пород на Урале. После разрыва осуществляется дальнейшее раздвижение получившихся частей минерала (рис. 208).

Хрупкие деформации типа разрыва могут быть вызваны также явлениями, происходящими *внутри* индивидов и обуславливающими изменение — увеличение или уменьшение — их объема. При уменьшении объема растрескива-

ется обычно сам индивид, а при увеличении объема — окружающие его минералы. Такими явлениями, связанными с внутренними процессами в индивидах, являются, например, метамиктный распад или полиморфные превращения. В. Хейнз (1966) суммировал данные о возникновении ореолов микротрещинок около метамиктных минералов, у которых произошло увеличение объема. При этом отмечено, что трещинки и их пучки предпочтительно образуются около вершин и ребер кристаллов, т. е. в местах наиболее концентрированного приложения нагрузки (рис. 209).

Б. В. Чесноков и В. А. Попов (1965) обнаружили ореолы микротрещиноватости около зерен кварца в эклогитах близ деревни Шубино на Урале и в эклогитах из других мест. В граните трещины от кварцевых зерен идут в основном параллельно $\{110\}$, в омфациите они расположены радиально. Около 40—50% всех трещин имеют длину, в 2 раза большую, чем диаметр кварцевого зерна. Предполагаемое увеличение объема составляет не более 5—10%. Его причинами могут быть либо $\beta \rightarrow \alpha$ — переход кварца (увеличение объема на 4,5%), либо переход коусита в кварц (увеличение объема на 9,5%). О пластических деформациях в окружающих минералах, связанных с приращением объема индивидов, мы уже упоминали (Чесноков, 1965₁).

М. Шидловским (Schidlowski, 1966) в золотоносных конгломератах Витватерсранда (Южная Африка) обнаружены многочисленные примеры расстрескивания пирита от точечных включений в нем радиоактивных циркона, уранинита, браннерита и тухолита.

В связи с обсуждаемыми примерами будет полезным привести данные по *линейному тепловому расширению* некоторых веществ (табл. 18), соответствующих природным минералам («Справочник физических констант горных пород», 1969).

Рис. 208. Кристаллы турмалина в хлоритовом сланце, разорванные по плоскости моноэдра (0001); увел. 1,2. Шабровский рудник, Урал



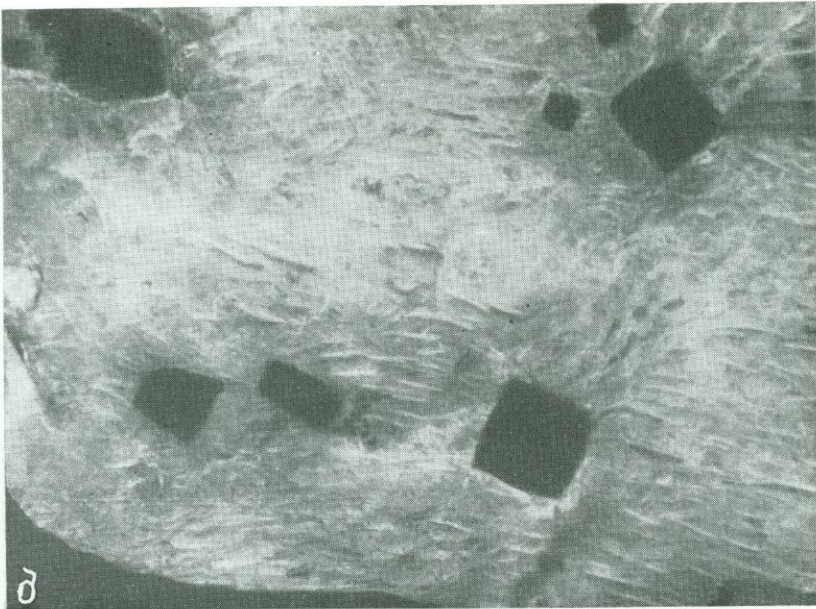
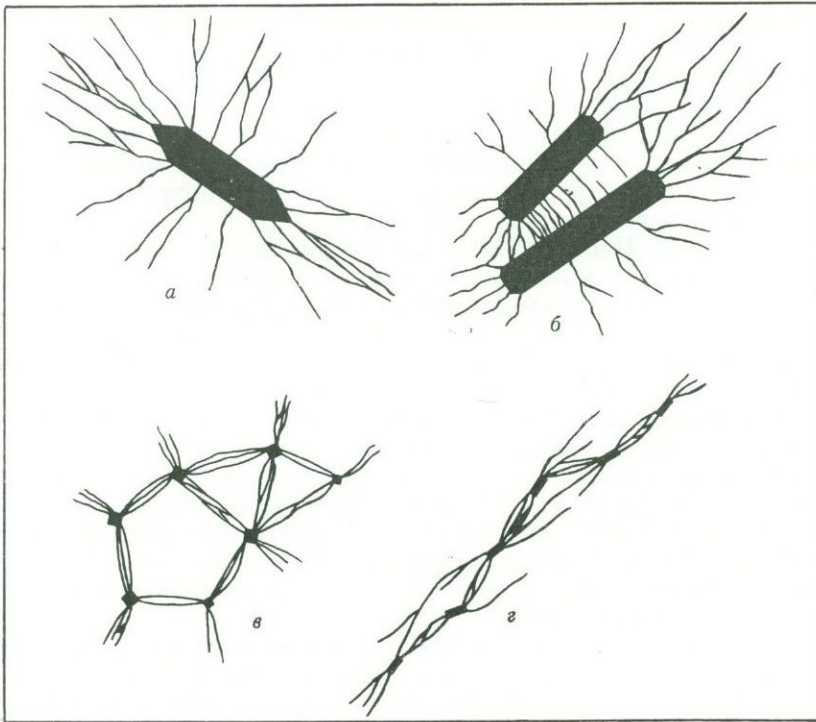


Рис. 209. Типичные примеры трещиноватости около метамиктных минералов, жила около Роско, Гольден, Колорадо, США
а — ортит в кварце; *б* — эвксенит в кварце; *в* — торит в полевом шпате; *г* — ортит в граните;
д — кристаллы фергюсонита в альбите, окруженные ореолами интенсивной трещиноватости

Таблица 18
Тепловое расширение минералов

Минерал	Направление	Расширение (в %) интервале от 20° С до		
		100° С	400° С	800° С
Серебро	Изотропный, объемное	0,463	2,361	5,358
Золото	То же	0,343	1,715	3,842
Алмаз	»	0,031	0,268	0,747
Флюорит	»	0,47	—	—
Галит	»	0,963	5,256	—
Халькопирит	»	0,42	—	—
Пирит	»	0,219	1,291	—
Пирротин	⊥ <i>c</i>	0,25	—	—
То же	<i>c</i>	0,03	—	—
Галенит	Изотропный, объемное	0,490	2,402	—
Сфалерит	То же	0,156	0,898	1,996
Корунд	⊥ <i>c</i>	0,044	0,278	0,632
То же	<i>c</i>	0,055	0,302	0,685
Хромит	Изотропный, объемное	0,09	0,48	1,26
Магнетит	То же	0,212	1,328	3,24
Гематит	⊥ <i>c</i>	0,068	0,406	—
То же	<i>c</i>	0,066	0,358	—
»	Объемн.	0,202	1,175	—
Рутил	⊥ <i>c</i>	0,054	0,278	—
То же	<i>c</i>	0,078	0,399	—
»	Объемн.	0,187	0,959	—
Кальцит	⊥ <i>c</i>	0,189	1,115	—
То же	<i>c</i>	—0,042 (!)	—0,175 (!)	—
»	Объемн.	0,105	0,765	—
Барит	<i>a</i>	0,116	0,646	—
То же	<i>b</i>	0,198	1,039	—
»	<i>c</i>	0,120	0,677	—
Альмандин	Изотропный, объемное	0,137	0,800	—
Кварц	⊥ <i>c</i>	0,14	0,73	1,70
(инверсия при 573° С)	<i>c</i>	0,08	0,43	0,98
	Объемное	0,36	1,89	4,42

Если проанализировать приведенные данные по тепловому расширению минералов, то станет очевидным наличие в полиминеральных агрегатах, подвергающихся нагреванию, необычайно неравномерного распределения напряжений. Если учесть анизотропию линейного расширения минералов (см., например, кальцит или пирротин), то столь же неравномерное распределение напряжений может быть и в мономинеральном агрегате.

Изучение кристалликов граната, заключенных в алмазе, обнаружило, что параметры их ячеек увеличиваются после извлечения из алмазной матрицы. С использованием констант термоупругих свойств гранатов удалось вычислить, что внутреннее напряжение в индивидуе граната, заключенного в алмаз, при увеличении температуры от 0° до 500° С (при внешнем атмосферном давлении) возрастает от 2 до 15 *кбар* (!) (Harris a.o., 1970). Предложенная модель образования включений в алмазе предполагает, что алмаз обростает уже возникший кристалл граната при определенных *P* и *T*.

Эти данные позволяют предполагать, что можно обнаружить случаи, когда признаки деформации могут быть обусловлены не только приложением внешних сил, но и «внутренними» причинами.

Крупные деформации обычно обнаруживаются и в космических минералах. Например, при изучении 36 каменных метеоритов выявлено интенсивное проявление хрупких деформаций в оливине и пироксене (Carter a.o., 1968). Эти исследователи сравнивали следы естественных деформаций оливина в метеоритах с воспроизведенными экспериментально в статических и динамических условиях (удар, взрыв). При ударном сжатии при давлении 0,15—0,20 *мегабар* в дуните возникала трещиноватость и волнистое угасание, при 0,25—0,5 *мегабар* возникали мозаичные структуры (блокование), а при 1,0 *мегабар* начиналась рекристаллизация. Все это соответствует последовательности деформаций, наблюдаемой в метеоритах.

Скальвание

Скальвание — это *разделение тела на части путем перемещения отдельных частей вдоль поверхности скальвания* под влиянием силы, действующей параллельно поверхности скальвания. В кристаллических минералах оно происходит чаще всего по плоскостям спайности, хотя иногда и идет по поверхности излома или подчиняется другим каким-либо ослабленным направлениям в минералах — плоскостям скольжения и двойниковым швам.

Скальвание происходит по достижении определенного напряжения, возникающего под влиянием приложенной силы параллельной плоскости скальвания. Предельное напряжение можно называть критическим напряжением скальвания. Деформация скальвания в природных условиях отмечается для ряда минералов и ее можно проиллюстрировать на примере кварца.

Скальвание в чистом виде, т. е. явление относительного перемещения частей кристалла в параллельном к плоскости скальвания направлении, встретилось в необыкновенно эффектным проявлении на кристалле кварца из месторождения на Западном Памире. Здесь кристалл (рис. 210, а) вследствие тектонического давления, передававшегося со стороны соседнего кристалла, оказался сколотым по плоскости, которую можно приблизительно принять за {0001}. Отделенная его часть была чрезвычайно «деликатно» передувана по плоскости скола и вновь приросла.

Необходимо акцентировать внимание на том, что для скальвания наиболее предпочтительной оказалась плоскость {0001}, а не плоскость обычно указываемой для кварца, хотя и весьма несовершенной спайности по ромбоэдру. Для так называемого резунца — кварца, встречающегося в жилах Кочкарского района на Урале, — отмечено возникновение при скальвании трещин также не по ромбоэдрам, а по {0001} и, кроме того, по призме {1010} (Вертушков, 1953). Спайность по {1010} при искусственном воспроизведении оказывается еще менее отчетливой, чем спайность по ромбоэдрам, но в кочкарском кварце она выступает на первое место даже по сравнению с отмеченной и на нашем кристалле спайностью по {0001}.

Производились эксперименты по выявлению характера деформаций в монокристаллах кварца при давлении 27—30 *кбар*, приложенном параллельно *c* при 24° С (Christie a.o., 1964). Кристаллы кварца оказались разбиты густой сетью плоских разрывов вдоль *c* и по ромбоэдрической сетке вдоль *r* и *z*.

Действительно, разрыв и скальвание индивидов в природе удивительно четко выявляют наиболее структурно ослабленные направления в кристалле. Например, для пироклора ($\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$) обычно не отмечается наличие спайности или отдельности по октаэдру (111), тогда как в природных условиях его нематамктные индивиды раскалываются именно вдоль этих направлений (Жабин, Гайдукова, 1962 и см. рис. 171).]

Рис. 210. Кристалл кварца. Барнавадж, Памир. 0,8 натур. вел.

а — верхняя часть перемещена сдвигом; б — трещины на поверхности грани призм кварца, обусловленные гетерометрией, увел. 2

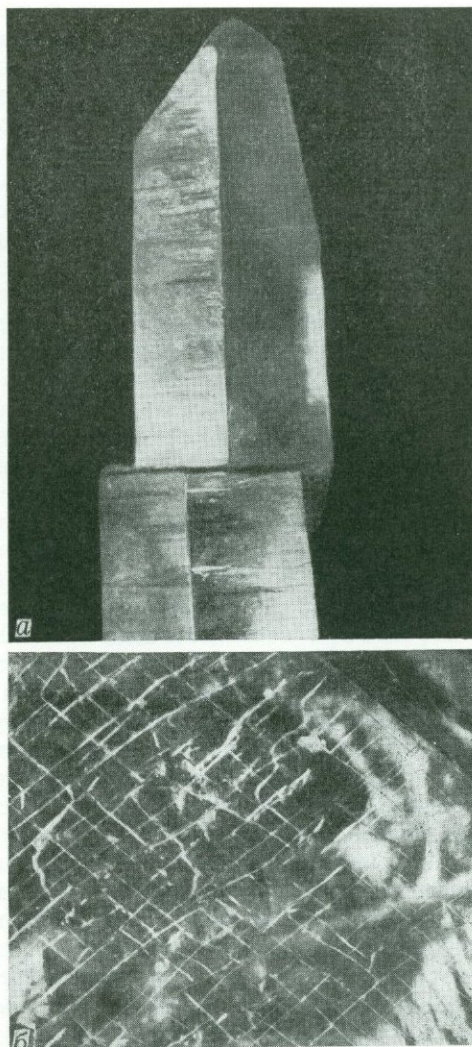
Сеть трещин, определяющих специфические направления в кристаллах может возникнуть и в тех случаях, когда кристалл, долго «живший» при одной температуре, быстро попадает в среду с другой температурой. Минералогам и горнякам хорошо известны такие примеры, часто заканчивающиеся гибелью оптического сырья. На рис. 210, б показана сеть трещин в кварце с Полярного Урала, иллюстрирующая проявление *гетерометрии* (Буканов, Карякина, 1968). Это явление для везувiana (вилуита) описано также Т. В. Пахомовой (1969). Проведено также специальное исследование теплового разрушения хрупкого кристаллического твердого тела на примере карбонатов (Fox, Soria-Ruiz, 1970). Степень разрушения измерена по спайности. Отношение степени разрушения к скорости излома и кинетике теплового разрушения для каждого из видов карбонатов измерено независимо.

Разрывные и сколовые деформации индивидов, относящиеся в основном к категории физических изменений, обычно предшествуют химическим изменениям. Благодаря возникновению трещин разрыва и скола индивид становится беззащитным к действию гидротермальных растворов.

Кристаллографически закономерное положение плоскостей разрыва и скола не только помогает началу химических изменений индивида, но может обусловить и возникновение специфических продуктов такого изменения. Это показано на примере замещения опалом топаза по {001} его индивидов (Степанов, 1959).

III.1.3. СОВМЕСТНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Нередко на одном и том же минеральном индивиде совместно замечаются различные деформации. Один и тот же индивид может испытывать упругие, пластические или хрупкие деформации в зависимости от ряда условий. Из них в первую очередь надо назвать величину и направление действующего напряжения, скорость нарастания напряжения и скорость деформации, темпе-



ратуру и размеры тела. Соотношение деформаций можно рассмотреть следующим образом. Пусть кристалл минерала растягивается силой, вызывающей напряжение Z . Если величина Z не достигает ни одного из всех возможных для кристалла критических касательных напряжений скольжения, двойникования, а также скалывания критического нормального напряжения (при разрыве), то кристалл будет вести себя как *упругое тело* и испытывать только упругие деформации. При величине Z , равной или превышающей одно из возможных критических значений касательного напряжения для плоскостей скольжения или двойникования a , определяемого формулой $\tau = Z \sin \varphi \cdot \cos \psi$, а для плоскостей разрыва критическое нормальное напряжение не будет достигнуто, также не достигается критическое касательное напряжение скалывания, и кристалл будет вести себя как *пластическое тело*. В нем будут происходить деформации скольжения или двойникования. Если в кристалле при данных условиях для какой-либо из возможных плоскостей разрыва b величина Z , согласно формуле $\rho_b = Z \sin \varphi$, достигнет критического нормального напряжения, но не дойдет до величины какого-либо критического касательного напряжения скольжения или двойникования, то произойдет разрыв или скалывание (*тело хрупкое*).

Динамические особенности деформации вносят дополнительные изменения. Пусть при растяжении в кристалле по плоскости a действует касательное напряжение, большее, чем критическое напряжение для скольжения или двойникования, а по плоскости b — нормальное напряжение, несколько меньшее, чем критическое. Тогда кристалл начнет деформироваться пластически, что приведет к упрочнению плоскости a . При этом поперечное сечение кристалла вследствие изменения формы уменьшится, напряжение повысится и сможет сравняться с критическим нормальным напряжением для плоскости b , в результате чего кристалл разорвется. Здесь, следовательно, кристалл сначала представится нам телом пластическим, а затем хрупким и последовательно будет испытывать пластическую и хрупкую деформации. Релаксационный «отдых» кристалла внесет в эту картину свои изменения.

При переменной, возрастающей величине Z поведение кристалла опять-таки может быть различно в зависимости от скорости возрастания. При быстром возрастании Z увеличивается предел упругости и кристалл дольше будет вести себя как упругое тело, а по достижении предела прочности покажет себя телом хрупким; пластических деформаций не получится.

С изменением температуры критическое касательное напряжение изменяется, а при нагревании оно, как правило, повышается. Вместе с тем нагревание в той или иной мере снимает упрочнение и вообще способствует «рассасыванию» многих видов дефектов и деформаций.

Наиболее распространенная последовательность деформаций природных минералов такова: упругие \rightarrow пластические \rightarrow хрупкие. Взаимоотношения разных видов пластических деформаций между собой варьируют в зависимости от условий. Последовательность деформаций устанавливается по структурным и морфологическим признакам соответствующих нарушений. Наиболее общим признаком служит пересечение образований одного рода образованиями другого¹.

Несколько наглядных примеров для рудных минералов приведены С. А. Юшко (1941). См. также статью В. А. Шустова (1956) о деформациях мусковита. Описательный материал по деформации минералов дан Т. Н. Шадлуном (1958).

¹ Разбор подобных признаков см. на стр. 202 (двойники роста и механические двойники).

Широко распространено в природе *истирание*, *шлифование* минералов. Достаточно вспомнить огромные масштабы образования песков и россыпей с тяжелыми минералами.

Можно упомянуть о более редком случае. Сточенные, округленные кристаллы пирита описаны в золотом месторождении Витватерсранд (Frankel, 1957). Сточенные (abraded) кристаллы пирита находятся в эндоконтактах метаморфизованных даек. Они округлены, исстрихованы. Сточенные поверхности пересекают под разными углами грани кристаллов, сохранившиеся в различной степени. Причина такого рода истирания кристаллов пирита обусловлена твердофазовым течением материала метаморфизованных даек. Одновременно с истиранием кристаллов пирита около них возникли «тени давления» со стебельчатым кварцем и мусковитом. Шрамы на кварцах Березовского золоторудного месторождения на Урале, имеющие сходный генезис, описаны также Д. П. Григорьевым (1957).

III.1.4. ЗАВИСИМОСТЬ ДЕФОРМАЦИИ ОТ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ

Элементарные разновидности пластических и хрупких деформаций — скольжение, двойникование, блокирование, разрыв и скалывание — изучены минералогами пока лишь качественно. Чтобы иметь возможность в будущем дать этим видам деформаций также и количественную оценку, нужно знать их зависимость от различных физико-химических факторов.

Приведем кратко некоторые из них.

Химический состав. Такая зависимость имеется, прежде всего, в изоморфных сериях. На рис. 211, а показана связь величины критического касательного напряжения $\tau_{\text{критич}}$ с составом для кристаллов изоморфного ряда золото — серебро. Здесь колебания значений $\tau_{\text{критич}}$ достигают почти 1000%. Наряду с таким изменением состава кристаллов на деформации влияют и незначительные химические примеси, как это иллюстрирует рис. 211, б для величин предела текучести галита, отмечая возрастание напряжения в несколько раз даже при содержании примеси всего лишь в сотые доли молекулярного процента. Наиболее же сильно на текучесть галита действует хлористый свинец, и в случае, когда концентрация его примеси составляет только 10^{-3} молекулярных процентов, что практически неуловимо обычными аналитическими методами, т. е. при содержании 1 частицы PbCl_2 на 100 000 частей NaCl , предел текучести галита повышается уже в три раза.

Хорошо известен пример более легкой деформации висмутсодержащего галенита, в котором обнаруживается отдельность по (111).

Температура. Зависимость от внешних термодинамических факторов рассмотрим только на примере влияния температуры. Как показывает рис. 212, для галита при возрастании температуры критическое касательное напряжение $\tau_{\text{критич}}$ (при изгибе) уменьшается. Установлено, что в исследованных пределах температур $\tau_{\text{критич}}$ может снижаться более чем в 10 раз.

Зависимость величины деформации от температуры можно проследить также на примере кальцита (табл. 19).

Аналогично при высокой температуре, близкой к точке плавления, механические свойства тел могут коренным образом меняться и обычно хрупкие кристаллы получают необыкновенно высокую пластичность [стержни корунда скручиваются в полную спираль (Классен-Неклюдова и др., 1953)].

Скорость деформации. Эту зависимость удобно показать на примере кадмия. Критическое касательное напряжение $\tau_{\text{критич}}$ (рис. 212) увеличивается

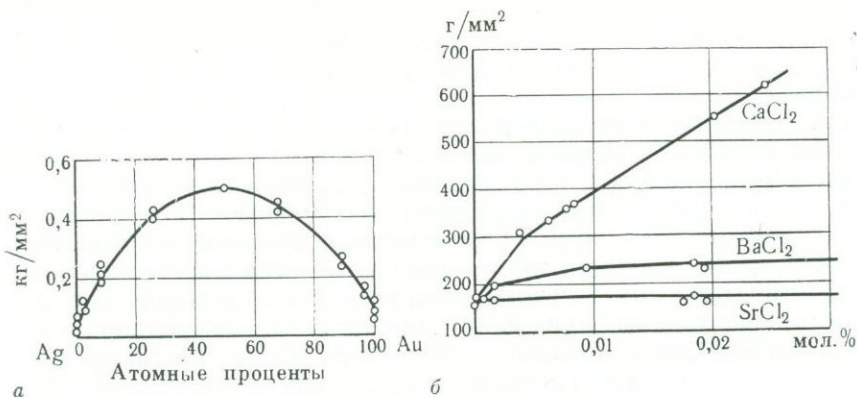


Рис. 211. Зависимость деформации от состава индивидов

a — зависимость касательного напряжения скольжения от состава в изоморфной серии золото — серебро; *b* — зависимость критического предела текучести галита от примесей

при возрастании скорости деформации, что наблюдается при различной температуре. Исследованы только относительно быстрые деформации, но как будто бы различия в малых скоростях сказываются резко, чем в больших, и разница значений $\tau_{\text{критич}}$ при скоростях 0,5 и 1 г/сек при температуре в первые сотни градусов достигает 50—70%.

Влияние пропитывания индивида раствором. Единичные наблюдения дополнительно свидетельствуют об особых явлениях деформаций минералов, погруженных в раствор, когда возникающие на поверхности кристаллов зародыши хрупких деформаций растворяются и залечиваются, а тела приобретают изумительные пластические свойства: столбики (выколки по спайности) каменной соли под водой свободно скручиваются и сгибаются любым образом без разрушения (общеизвестные опыты А. Ф. Иоффе). Дополнительные материалы, характеризующие этот фактор, приведены в разделе, описывающем деформации агрегатов.

Таким образом, при деформациях кристаллов, находящихся в растворе, их механические свойства могут меняться самым решительным образом. Естествен-

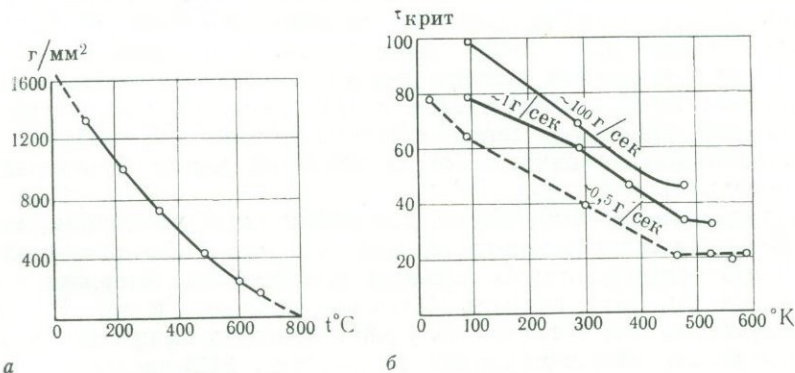
Рис. 212. Зависимости деформации галита от температуры (*a*) и критического касательного напряжения скольжения кристаллов кадмия от скорости изменения нагрузки при разной температуре (*b*)*a**b*

Таблица 19

Зависимость напряженности — деформация сжатия при разных температурах в кальците (скорость деформации постоянная 0,5—5% в 1 мин)

Ориентировка нагрузки	Температура, °C	Всестороннее давление, бар	Дифференциальное давление, бар				Общая деформация, %
			Деформация продольная, %				
			1	2	5	10	
c _v	24	2 730	2400	2990	3510	3960	11,2
	24	2 730	170	240	360	580	12,6 E
	24	5 070	3630	5580	6350	7900	31,4
	24	5 070	200	290	430	760	19,8 E
	24	10 100	240	300	440	840	28,3 E
	24	10 100	1910	2600	2750	3140	17,7
	150	10 100	590	670	880	1260	11,8
	300	2 750	60	90	130	170	12,5 E
	300	2 750	410	560	960	1520	28,8
	300	5 050	560	700	1110	1500	18,2
	300	5 050	50	50	50	50	19,7 E

Примечание. E — образец деформировался растяжением; остальное — данные по сжатию.

венно поэтому, что при лабораторных испытаниях минералов различия в цифровых данных бывают довольно значительны. Именно поэтому «константы» галита — предел текучести и предел прочности — у материала из разных месторождений (табл. 20) различаются более чем на 1000%; не совпадают и данные для разных образцов из одного и того же месторождения.

Таблица 20

Предел текучести и предел прочности для галита из разных месторождений, г/мм²

Месторождение	Предел текучести	Предел прочности	Месторождение	Предел текучести	Предел прочности
Бохня (Польша)	70	210	Бахмут (СССР)	310	350
Величка (Польша)	94	160	Стасфурт (ГДР)	500	528
	205	242		420	481
	—	463	Виннебург (ФРГ)	1120	1250
Сан-Бернгардино (США)	180	251		—	1722
Хейльбронн (ФРГ)	290	328			

В целом получается, что для минералов затруднительно приводить механические константы, так как нельзя принять какие-либо образцы минералов за эталоны, а средние значения констант будут неудовлетворительными из-за того, что их плюс-минусовые допуски смогут в несколько раз превосходить величину «констант».

Следовательно, в настоящее время, когда многие условия природных деформаций остаются еще неизвестными, представляется невозможным вычислять абсолютные значения напряжений и сил деформаций минералов.

Причины деформаций минералов очень разнообразны, и, резюмируя известные данные, надо отметить следующие из них: 1) тектонические силы, 2) напряжения при тепловом расширении и сжатии, 3) изменение давления, 4) напряжения при полиморфных превращениях, 5) напряжения при химических реакциях, сопровождающихся изменением объема, 6) так называемая кристаллизационная сила, 7) напряжения, получающиеся при метамиктном распаде, 8) удары одних минералов о другие при падении (Леммлейн, 1935).

III.2. ТИПЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ИНДИВИДОВ

Еще совсем недавно исследование химического изменения минералов ограничивалось поисками соответствующих уравнений химических реакций. Именно такой направленностью отличаются известные фундаментальные труды, трактующие вопросы химической минералогии: «Минералогия» В. И. Вернадского (1910, 1912), «Зона окисления сульфидных месторождений» С. С. Смирнова (1951), «Химическая минералогия» Р. Браунса (1904), «Минеральная химия» К. Дельтера (Doelter, 1911—1937) и др. Однако в настоящее время минералогу необходимо выяснить также ход химических процессов. Если ранее уравнение химической реакции составлялось на основе наблюдения начальных и конечных продуктов, то теперь необходимо исследовать и механизм поступления и удаления вещества, кинетику самого явления замещения, все признаки химических процессов, «записанных» на самих индивидах. Приступая к характеристике химических и физических изменений индивидов, мы вплотную сталкиваемся с теми разделами онтогении минералов, которые неотделимы от *филогении минералов, т. е. от генезиса минеральных видов и парагенезисов*. Необходимо еще раз подчеркнуть, что онтогения минералов, исследующая генезис минеральных индивидов и агрегатов и являющаяся составной частью генетической минералогии, объединена с филогенией минералов в единое целое так как она является источником филогенетической информации. Если иногда приходится онтогению и филогению минералов именовать частями, разделами генетической минералогии, то это имеет лишь чисто вспомогательное значение, способствующее систематическому изложению наблюдений.

III.2.1. ТОПОХИМИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ИНДИВИДОВ И ГЕНЕЗИС ПСЕВДОМОРФОЗ

Уже в древних рукописях рассеяны сведения о псевдоморфозах, демонстрирующие завидную наблюдательность наших предков. Но самая фундаментальная и уникальная сводка «Die Pseudomorphosen des Mineralreich» опубликована Блюмом в 1843 г. (Blum, 1843—1879) и систематически расширялась «Добавлениями» в 1847, 1852, 1867 и 1879 гг. Старая библиография сведена также Ротом (Roth, 1879—1891). Однако вслед за В. И. Вернадским (1925) можно повторить: «Литература о них огромна, но новых сводок нет» (Вернадский, 1959, стр. 426).

Логическое содержание самого термина «псевдоморфоза» отражает противоречие, несоответствие между формой и содержанием минерального тела. Форма, наследуемая от первичного минерала (протоминерала), заполняется чужим содержанием — новообразованиями другого минерала или нескольких минералов.

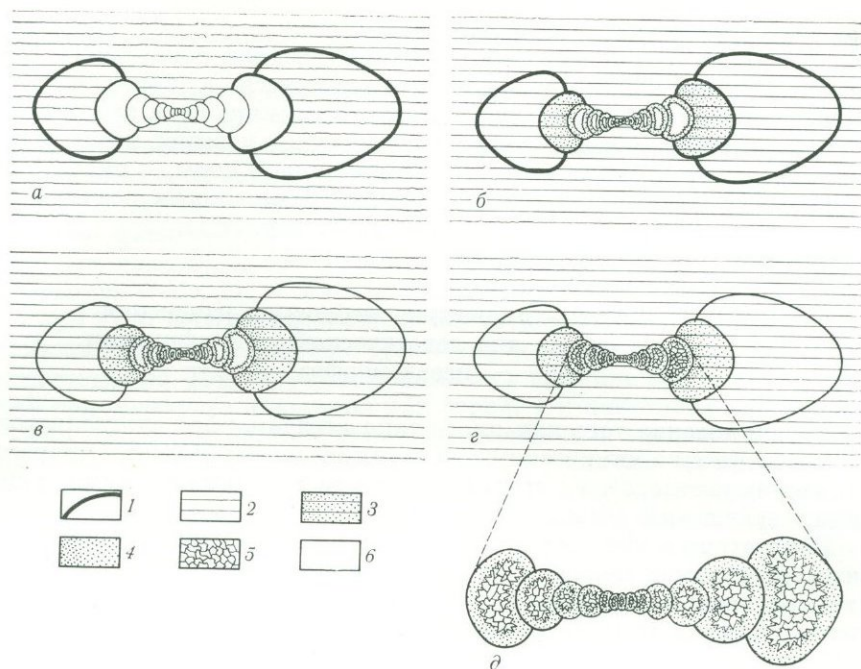


Рис. 213. Биоморфоза нескольких минералов по раковине аммонита. Оксфордские глины Букингемшира, Англия, по Худзону и Палфраму (Hudson, Palfram, 1969).

а, б, в, г — последовательные стадии фоссилизации раковины. Натур. вел.; д — пиритизированные участки и друзы кальцита; увел. 3

1 — стенки раковины; 2 — глина; 3 — пирит в глине; 4 — пирит; 5 — кальцит; 6 — пустоты

Разногласия между исследователями касаются лишь вопроса — относиться ли к псевдоморфозам только продукты замещения хорошо образованных, идиоморфных кристаллов (Болдырев, 1926; Бетехтин, 1950; Rice, 1948) или любые минеральные тела, сохранившие форму ранних индивидов и агрегатов (Вернадский, 1910—1912; Лазаренко, 1951). В сущности термин «псевдоморфоза» испытал обычную для науки метонимию с расширением области применения.

Авторы присоединяются к более общему определению, формулируя его так: *псевдоморфозы — продукты реакции химического и физического изменения индивидов, агрегатов протоминералов и фоссилизации органических остатков с сохранением их формы и в большинстве случаев размера.*

Таким образом, к различным видам псевдоморфоз будут отнесены не только случаи преобразования идиоморфных кристаллов, но также — неправильных зерен минералов, их агрегатов, а также явления фоссилизации фауны и флоры (рис. 213). Могут возникать псевдоморфозы и по горным породам, залегающим, например, в виде слоя, дайки или лавового покрова, когда, несмотря на основательное изменение состава, будут с высокой точностью сохранены структурные и текстурные особенности пород. Особенно консервативны текстурные рисунки.

Изучение псевдоморфоз позволяет с наибольшей наглядностью проследить механизм метасоматических реакций, происходящих при постоянном объеме

(правило Линдгрена). При исследовании метасоматизма в какой-либо породе или руде наряду с продуктами изучаемой реакции попадают вещества, перемещенные из соседних участков, отложившиеся в более позднее время. В псевдоморфозе же легко отделить все посторонние фазы от продуктов исследуемой реакции, а также установить привнос и вынос компонентов в ходе реакции. «... Этот метод изучения химии земной коры, — писал о псевдоморфозах В. И. Вернадский (1925), — не может во многих случаях быть заменен никаким иным...» (Вернадский, 1959, стр. 421).

Физико-химические механизмы изменения как основа для генетической классификации псевдоморфоз

Возникновение того или иного типа псевдоморфоз определяется, с одной стороны, физико-химическими условиями геологического процесса (P , T , Eh , состав раствора), а с другой — тем или иным физическим механизмом реакции замещения (Жабин, Русинов, 1973).

Рассмотрим в качестве примера замещения кальциевого плагиоклаза альбитом в условиях низко- и среднетемпературного гидротермального изменения эффузивных пород слабокислыми или нейтральными растворами. Кальциевые плагиоклазы во вмещающих обычно псевдоморфно замещаются альбитом или альбитом с кальцитом. В более щелочных условиях наблюдаются псевдоморфозы ломонтита по плагиоклазу. В некоторых зеленокаменных толщах описано замещение вмещающих плагиоклаза пренитом и пумпеллитом. По-видимому, пумпеллитизация плагиоклаза происходила в условиях повышенной щелочности, так как этот процесс сопровождается большим привнесом оснований в породы, часто вплоть до возникновения кварцево-пумпеллитовых пород. В кислых же растворах при процессе аргиллизации по плагиоклазовым вмещающим образуются псевдоморфозы гидрослюд. В отличие от аргиллизации при формировании вторичных кварцитов практически никогда не возникают псевдоморфозы гидрослюд непосредственно по плагиоклазу и всегда удается обнаружить промежуточную стадию альбитизации плагиоклаза, и только по вновь образованному альбиту развивается гидрослюда. Таким образом, происходит двухступенчатая псевдоморфизация в ходе одного и того же процесса. По-видимому, в этом случае колебания в условиях общего процесса оказывают влияние на физический механизм реакции замещения плагиоклаза, изменяя путь реакции, но не влияя на конечные продукты. Роль механизма реакций замещения в формировании тех или иных видов псевдоморфоз можно показать также на примере возникновения «высокого» и «низкого» альбита. В условиях среднетемпературного сравнительно глубинного метаморфизма, например при региональном зеленокаменном метаморфизме, возникают псевдоморфозы «низкого» альбита с упорядоченной структурой по плагиоклазам, тогда как при близкповерхностном гидротермальном изменении пород чаще образуется неупорядоченный («высокий») альбит (Русинов, 1965). Микроскопические наблюдения и имеющиеся экспериментальные данные позволяют заключить, что при альбитизации плагиоклаза вначале образуется неупорядоченный альбит в виде промежуточного продукта реакции, а затем он псевдоморфно превращается в упорядоченный (Русинов, 1968). Однако при низкой температуре процесс упорядочения структуры замедляется и неупорядоченный альбит сохраняется. При более же высокой температуре (300—500° С) процесс упорядочения

происходит быстро и может быть произведен даже в экспериментальных условиях (Martin, 1969).

Таким образом, физико-химические условия процесса, с одной стороны, и характер преобразования кристаллической структуры замещенного минерала и структуры новообразованного — с другой, — основные факторы, регулирующие образование псевдоморфоз. Поэтому генетическая классификация псевдоморфоз должна быть создана на основе классификации известных в настоящее время физико-химических механизмов замещения.

Предлагаемая классификация тонких механизмов замещения и определяющих их факторов (табл. 24) подвергнется, несомненно, критическому пересмотру. Но при этом необходимо учесть, что авторы самым существенным в явлении псевдоморфизации считают *изменение содержания при сохранении формы протоминерала*. Под «формой» понимались внешние пространственные ограничения идиоморфного кристалла или зерна, а к понятию «содержание» отнесены химический состав, тип упаковки атомов или молекул в твердой фазе и анатомия индивида — например, монокристалл ли он или агрегат разноориентированных субиндивидов. Поэтому, следуя принятому логическому содержанию понятий «форма» и «содержание», к явлениям псевдоморфизации отнесены изохимические преобразования протоминерала: гранулированные автопсевдоморфозы по монокристаллам, изменение степени порядка — беспорядка в кристаллической структуре, смена политипов и т. п.

Реакции образования псевдоморфоз

При замещении минералов возникающие новообразования могут либо перетлагаться за пределами кристалла, либо локализоваться строго внутри кристалла. Последний случай соответствует *топохимическим реакциям*¹, которые лежат в основе образования псевдоморфоз и которые являются основным объектом обсуждения в данной статье.

Примером продуктов топохимических реакций являются псевдоморфозы касситерита по кварцу в австралийском оловянном месторождении Горрингтон. Лоуренс исследовал там друзовые полости с кристаллами кварца темно-коричневого и черного цвета (Lawrence, 1960). Обнаружилось неожиданное: кристаллы кварца полностью, с ювелирной тщательностью замещены касситеритом ($\text{SiO}_2 \rightarrow \text{SnO}_2$). Другим наглядным примером топохимических реакций является образование с некоторым увеличением объема псевдоморфоз меди по любым железным предметам, погруженным в рудничные сульфатные кислые воды. Этот способ позволяет улавливать медь, обычно безвозвратно теряемую в действующих рудниках.

В приведенных примерах имеется нечто общее: происходит взаимодействие привнесенных компонентов новообразующегося минерала с кристаллической структурой замещаемого минерала, снижающее энергию активации реакции осаждения нового минерала из раствора. Именно поэтому новый минерал образуется только на месте прежнего, как на затравке. Самостоятельное осаждение меди из раствора не наблюдается. В данных примерах ($\text{SiO}_2 \rightarrow \text{SnO}_2$; $\text{Fe} \rightarrow \text{Cu}$) происходило вытеснение более слабого основания (или

¹ Термин «топохимические реакции» предложен в 1918 г. Кольшуттером. В буквальном переводе — реакции, протекающие в определенном месте. Приемы анализа реакций замещения с перетложением см. Д. П. Григорьев (1948), а также в книге «Онтогенез минералов» (1961).

Таблица 21

Реакции образования и генетическая классификация синхронных псевдоморфоз

Параметры, определяющие процесс	Характер изменения протоминерала		Краткая характеристика механизма реакции	Типы и примеры реакций	Генетические типы и разновидности синхронных псевдоморфоз	
	состав	структура				
T, P	Не изменяется	Не изменяется	Разрыв связей по сети трещин и образование границ раздела	Грануляция монокристаллов (рекристаллизация)	Автопсевдоморфозы	
		Изменяется степень упорядоченности	Диффузия атомов слабоакрепленных в структуре	Переходы порядок \leftrightarrow беспорядок	Псевдоморфозы превращения (параморфозы и полииты)	
		Изменяется упаковка структурных элементов	Трансляция элементов, составляющих структуру минерала в решетке	Полиитные превращения		
		Изменяется взаимное расположение ионных групп и расстояния между ними	Возникновение и рост зародышей новой фазы путем переупаковки атомов исходной структуры	Полиморфные превращения		
			Разрыв связей дальнего порядка в структуре и неупорядоченная диффузия ионов (самодиффузия)	Стеклование кристаллов	Псевдоморфозы стеклования	
			Зарождение центров кристаллизации новых фаз в протоминерале и диффузия к ним или от них атомов	Распад твердых растворов		
T, P, состав раствора	Изменяется	Происходит обмен некоторыми компонентами между протоминералом и раствором	Несколько изменяются параметры ячейки Изменяется в пределах одной структурной группы минералов	1. Транспорт реагентов и продуктов реакции к месту реакции и от него 2. Сорбция — десорбция ионов поверхностью протоминерала 3. Разрыв связей в структуре протоминерала 4. Диффузия ионов в решетке	Замещение в рядах твердых растворов Обмен ионов в «молекулярных ситах» Реакция между минералами одной группы (например, в слюдах: биотит \rightarrow мусковит)	Аллопсевдоморфозы Ионообменные Собственно метасоматические Псевдоморфозы замещения Импregnационные
		Происходит обмен большинства или всех компонентов между протоминералом и раствором		Полностью изменяется		
				Реакции вытеснения (импрегнация): силикаты \rightarrow сера, силикаты \rightarrow сульфиды, кварц \rightarrow пирит		

более сильной кислоты) более сильным основанием (или более слабой кислотой).

Реакции замещения, которыми обусловлено образование псевдоморфоз, слагаются из нескольких *ступеней*¹, каждая из которых имеет свою энергетическую характеристику: транспорт необходимых для реакции веществ, сорбция и десорбция ионов на поверхности кристалла, их диффузия внутри решетки, разрыв старых и образование новых связей. Поэтому скорость реакции, являющаяся важнейшим параметром, для разных реакций определяется разными их ступенями.

Транспортные механизмы могут быть классифицированы следующим образом (Жабин, 1966₁). 1. Рост замещаемого минерала (метакристалла) при помощи окружающей его пленки питающего раствора, в пределах которой происходит растворение раннего минерала и кристаллизация нового. 2. Образование замещающего минерала путем диффузии ионов и атомов через кристаллические структуры (см. стр. 208).

Этот диффузионный механизм имеет две разновидности: а) диффузионное замещение в кристаллических структурах, происходящее без участия растворов — твердофазовые реакции; б) транспортирование вещества к месту (фронту) реакции растворов и последующая диффузия ионов через кристаллическую структуру изменяемого минерала.

В тех реакциях, при которых не происходит обмен компонентами между кристаллом и окружающим раствором, транспортный механизм и химизм раствора не будет играть сколько-нибудь существенную роль, а определяющими будут температура, давление и механизм диффузии. Примеры таких реакций — полиморфные превращения и распад твердых растворов. Например, поля устойчивости полиморфных модификаций кремнезема ограничены определенными границами в координатах $P - T$. При переходе такой границы — при понижении температуры образуются широко распространенные параморфозы β -кварца по α -кварцу. Но вследствие больших энергий активации переходов между тридимитом, кристобалитом и кварцем поля образования этих минералов не совпадают с полями их устойчивости. Поэтому, например, в экспериментах Н. Н. Синельникова (1956) при переходе из поля устойчивости кварца в поле тридимита кварц замещался не тридимитом, а кристобалитом. Изучение этого и аналогичных ему переходов позволило установить, что появление кристобалита как промежуточного продукта необходимо в ступенчатом процессе перестройки структуры кремнезема (Синельников, 1956). Прямое превращение кварц \rightarrow тридимит обладает слишком высокой энергией активации и поэтому кинетически неосуществимо. Состав же раствора оказывает катализирующее влияние на различные ступени реакции.

Таким образом, становится понятной причина выделения *двух групп* процессов замещения (см. табл. 21), характеризующихся разным набором определяющих факторов: 1) реакции, заключающиеся лишь в структурной перестройке кристаллов («изохимические»), и 2) реакции, сопровождающиеся обменом компонентами между раствором и кристаллом.

В 1-й группе реакции разделяются по характеру изменения кристаллической структуры протофазы. Существуют реакции, при которых сохраняется минеральный вид и не изменяется его структура: возникают автопсевдо-

¹ Ступени реакции — последовательные элементарные акты преобразования протоминерала.

морфозы, например, в процессе грануляции кварцевых монокристаллов, когда зерна, «гранулы», имеют различную кристаллографическую ориентировку в пространстве. Уже иным механизмом характеризуются реакции упорядочения — разупорядочения кристаллической структуры, при которых происходит разрыв связей и диффузия ионов в структуре. Переход «высокий — низкий» альбит относится к этой группе реакций. Как показали исследования Виара и Сабатье (Wyart, Sabatier, 1958), основным условием осуществления этого перехода является участие в нем воды как катализатора. Она намного уменьшает энергию активации разрыва связей (Al, Si) — O. В сухих (безводных) системах эта реакция не идет потому, что именно разрыв связей (Al, Si) — O является определяющей (самой медленной) ступенью реакции перехода. Сущность реакций упорядочения — разупорядочения заключается в перераспределении ионов по энергетически различным позициям без изменения мотива структуры.

Иногда процесс разупорядочения в распределении атомов (ионов) в структуре может достигать наивысшей степени, и тогда вещество теряет кристаллическую структуру: возникают псевдоморфозы стеклования при метамиктном распаде, ударном (импактном) метаморфизме или в результате окисления элементов протоминерала.

Резкие изменения в структуре происходят при полиморфных и политипных превращениях, когда возникают параморфозы и политипы. Это сказывается в резком скачкообразном изменении термодинамических свойств вещества в точке перехода: теплоемкости, энтропии, плотности, что характерно для переходов первого рода. Разобранный же выше процесс упорядочения структуры альбита происходит постепенно в некотором диапазоне температур и сопровождается постепенным же изменением термодинамических и физических свойств без образования зародышей новой фазы. При полиморфизме происходит перегруппировка ионов (атомов) с изменением пространственного расположения узлов структуры, вида ее симметрии и часто сингонии. При этом необходимой ступенью превращения является возникновение зародышей. Хорошо изучены условия полиморфных переходов в группе кремнезема, самородной серы и др. Гораздо менее ясны условия переходов таких пар, как пирит — марказит и сфалерит — вюртцит. Для первой пары эмпирически считалось установленным, что марказит образуется в более кислых условиях, чем пирит. Однако имеются многочисленные отклонения от этой закономерности. А. В. Зотов в результате наблюдений на сольфатарных полях современных вулканов Курильских островов установил, что эти отклонения вызваны влиянием восстановительного потенциала среды на формирование пирита и марказита: в более восстановительной среде отлагается преимущественно марказит, а в более окислительной — пирит. В этой связи предложен следующий механизм образования пирита и марказита (Зотов, Русинов, 1969). Пирит — конечный устойчивый продукт реакции, а марказит представляет собой предшествующую, метастабильную фазу в реакции синтеза пирита. Скорость реакции определяет относительное количество пирита в продукте реакции. В свою очередь скорость зависит, как показывает рассмотрение констант равновесий, от pH и Eh среды. Высокие pH и Eh увеличивают скорость реакции и благоприятствуют тем самым образованию пирита, а низкие — марказита.

Замещение политипных модификаций друг другом предполагает трансляцию фрагментов структуры, т. е. некоторых неизменяемых групп атомов, в решетке. Иногда политипные переходы совпадают с полиморфными. Например, в группе каолинита полиморфная модификация — каолинит соот-

ветствует политипной — $1M$, диккит — $2M_1$, а накрит — $2M_2$ (Звягин, 1964). Но в большинстве случаев такого точного соответствия не наблюдается. Данные Йодера и Эйгстера (Yoder, Eugster, 1955) свидетельствуют о том, что модификация $1Md$ является промежуточной метастабильной фазой при образовании гидрослюда. С течением времени она переходит в $1M$. При повышении температуры гидрослюда $1M$ превращается в $2M_1$, причем этот переход не зависит от времени и был произведен экспериментально в прямом и обратном направлении и, очевидно, соответствует равновесию при температуре приблизительно $200\text{—}350^\circ\text{C}$ (Yoder, Eugster, 1955). Отмечалось также, что политип $2H$ у молибденита MoS_2 более высокотемпературный, чем политип $2R$.

При вседоморфизации также может происходить смена полиморфных модификаций новообразованной фазы. Это имеет место, например, при замещениях: ильменит \rightarrow рутил \rightarrow анатаз.

Распад твердых растворов происходит путем образования зародышей устойчивых фаз в структуре переохлажденной протофазы. Неравномерное распределение (неупорядоченность) изоморфных компонентов в этой фазе снижает энергию активации и ускоряет распад. В дальнейшем происходит рост зародышей вследствие центробежной и (или) центростремительной диффузии ионов, а также коалесценция (слияние) отдельных зародышей в более крупные домены. Такое слияние не требует большой энергии активации и, по-видимому, может быть отнесено к сравнительно быстрым реакциям. Поэтому ступенью, определяющей скорость всего процесса распада в целом, является, вероятно, реакция образования зародышей. Так возникают *псевдоморфозы распада*.

Вторая группа процессов, помещенных в нижней части табл. 21, характеризуется обменом компонентами между исходным веществом и раствором. С точки зрения изучения механизма эта группа реакции является наиболее сложной и малоизученной. В большинстве случаев определяющей ступенью таких реакций является вид транспорта компонентов раствора к фронту и от фронта замещения. Для поддержания скорости реакции требуется, чтобы скорость доставки компонентов к месту реакции была бы не меньше скорости их расходования в ходе замещения. Если скорость доставки окажется недостаточной, то процесс прекратится, и образующаяся псевдоморфоза будет неполной, с реликтами протофазы. Причиной затухания реакции может быть: 1) недостаточная миграционная способность компонента, когда его активность не успевает выравниваться в разных точках системы «порода — раствор», 2) образование защитной малопроницаемой пленки продуктов реакции вокруг протоминерала. Примерами первого случая являются экспериментальные процессы, проводимые в условиях закрытой системы. По мере расходования компонентов на новообразования их концентрации уменьшаются, скорость реакции замедляется, а поэтому затрудняется и достижение равновесия.

Несколько отличаются от реакций этого типа реакция гидратации и некоторые случаи карбонатизации. Здесь единственным компонентом, поступающим из раствора, является вода (или CO_2). Например, в условиях пропилитизации оливин псевдоморфно замещается хлоритом с кварцем. Общий состав вкрапленника сохраняется при повышении содержания воды. Вода в процессе пропилитизации является вполне подвижным компонентом и ее активность в растворе не зависит от реакций, происходящих в породе. Она зависит только от температуры (Коржинский, 1940). Поэтому и скорость реакции определяется скоростью разрыва связей атомов исходного минерала,

которая является функцией температуры. Если температура недостаточно высока, то реакция идет вяло и возникает неполная псевдоморфоза.

Эти реакции характеризуют самый распространенный в земной коре вид псевдоморфоз — *псевдоморфозы замещения*.

Генетическая классификация псевдоморфоз

В 1956 г. Ю. М. Абрамович писал: «...невозможно представить псевдоморфозу как что-то первичное» (Абрамович, 1956, стр. 80). С этим утверждением можно согласиться лишь в том случае, если первичным считать протоминерал с его собственной формой, а вторичным — новообразования внутри этой формы. Но нам известно, что явления физико-химического изменения протоминерала *не всегда синхронны с появлением новообразований*. Существуют псевдоморфозы выполнения (заполнения) пустот, в которых появление новообразований асинхронно по отношению к явлениям физико-химического изменения минерала, существовавшего ранее на месте пустоты.

Поэтому оказалось целесообразным разделить всю совокупность псевдоморфоз на два класса — синхронных и асинхронных псевдоморфоз. Остальные термины, соответствующие отдельным типам псевдоморфоз, описаны ранее (Абрамович, 1953, 1956, 1957). Дополнительно предлагается выделить тип псевдоморфоз *стеклования* (витрификации, изотропизации).

Предлагаемая классификация, таким образом, имеет подразделения.

А. Синхронные псевдоморфозы. Изменение протоминерала происходит одновременно (синхронно) с образованием новых минеральных фаз.

Б. Асинхронные псевдоморфозы («слепки»). Протоминерал растворяется целиком и возникает «пустота». Новообразования отсутствуют. Если когда-либо позднее, в связи с другим процессом минералообразования эти пустотки будут заполнены новообразованиями, то возникнет псевдоморфоза-слепок, псевдоморфоза-реплика, псевдоморфоза заполнения.

Второстепенными вспомогательными признаками классификации всей совокупности псевдоморфоз могут быть самые различные. Например, можно вначале делить их на «неорганические» [литоморфозы (Абрамович, 1957) и биоморфозы («окаменелости» — зооморфозы + фитоморфозы)]. Но эти классификации не будут отражать принципиальные, определяющие физико-химические условия генезиса псевдоморфоз.

Некоторые примеры образования псевдоморфоз

Принято считать, что состав псевдоморфоз существенно отличен от состава протоминерала. Однако изменение валового состава не является определяющим признаком псевдоморфоз, что показано ниже на примере псевдоморфоз распада (лейцит → «псевдолейцит») и псевдоморфоз стеклования (метамиктные минералы). Именно это обстоятельство заставило включить в определение псевдоморфоз понятие *о химическом и физическом изменении*. Псевдоморфизация может сопровождаться изменением состава, а иногда происходят лишь «физические» явления — стеклование, расстеклование, полиморфные переходы, изменение степени порядка — беспорядка в распределении атомов и т. д. Степень изменения состава псевдоморфозы в сравнении с составом протоминерала может быть весьма различной — от весьма незначительного (метамиктизация; амфибол → пироксен) до полного выноса вещества и образования нового минерала (кварц → пирит).

Обозначим: \boxed{A} — форма и вещество первичного минерала; B, B, G, \dots — привнесенные и зафиксированные компоненты, \rightarrow — привнос, \uparrow — вынос компонентов.

Параморфозы и политипы. Новообразованный продукт представляет собой полиморфную или политипную модификацию протоминерала. Примеры: параморфозы кварца по тридимиту, рутила по анатазу, марказита по пириту и т. п. Условия перехода — изохимические.

Псевдоморфозы стеклования (витрификации) возникают при разрушении кристаллической структуры первичного минерала и переходе его вещества из кристаллического состояния в стеклообразное: кристалл \rightarrow стекло.

Например, метамиктный распад приводит к изотропизации, «стеклованию» ранее кристаллических минералов. Псевдоморфозы такого рода хорошо известны для тантало-ниобатов — пирохлора, эшинита, самарскита и силикатов — гадолинита, ортита, торита и других. При метамиктном распаде не только разрушается кристаллическая структура дальнего порядка в протоминерале, но иногда может происходить и существенное изменение состава минерала и валентностей тех или иных катионов. В возникшем при метамиктном распаде «стекле» нередко появляется одна или несколько тонкодисперсных кристаллических фаз, имеющих более простой состав в сравнении с составом протоминерала. Последовательность процессов такова: протокристалл \rightarrow метамиктное стеклование (стекло) \rightarrow распад стекла (стекло $+$ $+$ новые кристаллические фазы) (Пятенко, 1970). Таким образом, в данном случае последовательно проявляются два вида псевдоморфозации — сначала по кристаллу возникают псевдоморфозы метамиктного стеклования, а затем — при отжиге, «старении» или гидратации — по метамиктному минералу образуются псевдоморфозы раскристаллизации «стекла».

Стеклование, изотропизация может быть вызвана ударом, взрывом (ударный, шоквой, импактный метаморфизм). Такого рода псевдоморфозы известны в метеоритах, земных метеоритных кратерах и образцах лунных пород. Мощный ударный импульс, приводящий кристалл давлением в точку плавления, вызывает стеклование минерала. Например, в метеоритном кратере Рис (ФРГ) в метаморфизованных ударом амфиболитах олигоклаз распадался на две фазы, из которых основная — жадеит, а вторая стекловатая аморфная фаза имеет состав, соответствующий разности олигоклаз — жадеит (Odette, 1969). В данном случае произошли два явления — распад раннего минерала на более плотную «модификацию» и стеклование остатка, состав которого может не соответствовать стехиометрии какой-либо из устойчивых фаз. Д. П. Григорьев и А. А. Ясинская (1967) описали признаки плавления минералов в метеоритах. Оказалось, что часть стекла, обнаруживаемая в метеоритах, не является изначальной, а возникает в результате плавления минералов, например оливина. В условиях ударных импульсов большой мощности возникают также и псевдоморфозы стекла по плагиоклазам (маскелиниты), энстатиту. Экспериментальное действие мощных ударных волн на циркон также приводит к явлению, сходному с природной метамиктизацией этого минерала: он распадается на тонкодисперсную смесь ZnO_2 , SiO_2 и рентгеноаморфное стекло состава $ZrSiO_4$ (Добрецов и др., 1968).

Окисление элементов в кристаллической структуре минералов также может приводить к изотропизации и рентгеноаморфности. Такое явление имеет место, например, при окислении железа в ферробрусите $(MgFe)(OH)_2$ или фосфате железа — керчените при его переходе в оксикерченит.

Псевдоморфозы распада возникают в тех случаях, когда первичный минерал разлагается, распадается на более простые по составу фазы.

Источником новообразований оказывается вещество самого протоминерала, а валовой состав псевдоморфоз примерно равен составу протоминерала, что является основным признаком псевдоморфоз этого типа

$$\boxed{A} \pm \Delta x = \frac{A_1}{A_2} A_3 \pm \Delta x,$$

где $A = A_1 + A_2 + A_3 + \dots$ и $\pm \Delta x = \text{H}_2\text{O}, \text{O}, \text{CO}_2, \text{K}, \text{Na}$ (подвижные компоненты, привнос-вынос).

Для псевдоморфоз распада существуют два морфологических варианта: а) закономерная эндотаксичная структура дочерней фазы в монокристалльной матрице протоминерала ¹ и б) двух- и полиминеральные эвтектоидные срастания (тип «псевдолейцита»).

Распад при понижении температуры имеет место, например, у лейцита (KAlSi_2O_6). Его вкрапленники в виде тетрагонтриоктаэдров, кристаллизовавшиеся из щелочного силикатного расплава, распадаются на агрегат кальсилита и калиевого полевого шпата («псевдолейцит»). Возникшие мирмецитовые, пластинчатые срастания этих двух минералов очень сходны со структурами бинарных эвтектических колоний в сплавах. Составы лейцита и «псевдолейцита» весьма сходны (рис. 214). К этой разновидности псевдоморфоз можно отнести также псевдоморфозы магнетита и ульвошпинели решетчатой структуры по первичному титаномagnetиту или распад магнетита на собственно магнетит и его магнезную разновидность (Гайдукова, Чернышева, 1970).

Клиношроксен-ильменитовые срастания, возникшие при распаде *высокотемпературной* (более 100 °C) гранатовой фазы, известны в ксенолитах из кимберлитов Монастеру (ЮАР) (Ringwood, Lovering, 1970).

Возникновение псевдоморфоз распада при *изменении окислительно-восстановительного или кислотно-щелочного режима* в процессе минералообразования можно показать на примере сульфостаннатов, которые подробно изучались Е. А. Радкевич (1948, 1959) в Синанчинском месторождении (Южное Приморье) и О. П. Поляковой (1959) в Смирновском месторождении (Забайкалье). В Синанчинском месторождении олово было первоначально фиксировано в виде тиллита в ассоциации с галенитом и сульфоантимонитами свинца и серебра. Карбонатно-сульфидные жилы метаморфизованы внедряющимися послерудными дайками микродиоритов и диабазов. С моментом метаморфизма совпало разложение первичных сульфостаннатов — тиллита (PbSnS_2), франкеита ($\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$) и станнина ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$). Наиболее характерно возникновение псевдоморфоз распада «псевдотиллита» ($\text{PbS} + \text{SnO}_2$) по первичному компоненту руд Синанчи — тиллиту (PbSnS_2). Галенит и касситерит, возникшие при распаде пластинчатых кристаллов тиллита, находятся в тесных срастаниях, напоминающих субграфические или мирмецитовые срастания «псевдолейцита». Количественные соотношения этих минералов весьма постоянны и соответствуют стехиометрии первичного тиллита.

Франкеит также разлагается с образованием псевдоморфоз распада, состоящих из касситерита (SnO_2) и джемсонита ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$). Станнин распадается с образованием агрегата касситерита и халькопирита. Дополнительно О. П. Поляковой (1959) для Смирновского месторождения описаны псевдоморфозы по цилиндриту ($\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{Sb}_2\text{S}_{14}$), состоящие из галенита, касситерита, буланжерита ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) и пирита, в которых благодаря цилиндрическому

¹ Систематика и симметрия кристаллических вростков в монокристалльной среде разработана И. И. Шафрановским и др. (1962) и должна широко использоваться минералогами для характеристики строения псевдоморфоз распада.

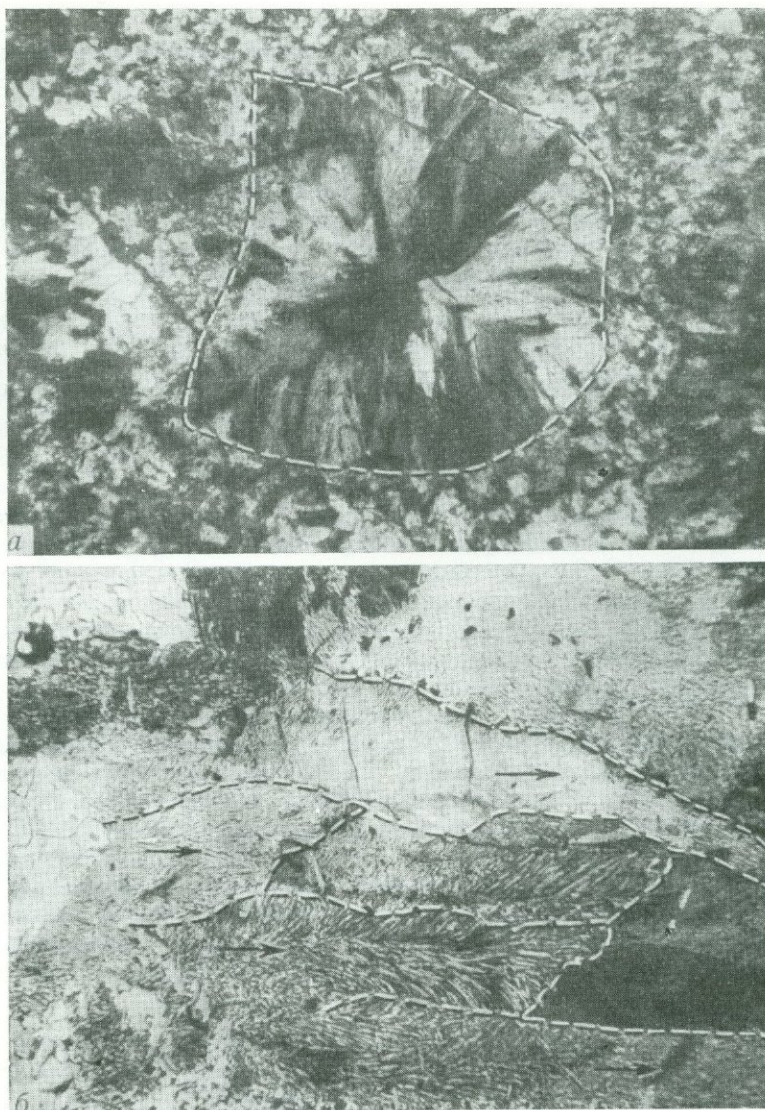
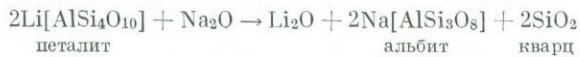


Рис. 214. Радиально-лучистое строение «псевдолейцитовых» псевдоморфоз (*a*, увел. 10) и пластинчато-эпитаксиальная структура отдельных лучей, представляющих собой эвтектоидные колонии кальсилита и ортоклаза (*b*, увел. 50). Направление роста колоний показано стрелками, по Е. Д. Осокину. Массив Сынныр, Северо-Байкальская провинция

расположению зерен касситерита отчетливо распознаются признаки уникального цилиндрического строения первичного минерала. Приведенные примеры иллюстрируют легкость возникновения псевдоморфоз распада по сульфостаннатам и зависимость устойчивости минералов от относительной величины химических потенциалов серы, кислорода. Сульфостаннаты кристаллизуются и остаются в дальнейшем устойчивыми лишь в исключительных условиях — когда имеет место острый дефицит кислорода. Стоит только по-

выситься химическому потенциалу кислорода, как кристаллизация сульфостаннатов сменяется кристаллизацией касситеритсодержащих парагенезисов. Причиной это явление обусловлено необычайно высоким химическим сродством олова к кислороду.

Распад блеклых руд на арсенопирит и халькопирит описан А. С. Тарантовым и К. С. Гаврилиной (1969). К псевдоморфозам распада можно отнести также продукты замещения петалита, изученные А. И. Гинзбургом (1949₁). При замещении монокристалла петалита монокристаллом альбита в последнем образовались включения кварца, количественно соответствующие избытку SiO_2 в петалите по сравнению с альбитом



Избыток инертного компонента фиксируется на месте реакции и в случае псевдоморфного распада петалита на сподумен и кварц

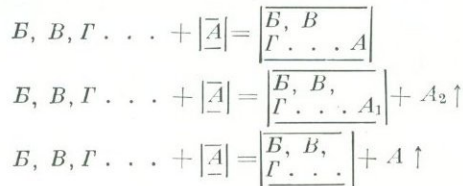


Распад происходит также при *диссоциации*. Например, кальцит при нагревании диссоциирует $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2 \uparrow$. Могут возникнуть псевдоморфозы CaO по кальциту с сохранением тончайших деталей его индивидов — спайных направлений, двойников дефектов и т. п. При термической диссоциации пирита ($\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S} \uparrow$) возникают псевдоморфозы с пиротином и обилием пор (~ 27%), появление которых обусловлено метасоматической усадкой (табл. 22).

Девитрификация при отжиге или старении хорошо известна петрографам для магматических стекол. Они раскристаллизовываются, распадаются на агрегаты минералов. Базальтоидные стекла «выделяют» микролиты пироксенов, плагиоклазов, магнетита. Из кислых стекол возникают кварц-полевошпатовые фельзиты и сферолиты.

Таким образом, первые четыре упомянутых фактора соответствуют псевдоморфозам распада по схеме: кристаллы → кристаллы. Девитрификация соответствует схеме: стекло → кристаллы.

Псевдоморфозы замещения. Вещество протоминерала либо остается на месте, либо частично или полностью выносится:



Иногда выделяют «псевдоморфозы вытеснения» — случай выноса всего вещества протоминерала. Однако это лишь крайний случай псевдоморфоз замещения (кварц → пирит, флюорит → кварц, касситерит → пирит и т. д.).

Наиболее существенная особенность псевдоморфоз замещения — объемные изменения старой фазы и новообразования. Их легче анализировать с помощью упрощенных расчетов, без учета пористости реальных минералов. Например, в колчеданных месторождениях медь избирательно «садится» на пирит в виде халькопирита, используя «пиритную» серу (Григорьев, 1948₁). Объем и состав элементарных ячеек пирита и халькопирита в табл. 22.

Таблица 22

Объем и состав элементарных ячеек пирита и халькопирита

Минерал	Параметры ячейки	Число формульных единиц в ячейке, z	Объем элементарной ячейки, v , Å^3	Состав элементарной ячейки
Пирит — FeS_2	$a_0 = 5,41$	4	158,34	Fe_4S_8
Халькопирит — CuFeS_2	$a_0 = 5,25$ $c_0 = 10,32$	4	284,41	$\text{Cu}_4\text{Fe}_4\text{S}_8$

Допустим, что халькопирит образуется за счет всей «пиритной» серы и «пиритного» железа, т. е. вещество пирита остается на месте «инертно». Тогда в 1000 Å^3 будет содержаться (см. данные табл. 22) 25,1 мол. (FeS_2) или 14,2 мол. (CuFeS_2). Это означает, что объем образованного халькопирита будет в 1,77 раза больше объема усвоенного им пирита. Лишь 56% возникшего таким путем халькопирита могут занять объем пирита, а остальные 44% будут переотложены. Этот вариант характеризует нам реакцию замещения с переотложением вещества. Псевдоморфоза не возникает. Если же допустить, что реакция $\text{FeS}_2 + \text{Cu} = \text{CuFeS}_2$ должна идти строго топохимически, т. е. медь, реагируя с железом и серой, займет объем лишь в пределах кристалла пирита, то для возникновения полной псевдоморфозы халькопирита по пириту требуется вынести из 1000 Å^3 10,9 мол. FeS_2 , что составляет 43% объема. Таким образом при полной топохимической псевдоморфизации в раствор перейдет около половины протопиритового вещества.

При диффузионном механизме замещения минералов и при условии, когда новообразованная фаза имеет более плотный кристаллический каркас, в новообразовании могут возникнуть поры и трещины *усадки*. Они описаны, например, в случае замещения шеелита гюбнеритом при инертном поведении вольфрама (Бродин, Дымкова, 1966).

Возникновение псевдоморфоз замещения и псевдоморфоз распада, сопровождающиеся явлениями усадки (трещины и поры), легко пояснить на примере реакции замещения пирита пирротинном в условиях, когда железо инертно (табл. 23).

Таблица 23

Объем и состав элементарных ячеек пирита и пирротина

Минерал	Параметры ячейки, A	Число формульных единиц в ячейке, z	Объем элементарной ячейки, v , Å^3	Состав элементарной ячейки
Пирит — FeS_2	$a_0 = 5,41$	4	158,34	Fe_4S_8
Пирротин — FeS	$a_0 = 3,44$ $c_0 = 5,69$	2	58,29	Fe_2S_2

В 1000 Å^3 пирита содержится 25,1 (FeS_2) или 34,5 (FeS), т. е. при инертности железа будет происходить метасоматическая усадка. Поры составят $\sim 27\%$, — больше четверти объема, занимаемого ранее пиритом. Такой тип псевдоморфоз возникает, например, при термической диссоциации пирита



Известно явление, когда растущий метакристалл встречает на своем пути индивиды других минералов и полностью или частично их замещает. При этом внутри метакристалла могут остаться следы замещения минералов в виде пятен, участков с иным составом, ореолов тончайшей вкрапленности и т. п. Часто это может быть объяснено не только микроскопическим масштабом перемещения компонентов при метасоматозе, но и полной инертностью некоторых из них. Наиболее наглядный пример такого рода приведен Б. В. Чесноковым и В. И. Якшиным (1969). Исследовались амфиболы из гранатовых амфиболитов Среднего Урала, относящиеся к тремолиту (~8% железистого компонента). Около зерен граната, включенных в такой амфибол, наблюдается густоокрашенная голубовато-зеленая кайма состава актинолита (30—35% железистого компонента) в виде прямолинейного замкнутого контура. Внешняя форма каймы соответствует различным сечениям ромбододекаэдров. Гранат в центре такого ромбододекаэдра остается в виде реликтов округлой формы. Зеленые каймы не имеют фазовых границ с остальными частями индивида амфибола и фиксируют объем граната, замещенного амфиболом. Железо в этом случае наследовано от граната. Это — *теневые псевдоморфозы* (рис. 215).

Существует еще одна морфологическая разновидность псевдоморфоз замещения, которые удачно названы *контурными псевдоморфозами*. В перекристаллизованном и полностью метасоматически замещенном субстрате остаются лишь «контуры» прежних текстур и структур — либо в виде рядов мелких включений, либо объемных «оболочек», фиксирующих контуры прежних форм индивидов и агрегатов. Контурные псевдоморфозы в некотором отношении родственны термину скиалитовые (теневые) текстуры, используемому в петрологии метаморфических горных пород. Примеры контурных псевдоморфоз (рис. 216) описаны А. Е. Бекмухаметовым (1970), В. Л. Барсуковым (1967) и Г. Ю. Григорчуком (1968).

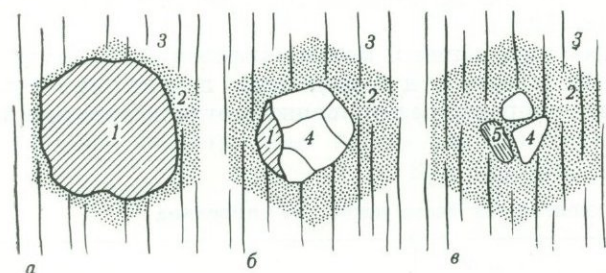
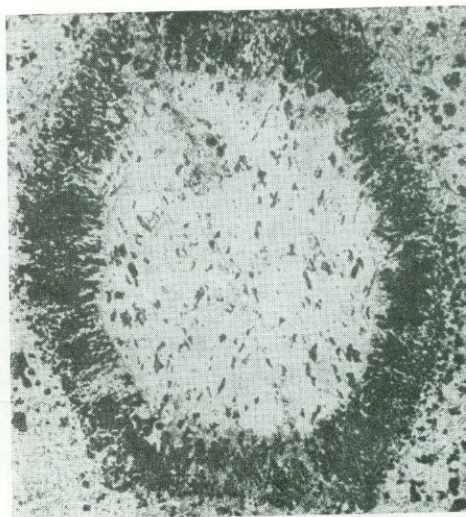


Рис. 215. Последовательные стадии замещения (а, б, в) в теневых псевдоморфозах амфибола по гранату

1 — гранат; 2 — теневая псевдоморфоза; 3 — амфибол светлой окраски, включающий теневую псевдоморфозу; 4 — плагиоклаз; 5 — цоизит; внизу — фотометрический профиль: гранат → зеленая кайма (теневая псевдоморфоза) → светлый вмещающий амфибол

Рис. 216. Контурная псевдоморфоза замещения по монокристаллу роговой обманки из андезитовых порфиритов Тургая

Внутренняя светлая часть псевдоморфозы — хлорит, наружная кайма — обогащение тонкораспыленным магнетитом, по Бекмухаметову (1970)



Псевдоморфозы замещения позволяют во многих случаях не только оценить направление замещения, но также дифференцировать компоненты на «ассимилированные» и «привнесенные» по отношению к объему псевдоморфозы. Последовательность происходящих при этом микроперемещений вещества часто соответствует эмпирическому «ряду подвижности Д. С. Коржинского». При метаморфических реакциях распределение их продуктов таково, что наименее подвижные компоненты (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3) в ходе превращения испытывают минимальные перемещения, тогда как щелочи и щелочноземельные элементы свободно перераспределяются.

Например, в пегматитовых жилах Северной Карелии псевдоморфозы мусковита по турмалину возникают при привносе калия и лишь небольшого количества кремнезема (Малиредди, Гордиенко, 1968). В условиях же низких температур, напротив, SiO_2 и CaO могут оказаться достаточно подвижными. Такой пример описан В. И. Яшкиным (1962): в жилах альпийского типа на Урале происходила рутилизация сфена, сопровождающаяся выносом SiO_2 и CaO .

В других случаях привнесенный компонент лишь «присоединяется» к веществу первичного минерала, и выноса вещества не происходит. Так возникают гидратированные разности минералов, разности самородных металлов (например, медистая платина) и т. п.

Нередко стадийность природного минералообразования оказывается зафиксированной в строении псевдоморфоз. Редкий случай такого рода описан Н. З. Евзиковой (Прохорова и др., 1966). Была обнаружена «двойная» псевдоморфоза: хорошо образованные кристаллы-двойники диопсида замещены гранатом, а затем эгирином. При этом форма кристаллов диопсида сохраняется в первую и вторую стадию псевдоморфозации.

Среди псевдоморфоз замещения, когда протоминерал выщелачивается целиком, но на его месте не отлагаются новообразования, часто описываются так называемые *псевдоморфозы облекания*. Они в некотором отношении являются «антиподами» асинхронных псевдоморфоз: форма протоминерала фиксируется не изнутри, а снаружи. Например, кварц инкрустирует таблитчатые кристаллы сидерита, а затем сидерит целиком выщелачивается. Остаются пустоты — псевдоморфозы облекания кварцем кристаллов сидерита.

Отличный пример псевдоморфоз подобного типа описан Н. З. Евзиковой (1966). Ею обнаружены сферолитовые агрегаты пренита, образующие псевдоморфозы по тетрагон-триоктаэдрическим кристаллам анальцима. Сферолитовые агрегаты пренита в псевдоморфозе сложены из двух слоев, равных по толщине: внешней, наследующей форму положительного кристалла, и внутренней, наследующей форму отрицательного кристалла.

В. Ф. Петрунь (1963) описал псевдоморфозы по кристаллам кальцита, обладающие признаками одновременно и псевдоморфоз замещения и псевдоморфоз заполнения пустот и облекания. Последовательность их образования такая: 1 — в скаленоэдрических кристаллах кальцита имеется две наружные зоны, обогащенные марганцем, и они замещаются псиломеланом, а остальной кальцит выщелачивается; 2 — два концентрических «футляра», сложенных псиломеланом, фиксируют, «возможно, не внешнюю форму кристалла кальцита, а подобную ей, но меньшую форму внешней марганцевой зоны; «футляры» обрастаются халцедоном (заполнение пустот и облекание снаружи); 3 — на готовую псевдоморфозу нарастают поздние псиломелан и халцедон.

О скорости образования псевдоморфоз, возникающих в гипогенных условиях, мы практически не располагаем данными.

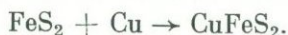
В гипергенных же условиях, когда изменение может происходить на глазах человека, измерения «средней» скорости такого изменения производить нетрудно. Много таких данных накоплено по замещениям в современных и древних горных выработках, в отвалах, складах руд под открытым небом и т. п. Например, В. Ф. Петрунь (1963) оценил скорость замещения родохрозито-манганкальцитовых руд гидроокислами марганца в 0,005 мм в год. Он также наблюдал замещение пирротина дисульфидами железа, идущее со скоростью по 0,001 мм в год.

III.2.2. ЗАМЕЩЕНИЕ С ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕМ ВЕЩЕСТВА

Помимо псевдоморфизации, в основе которой лежат топохимические явления, в природе широко проявлены также явления замещения с переотложением новообразованного вещества. Реакция замещения идет так, что объем новообразований превышает объем первичного индивида или агрегата. Поэтому новые продукты не только заполняют объем первичного индивида или агрегата, но и дополнительно отлагаются за их пределами, т. е. переоткладываются (Григорьев, 1955).

В отличие от псевдоморфизации, при которой в наследство остается хотя бы форма первичного минерала или агрегата, при замещении с переотложением мы не имеем даже этой информации: контуры первичных индивидов почти всегда не сохраняются, а новообразования получают объем и форму, отличные от объема и формы исходного минерала (рис. 217).

В предыдущем разделе при описании псевдоморфоз замещения была приведена реакция псевдоморфизации пирита халькопиритом с сохранением объема (см. табл. 22). В случае реакции с переотложением халькопирит образуется не только в объеме пирита, т. е. топохимически, но и при взаимодействии раствора со всем веществом пирита, которое остается на месте замещения и переходит в раствор. Поэтому реакция в целом получает вид

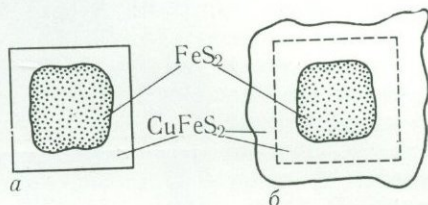


Различия в результатах псевдоморфизации и замещения с переотложением схематически изображены на рис. 217.

Избыточный минерал переотлагается обязательно вокруг исходного, но может отлагаться и в стороне, образуя сингенетичные метасоматозу участки вкрапленности, заполнения пустот и трещин и т. п.

Приведенная выше реакция замещения пирита халькопиритом, являющаяся сама по себе необычайно характерной для формации медно-колчеданных месторождений, позволяет уяснить несколько явлений, являющихся ее следствием, которые далеко не всегда принимаются во внимание при изучении сульфидных рудных месторождений. Речь идет прежде всего о появлении *новых генераций* тех же сульфидов, вещество которых регенерировано

Рис. 217. Схема псевдоморфизации (а) (контур куба сохранен) и замещения с переотложением (б) (контур расплывчатый)



в объеме месторождения или в непосредственной близости от него. Будет ошибочным в данном случае новую генерацию пирита отождествлять с какой-либо «новой» стадией минералообразования. Эта новая, регенерированная генерация пирита будет хронологически соответствовать времени протекания реакции замещения протопирита халькопиритом. Геохимикам, изучающим гипогенные ореолы около рудных месторождений, нужно иметь в виду возможность отложения новой регенерированной пиритовой генерации в виде ореола вкрапленности около рудных тел. В этом случае на ореол вкрапленности, возникший во время образования протопиритовых тел, будет наложен еще один, более поздний. Анализируется ли геохимиками возможность подобной «интерференции»?

В новейшей литературе приводятся многочисленные примеры минеральных образований, возникших путем замещения с переотложением, а в обзорных и сводных работах, посвященных структурам и текстурам минеральных агрегатов, основное место уделяется именно случаям развития такого рода образований (см. сб. «Критерии возрастных соотношений минерала по микроскопическим исследованиям», 1934; Бетехтин и др. 1958; Егоров, 1970; Edwards, 1947; Ramdohr, 1960; Bastin, 1950).

Явления замещения, сопровождающиеся переотложением вещества новообразований, имеют в природе необычайно широкое распространение, а гигантские масштабы мобилизации вещества при метасоматозе обуславливают не только изменения больших объемов горных пород, но также имеют практическое значение, так как приводят к возникновению крупнейших месторождений полезных ископаемых.

Замещение с переотложением новообразованных продуктов тесно связано с многими другими разновидностями явлений, сопровождаемыми мобилизацией ранее существовавших минералов и их новым рождением — переотложением вещества в других местах и других формах.

Например, переотложение сподумена в гранитных пегматитах отмечено А. И. Гинзбургом и М. Е. Яковлевой (1961). Авторы наблюдали две первичные генерации сподумена: I — богатую железом и кристаллизующуюся до биотита и II — более богатую щелочами, отлагающуюся в виде прожилков, секущих кварц-мусковитовый агрегат. После образования сподумена II

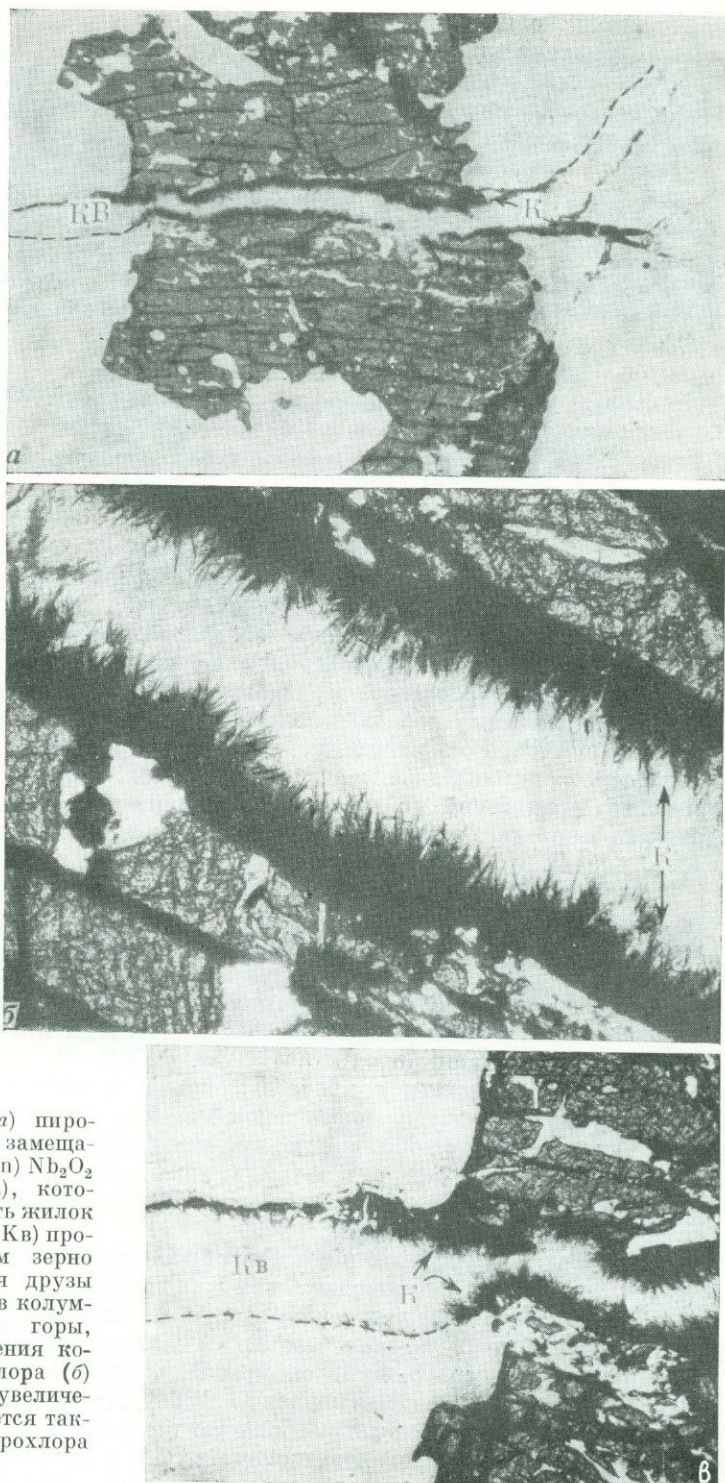


Рис. 218. Кристалл (а) пирохлора ($\text{CaNa}(\text{Nb}_2\text{O}_6)\text{F}$) замещается колумбитом ($(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_5$) и ферритом (CaNb_2O_6), которые образуют в нем сеть жилок (К), пересекая зерно пирохлора, отлагаются друзы игольчатых кристаллов колумбита (К). В кварцевом (Кв) прожилке, пересекающем зерно пирохлора, отлагаются друзы игольчатых кристаллов колумбита (К). Вишневые горы, Урал. Участок отложения колумбита среди пирохлора (б) показан при большем увеличении; колумбит отлагается также за контурами пирохлора зерна (в)

происходили тектонические подвижки, сопровождавшиеся переотложением сподумена II в пределах прожилков с образованием фарфоровидного кварц-сподуменового агрегата с характерными гранобластовыми структурами.

И. И. Орлов (1962) в рудах Кан-и-Мансурского месторождения (Таджикистан) обнаружил около галенитовых прожилков, секущих халькопирит, реакционные борнитовые каймы. При подобном реакционном замещении высвобождалось железо. В этом участке руд отсутствуют железосодержащие минералы, выделившиеся одновременно или позднее галенитовых жилок. Был сделан вывод, что избыток железа вынесен из зон реакции в виде устойчивого в восстановительных условиях сульфата закиси. Но на более высоких горизонтах месторождения Кан-и-Мансур в состав реакционных кайм входит уже и халькозин, ассоциирующий с гематитом. Это свидетельствует о том, что в данном случае были уже другие физико-химические условия рудоотложения, когда избыток железа фиксировался на месте реакции.

Можно упомянуть признаки растворения и переотложения молибденита в связи с явлением микроклинизации, описанные Е. П. Малиновским (1960). Детальная характеристика разведания кварца в сульфидных рудах дана А. Д. Генкиным (1954), а гипогенные замещения минералов в касситерит-сульфидных рудах приведены В. В. Ивановым (1960) и О. П. Ивановым (1968).

А. Г. Жабиным и В. С. Гайдуковой (1962) описаны явления замещения пирохлора ферсмитом и колумбитом (дополнительно см. на стр. 208). Обнаружено существование микроскопических ореолов переотложения компонента, который в целом при данном замещении ведет себя инертно. В упомянутом случае были обнаружены микроскопические ореолы выноса вещества ферсмита и колумбита вдоль прожилка, пересекавшего кристалл пирохлора (рис. 218).

Особое внимание так называемым перемещенным, переотложенным минералам, сингену и эпигену минералов неоднократно уделял в своих статьях А. С. Уклонский (1955, 1956, 1959). И. М. Голованов совершенно справедливо отмечал: «Большинство исследователей уделяют внимание лишь гипогенному образованию месторождения и гипергенному его изменению в зоне окисления. Геологические же процессы периода между образованием месторождения и его выходом на поверхность, измеряемого десятками и сотнями миллионов лет, почти целиком выпадают из поля зрения геологов, за исключением иногда отмечаемых явлений метаморфизма рудных минералов (перекристаллизация и др.)» (Голованов, 1963, стр. 99). Эта мысль в настоящее время разделяется многими минералогами, однако на уровне онтогении минералов пока очень мало данных.

III.2.3. МАССОПЕРЕНОС И ПУТИ ПРОНИКНОВЕНИЯ ВЕЩЕСТВА К ФРОНТУ ИЗМЕНЕНИЯ

Изучая информацию об изменении индивидов, записанную на них самих, необходимо различать и условно дифференцировать отдельные стороны в принципе неделимого процесса минералообразования:

а) транспортный механизм поступления вещества к месту реакции (инfiltrация или диффузия в растворах, газовый перенос, диффузия в твердых фазах и т. п.);

б) пути проникновения привносимого вещества к фронту реакции (трещины, дислокации, поры и т. п.);

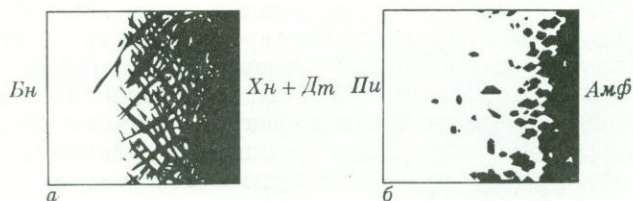


Рис. 219. Две разновидности строения фронта замещения

а — замещение борнита халькозином и дигенитом; *Бн* — борнит, *Хн* — халькозин, *Дт* — дигенит. Волковское месторождение, Урал. Увел. 180; *б* — переход диоксида (*Пи*) в роговую обманку (*Амф*). Северная Карелия. Увел. 5

в) типы химических реакций (с учетом водных растворов или в твердой фазе, топохимические или с переотложением вещества и т. п.).

Массоперенос питающего (привнесенного, мобилизованного и выносящегося) вещества может быть двух типов.

1. *Растворы (водные и другие)*. Есть два способа передвижения веществ в растворе: путем инфильтрации, т. е. течения раствора, и путем диффузии вещества в неподвижных растворах; в природе оба эти процесса могут проявляться совместно [см. Д. С. Коржинский (1952)].

2. *Твердофазовые диффузионные процессы*, происходящие внутри кристаллических структур индивидов минералов.

Вещество может транспортироваться следующими путями:

- 1) по границам зерен,
- 2) по микротрещинам,
- 3) вдоль двойниковых швов и направлений скольжения,
- 4) по микропорам,
- 5) в самой кристаллической структуре по вакансиям и междуузлиям.

Роль границ зерен настолько ясна, что это не требует доказательств: явления изменения минералов в большей части случаев развиваются именно от промежутков между минеральными индивидами, несмотря на то что индивиды кажутся нам сросшимися в совершенно плотные массы.

Передвижение вещества по трещинкам при явлениях химического изменения минералов замечается очень часто как в макроскопическом, так и в микроскопическом масштабе, как в массе агрегатов, так и в пределах индивидов. Здесь обычны картины, подобные рис. 219, *а*, показывающему развитие новообразований в борните, выделявшихся по сетке трещин спайности, излома или отдельности. От участка, уже целиком сложенного вновь образовавшимися минералами — халькозином и дигенитом, идет фронт замещения. Ближе к сплошному новообразованию сетка трещин очень густа, трещины, заполненные минералами, относительно широки, и среди них встречаются только небольшие участки еще не измененного минерала. А на внешней стороне фронта, где господствуют исходный борнит, видно развитие системы трещин, сначала волостных, а затем постепенно расширяющихся в глубину фронта. Картина передвижения вещества вдоль трещин очень наглядна, но она не так проста: трещины носят метасоматический характер, они не были заранее открыты на всю наблюдаемую сейчас ширину и разрабатывались постепенно по мере замещения. И здесь можно говорить не о передвижении вещества по трещине как таковой, а только об его передвижении по границе между замещаемым и замещающим минералами, по заль-

банду жилок и, может быть, в некоторой мере по границам между зернами минералов в жилках, т. е. через «корку» новообразованных продуктов.

Часто, однако, фронт замещения имеет другое строение, что свидетельствует об ином механизме передвижения вещества. Пример изображен на рис. 249, б. Здесь никаких трещин или жилок не наблюдается. Замещающий минерал — амфибол — возникал в отдельных точках замещаемого диопсида на известном расстоянии от участка фронта сплошного наступления, образуя «островки наступления». Эти выделения постепенно разрастались и в конце концов сливались друг с другом, отчего и получилась сплошная масса новообразований.

Какие же пути передвижения вещества по направлению к точкам кристаллизации нового минерала, а вместе с тем и от них? В минералах существуют ультрамикротрещинки (дефекты) и ультрамикропоры. Однако они достаточных размеров для того, чтобы «пропустить», например, молекулы воды или растворенные в ней крупные комплексы. Несомненно, что в рассмотренном ранее случае каждая жилка развивается вдоль трещины, которая за кажущимся ее окончанием все же продолжается, и при изучении минералов под микроскопом мы в этом имеем возможность убедиться, применяя все большие и большие увеличения и открывая таким образом продолжение по простиранию как будто бы уже выклинившихся жилок. Но в рассматриваемом примере отложение нового минерала в трещинках не происходит, трещинки не разрабатываются и поэтому не становятся заметными.

Имеется и третий вид строения фронта изменения минералов — с совершенно резкой границей, без выдающихся жилок или выдвинувшихся вперед «островков наступления». Он характерен, например, для явления замещения пирита халькопиритом или борнитом. В таких случаях взаимодействие происходит непосредственно на фронте наступления и вещество проходит и удаляется через уже возникший слой новообразований по межзерновым пространствам или вдоль фронта, если это возможно.

Наряду с наблюдаемым или предполагаемым передвижением вещества вдоль трещинок приходится говорить и о его передвижении непосредственно в теле минерала, подвергающегося процессам изменения. В этом случае нужно принять во внимание передвижение вещества по породам в кристаллической структуре, а затем и в самом кристаллическом веществе. Проникновение реагента в сторону от трещинок и вынос растворимых продуктов реакции в трещинку для их удаления должно происходить в самой кристаллической постройке минерала, т. е. диффузионным путем. Об этом транспортном механизме массопереноса мы подробно говорили в разделе о росте метакристаллов (см. стр. 208).

Транспортные пути массопереноса могут быть самыми различными по своему абсолютному размеру:

I	II	III	IV	V
Зоны рудоподводящих разломов, крупные трещины и их совокупности	Сеть тонких оперяющих трещин	Микротрещины, границы зерен	Капилляры, микропоры	Ультрамикропоры, вакансии, междуузлия

Эти пять условно выделенных по масштабам транспортных путей поступления и отвода вещества к месту реакции и в обратном направлении ясно показывают, насколько различны условия массопереноса в чисто физическом отношении. Если для масштаба I и II основной формой массопереноса будет инфильтрация, то уже начиная с масштаба III все более и более существенную

роль играют диффузионные процессы, капиллярные и электрокинетические явления.

Реальные кристаллы имеют ряд дефектов в структуре: первичные пустоты, полости, поры, нарушающие их сплошность. Они возникают вследствие особенностей роста минералов и могут усиливаться явлениями последующего метаморфизма. Так, при росте кристаллов слоями в местах встречи слоев разной толщины, где происходит перекрытие одного слоя другим, остаются промежутки, не заполненные кристаллическим веществом; в кристаллах при нарушенном росте создаются промежутки между отдельными субиндивидами или боками с разреженным расположением атомов или «пустые» промежутки; атомы в структуре могут пропускать некоторые места или занимать неправильные положения (например, когда при плотнейшей гексагональной укладке какой-либо атом «ошибается» и занимает позицию, свойственную плотнейшей кубической укладке), вследствие чего рядом оказываются не подходящие для заполнения атомами промежутки и т. д. Диапазон размеров этих пустот весьма разнообразен: одни из них не превышают величины атомов, другие видны в микроскоп и даже невооруженным глазом. Поры возникают также при диффузионном процессе замещения, происходящем с усадкой анионного каркаса (Бродин, 1963, 1966; Бродин, Дымкова, 1966). Здесь нас интересуют мельчайшие пустоты, облегчающие передвижение веществ по кристаллической постройке минерала.

Исследование таких пустот уже начато. Появлению этих весьма важных экспериментальных данных мы во многом обязаны А. С. Шуру и Н. Т. Елькиной. Применение тонкой физико-химической методики (получение сорбционных изотерм по методу, основанному на теории капиллярной конденсации) позволило получить ряд интересных данных для некоторых минералов, например для магнетитов ряда месторождений Урала (Овчинников, Шур, 1951, 1952), для пиритов г. Магнитной (Карасик, Шур и Елькина, 1953), кварца (Шур, Ануфриев, Елькина, 1966), микролин-пертитов (Шур, Елькина, Знаменский 1961), а затем и других минералов. Определялось количество микро- и ультрамикропор с радиусом от 0 до 500 *мкм* (магнетит) или от 0 до 300 *мкм* (пирит). Во всех образцах были установлены микро- и ультрамикропоры.

Рассмотрим данные для монокристаллов. В магнетите такого рода поры в целом занимают от 0,83 до 1,15% объема кристалла, но имеют разную

Таблица 24

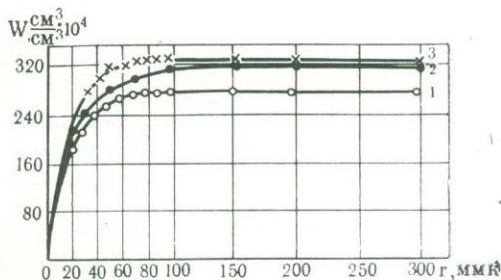
Размер микро-ультрамикропор в магнетите и пирите

Радиус пор, $r \cdot 10^{-7}$ см	Распределение пор по размерам, %			Радиус пор, $r \cdot 10^{-7}$ см	Распределение пор по размерам, %		
	Магнетит 1	Магнетит 2	Пирит		Магнетит 1	Магнетит 2	Пирит
До 10	23,68	23,60	44,50	100—200	—	5,40	1,25
10—50	51,45	40,80	46,25	200—300	—	8,81	0,93
50—100	24,87	21,39	7,07	300—400	—	—	Не опред.

Магнетит 1 — октаэдрический кристалл размером 15 мм из хлоритового сланца (Нижне-Исетский район); магнетит 2 — обломок крупного кристалла из миаскитового пегматита (Курочкин лог. Вишневые горы); пирит — октаэдрический кристалл размером около 15 мм из друзы среди сульфидно-магнетитовых руд г. Магнитной.

Рис. 220. Зависимость суммарного объема W пор в пирите от величины их радиуса r . Гора Магнитная, Урал

1 — середина кристалла, 2, 3 — разные участки его периферии



величину. Количество их (в зависимости от размера) приведено в табл. 24. В магнетите имеются поры размером только менее $300-100 \cdot 10^{-7}$ см, которые никак нельзя связывать с обычной трещиноватостью; преобладают из них поры средней величины.

В пирите микро- и ультрамикropоры занимают больше места, чем в магнетите, — 2,86% объема. Здесь они имеют разную величину (см. табл. 24) и сконцентрированы зонально, что отражено на графике (рис. 220). Как видно, количество пор несколько больше на периферии кристалла пирита. В этом минерале из числа обнаруженных преобладают (по занимаемому объему) поры минимальных размеров.

Сопоставим размеры обнаруженных пор с размерами элементарных ячеек исследованных минералов. Ребро ячейки магнетита, содержащей $Fe_8^{+2}Fe_{16}^{+3}O_{32} = 8FeFe_2O_4$, имеет размер $8,347 \cdot 10^{-8}$ см, а ребро ячейки пирита, содержащей $Fe_4S_8 = 4FeS_2$ — размер $5,405 \cdot 10^{-8}$ см. Следовательно, размер большей части микро- и ультрамикropор изученных минералов лишь в 10—100 раз больше размеров их элементарной ячейки. Конечно, в пирите и магнетите существуют и поры еще меньшей величины — порядка размеров атомов, т. е. в сущности вакансий.

Микро- и ультрамикropоры вместе с более крупными полостями, несомненно, используются для передвижения веществ по телу кристаллов, что имеет место и в процессе реакций с фронтом изменения второго вида (см. рис. 219, б). Выше было сказано, что при этом движение вещества происходит непосредственно в кристаллическом пространстве, что уже обсуждалось в разделе о метакристаллах.

Ультра- и микропористость (в %) разных минералов существенно различна. Кристаллы кварца (табл. 25) отличаются заметно меньшим содержанием ультра- и микропор по сравнению с другими минералами (Шур и др., 1966).

Наиболее распространены поры с радиусом 10—50 мкм. Поры с радиусом более 100 мкм в исследованных образцах кварца отсутствуют. Кристаллы кварца, имеющие мозаичное строение, характеризуются повышенным содержанием ультра- и микропор.

Нужно отметить, что в настоящее время разработан целый ряд физико-химических методов глубокого исследования структуры пористых тел синтетических и природных адсорбентов. Эти методы позволяют не только выявить размер и общий объем пор, но даже определить величину их внутренней поверхности и форму самих пор (Дубинин, 1953; Залевский, Быков, 1958). Например, В. А. Забелиным (1967) исследована пористая структура опалов и опалосодержащих пород методом адсорбционно-структурного анализа изотерм сорбции паров и ртутной порометрии. Метод ртутной поромет-

Таблица 25
Ультра- и микропористость минералов, %

Минерал	Микропористость		Минерал	Микропористость	
	минимальная	максимальная		минимальная	максимальная
Кварц	0,21	0,51	Берилл	1,10	1,34
Магнетит	0,95	9,33	Оливин	1,77	1,96
Пирит, среднее		2,86	Кальцит	1,03	1,66
Апатит	0,81	1,59	Микроклин-цертит	0,32	1,00
Эпидот	0,91	1,01	Гранат	0,26	1,05

Таблица 26
Структура пор и величина поверхности опалов и опоки

	Плотность, г/см ³		Удельный объем пор, см ³ /г с радиусами, Å				Радиус преобладающих пор, Å		Удельная поверхность, м ² /г				
	кажущаяся	истинная	20—300	300—1000	1000—10000	более 10000	переходных	микропор	по воде	по азоту	по бензолу	адсорбционные пленки	микропоры
Опал благородный, Мексика	2,00	2,124	0,006	—	—	—	8	—	25	15	15	—	—
Опал, Южный Урал, Орск	1,75	2,149	0,023	—	0,01	—	18	—	18	20	20	—	—
Опока, Волгоград	1,13	2,323	0,27	0,12	0,05	0,01	42	700	25	100	95	75	4,7

рии позволяет измерить объемы пор с радиусом от 20—30 мк до 40—50 Å. Эти данные, по В. А. Забелину (1967), приведены в табл. 26.

Обнаружена особенность пористой структуры опалов, характерная особенно для благородной его разновидности, — наличие так называемых «бутылкообразных» пор, входы в которые являются весьма узкими отверстиями. Размер этих входных отверстий лишь слабо превышает размер молекул, адсорбирующихся при эксперименте. Обращает внимание также поведение пор при механическом сжатии образцов опала. Происходит изменение структуры лишь крупных пор, не затрагивая области мелких переходных пор. Например, диатомит был спрессован под давлением 1000 атм, и его кажущаяся плотность увеличилась с 0,67 до 1,32 г/см³, радиус преобладающих пор уменьшился с 4000 Å до 1000 Å, но при этом в структуре пор радиусом меньше 200 Å никаких изменений не произошло. Мелкие поры оказались устойчивыми даже при двукратном уплотнении образца.

Особенности формирования ультра- и микропор в горных породах и минералах при гидротермальном метасоматозе обсуждали А. С. Шур и Н. Т. Елькина (1967). Обширные экспериментальные данные по росту, миграции и исчезновению пор накоплены в физике твердого тела и кристаллографии (см.,

например, Гегузин, Солунский, 1964; Гарбер и др., 1958). Таким образом, макро-, микро- и ультрамикropоры в индивидах минералов являются одним из важнейших путей, через которые реагирующее вещество попадает непосредственно к фронту замещения.

Обычно индивид или агрегат подвергается изменению, начиная с периферии, более или менее равномерно со всех сторон. Однако встречаются и такие случаи, когда замещение развивается неодинаково и носит избирательный, анизотропный характер. Подобная неоднородность изменения может быть вызвана прежде всего неоднородностью притока растворов, в частности тем, что к одним частям индивида или агрегата раствор поступает, а к другим подток затруднен. Это может быть связано с разными особенностями окружающего вещества, проницаемого, скажем, с одной стороны и недоступного для движения раствора с другой стороны. Обсудим кратко избирательное замещение, связанное с особенностями самих минералов. На такое замещение влияет кристаллическая структура и внутреннее строение минерала: зональное, секториальное и мозаичное. Связь избирательного замещения с кристаллической структурой обусловлена ее анизотропией. От анизотропии структуры минерала зависит и образование трещин (путей поступления вещества), подчиняющееся в той или иной мере структуре в виде спайности и отдельности, а также сам процесс изменения, идущий легче по более проницаемым направлениям структуры.

Влияние зонального, секториального и мозаичного строения минералов на явления изменения вызывается химической и физической неодинаковостью различных зон, пирамид роста кристаллов и блоков мозаики (см. стр. 72—129). Неоднородный химический состав минерала может нарушить обычный ход изменения (т. е. изменение будет начинаться не с периферии, а от середины кристалла). Подобного рода примеры нередки. Общеизвестны случаи серицитизации ядер зональных плагиоклазов, т. е. тех частей, которые обогащены аортитовым компонентом, наиболее легко поддающимся изменению в слюду. При этом растворы проникают к месту реакции через не затронутую изменением периферию, вероятно по трещинкам спайности и излома и по дефектам кристаллической структуры.

Обратный ход изменения может вызываться еще и разной пористостью середины и периферии кристалла (эта причина действует самостоятельно или, может быть, только совместно с неоднородностью химического состава). Например, Л. Н. Овчинников и А. С. Шур (1952) обратили внимание, что микро- и ультрапористость разных частей кристалла магнетита из одного уральского месторождения распределяется неравномерно, и в середине кристалла она почти вдвое больше (середина — 0,92%, периферия — от 0,53 до 0,55); преобладают поры минимальных размеров (10—50 мкм), в центре же кристалла повышена роль более крупных пор (рис. 221).

Зональная неоднородность состава минерала в некоторых случаях вызывает развитие изменения только в границах отдельных зон кристалла. Такого рода картина иногда наблюдается у граната в скарнах. Интересный случай изменения граната в Покровском контактово-метасоматическом месторождении железной руды на Северном Урале был описан М. А. Карасиком (1948, 1960). Гранат этого месторождения, как правило, является андрадитом (91,80%) с примесью спессартинового (3,59%) и гроссулярового (4,61) компонентов. Он сильно неоднороден и в нем выделяются различно окрашенные зоны, причем средние части кристаллов богаче железом, чем периферические. Поэтому при псевдоморфизации в разных частях зональных кристаллов развивались разные новообразованные минералы. Можно упо-

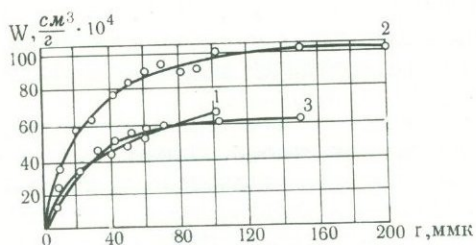


Рис. 221. Зависимость суммарного объема W пор в кристалле магнетита от величины и радиуса r

1, 3 — периферия кристалла,
2 — его середина

мянуть также о контроле изменения в пределах индивидов их секториальным строением (Schuten, 1946; Kutina, 1953).

А. Бекмухаметов (1970) привел недавно пример избирательного замещения средних зон в монокристаллах магнетита (рис. 222).

Направления спайности в индивиде также могут контролировать распределение подтока реагирующего вещества и даже характер новообразованных минералов. Замещение кристаллов топаза опалом, происходящее вдоль спайности (001) и трещин, параллельных третьей кристаллографической оси, описано В. И. Степановым (1959) на месторождении Верхние Кайракты (Центральный Казахстан).

Ньюман и Браун (Neuman, Brown, 1969) исследовали скорость разъедания различных граней флогопита при кипячении в 0,25 н. растворе NaCl. Края пластин нарушенной структуры, получившиеся в результате дробления, разъедаются очень быстро, что связано с нарушением спайных направлений, открывших пути реагентам. Края пластин, получившиеся в результате аккуратного разрезания пластины флогопита хирургическим скальпелем, разъедаются очень медленно. Аналогичным образом ведут себя и грани природных кристаллов флогопита.

Если имеет место избирательное замещение какого-либо индивида или агрегата, а поступление вещества происходит вдоль границы индивида или контакта агрегата (например, обломка в брекчии или ксенолита в изверженной породе), то возникают характерные «кокардовые» текстуры каемок замещения (Rieder, 1969) или хорошо известные петрографам келифитовые каймы. Относительно келифитовых кайм нужно обратить внимание на вывод, сделанный В. В. Хлестовым и Е. Н. Ушаковой: «... при микроперемещениях соотношения скоростей движения компонентов соответствуют эмпирическому «ряду подвижностей» Д. С. Коржинского. Распределение продуктов метаморфических реакций таково, что наименее подвижные компоненты (SiO_2 , Al_2O_3 ,

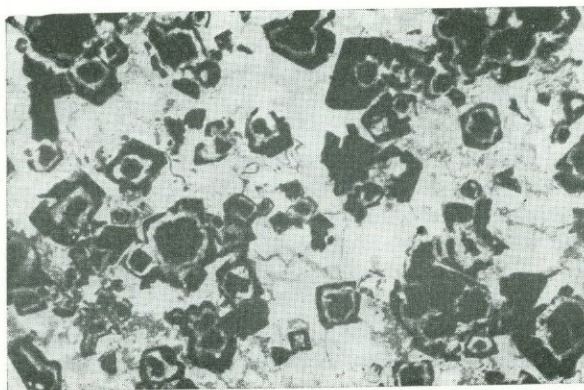


Рис. 222. Избирательное замещение кальцитом промежуточной зоны в кристаллах магнетита из железорудных месторождений Тургай; увел. 10

TiO₂) в ходе превращения испытывают минимальные перемещения, тогда как щелочи и щелочные земли свободно перераспределяются в породе. Это приводит к образованию различных кайм и келифитов весьма сложной формы. Их часто толкуют как признак неравновесия в породе, что далеко не очевидно...» (Хлестов, Ушаков, 1965, стр. 148).

III.2.4. РАДИОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И РАДИОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ В МИНЕРАЛАХ

Многие минералы содержат в виде главных составных частей или макро- и микропримесей радиоактивные элементы, и в них происходят ядерные реакции и сопутствующие им процессы. В других случаях минералы подвергаются действию облучения со стороны своих радиоактивных соседей, поэтому в них также возникают те или иные *радиогенные процессы*¹.

В связи с ядерными реакциями и радиогенным облучением в минералах совершаются разнообразные изменения: меняется их химический состав вследствие превращения одних элементов и изотопов и образования других, смещаются соотношения изотопов, выделяется радиогенное тепло, происходит ионизация, преобразуются и даже нарушаются межатомные связи, а в итоге может нацело разрушаться кристаллическая структура. Как следствие таких явлений наблюдается изменение первоначальных и возникновение новых свойств минералов. Радиогенная природа ореолов была открыта Мюгге и Джюли еще в 1907 г. Ореолы помогают получить информацию о радиоактивном процессе и даже позволяют в определенных случаях диагностировать радиоактивные элементы или изотопы, а также демонстрируют процессы воздействия радиоактивных излучений на минеральное вещество. Образцы с ореолами позволяют сопоставлять непосредственно контактирующие необлученный минерал, радиоактивный минерал и ореол, подвергающийся действию излучений. Ниже приведены примеры радиогенных изменений минералов в виде ореолов, которые наблюдаются в прозрачных минералах и заключаются в изменении их окраски². Несмотря на то что этот процесс развивается преимущественно в микроскопическом масштабе, он наглядно демонстрирует способ возникновения и макроскопической окраски многих минералов, в том числе широко распространенных кварца, флюорита, галита в случае поглощения ими радиоактивной примеси или соседства с минералами-излучателями. При этом окрашенные ореолы привлекают особое внимание из-за того, что их генезис может объясняться законами атомной физики, и пример этих образований позволяет еще раз показать, как онтогенез минералов базируется на фундаменте точных наук о веществе.

Как было отмечено выше, окрашенные ореолы есть результат влияния на минерал ряда факторов. Рассмотрим последовательно воздействие α - и β -излучений при ядерных реакциях в минералах.

¹ Для этого раздела использованы следующие статьи и монографии: В. И. Баранов (1956), М. Н. Гайсинский (1961), С. Глестон (1961), Г. Игода (1952), Г. А. Ильинский (1962), В. С. Карпенко (1963), В. В. Ларионов (1963), Г. Г. Леммлейн (1944), К. Шибрам (1959), К. Ранкама (1956), Е. И. Старик (1961), Е. М. Филиппов (1962), Kaspar (1959), Ramdohr (1960), Strunz, (1962). Дополнительные источники цитируются в тексте.

² Речь идет об изменении окраски самого минерала, а не о возникновении вокруг радиоактивных минералов цветных ореолов, пигментированных выделениями гематита, хотя образование последних связывается с облучением (см., например: Дымков, Бродин, 1961).

Т а б л и ц а 27

Характеристика радиоактивных излучений

Лучи	Относительная ионизационная способность	Проникающая способность
α	10000	1
β	100	100
γ	1	1000—10000

В минералах наиболее распространены окрашенные ореолы, образующиеся под действием α -лучей, реже под действием β -лучей; γ -излучение выступает лишь как сопутствующее явление, так же как и излучение в виде нейтронов, выбрасываемых при спонтанном делении атомов урана и при некоторых других ядерных реакциях. В различном влиянии трех категорий излучения, конечно, сказывается их резко неодинаковая ионизирующая способность, хотя между интенсивностью ионизации и ее масштабом наблюдается обратная пропорциональность (табл. 27).

Образование окрашенных ореолов под влиянием α -излучения

Окрашенные ореолы, нередко называемые плеохроичными ореолами, «двориками» или «галло», образуются в минералах вокруг радиоактивных включений под влиянием их излучения, обусловленного ядерными реакциями¹. В качестве источников излучения, т. е. включений, чаще всего обнаруживаются мельчайшие кристаллики циркона или монацита, в которых присутствуют те или иные радиоактивные примеси, а также уранинита, урановой смолки и других уран- или торийсодержащих минералов: торинита, торита, браннерита, ксенотима, ортита, давидита, колумбита, перовскита, апатита и т. п.

Идентичные с ореолами окрашенные каймы наблюдаются и на контактах минералов с другими минералами — источниками излучения, а также вдоль трещин, заполненных радиоактивными минералами (рис. 223). Главные сведения об основных радиоактивных элементах в минералах-излучателях приведены в табл. 28.

Радиогенные ореолы, неодинаковые по свойствам, встречаются во многих минералах.

В случаях благоприятных условий для их образования и сохранения ореолы имеют весьма характерные черты. Они развиваются вокруг точечного включения радиоактивного минерала и состоят из нескольких концентрических сфер с более интенсивной окраской, чем у вмещающего минерала (см. рис. 223, а). Например, в биотите в тонких его пластинках окраска ореолов интенсивно бурая, а во флюорите — густая фиолетовая. Размер ореолов зависит от природы излучения, а интенсивность окраски также и от продолжительности облучения.

¹ Следует упомянуть несколько статей, специально посвященных описанию радиогенных ореолов в кварце, иттрофлюорите и касситерите (Ramdohr, 1933), в колумбите (Tenneyson, 1958), в хромите (Ramdohr, Schidlowski, 1965), в пирите (Schidlowski, 1966) и сфалерите (Ярош, Юрин, 1966).

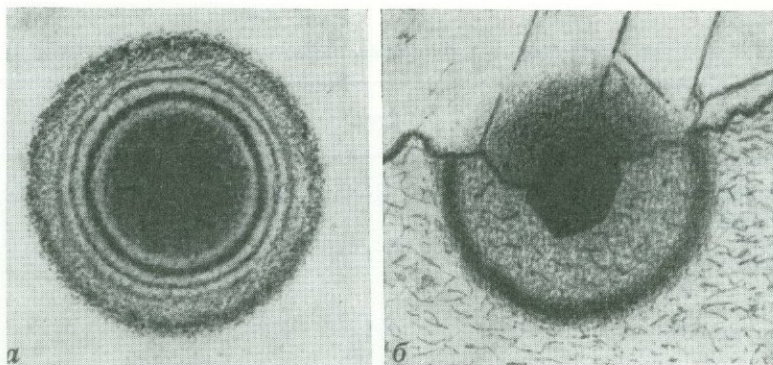


Рис. 223. Структуры окрашенных ореолов около точечного включения урансодержащего минерала

a — в биотите, радиус внешнего кольца 1 мк; *b* — на границе доломита — Д и талька — Т; в доломите $d_m = 2,85$, в тальке $d_m = 2,75$, радиус кольца около 17 мк

Вызывающие образования рассматриваемых ореолов альфа-частицы, т. е. ядра атомов гелия He^{2+} или $2p+2n^0$, имеют массу $6,644 \cdot 10^{-24}$ г. Будучи выброшенными из источника излучения при ядерной реакции в виде α -лучей, они двигаются прямолинейно со скоростью, равной примерно $1/20$ скорости света. Встречаясь в атомах окружающего вещества с электронами, масса которых меньше в $7 \cdot 10^3$ раз, α -частицы постепенно тормозятся, но продолжают двигаться прямолинейно.

Размер окрашенного ореола, обусловленный радиальным расстоянием пробега α -частицы, зависит прежде всего от скорости и энергии α -частицы, а также от состава и плотности минерала, среди которого происходит движение лучей. Скорость и энергия α -частиц неодинаковы у разных радиоактив-

Таблица 28

Некоторые данные об изотопах урана и тория

Элемент	Изотоп	Среднее содержание в элементе, %	Постоянная распада λ , лет ⁻¹	Период полураспада T, лет	Члены семейства данного радиоэлемента и их излучение
Уран	U ²³⁸	99,28	$1,54 \cdot 10^{-10}$	$4,498 \cdot 10^9$	U ²³⁸ α ; Th ²³⁴ β ; Pa ²³⁴ β ; U ²³⁴ α ; Th ²³⁰ α ; Ra ²²⁶ α ; Rn ²²² α ; Po ²¹⁸ α, β ; Pb ²¹⁴ β ; At ²¹⁸ α, β ; Rn ²¹⁸ α ; Bi ²¹⁴ α, β ; Po ²¹⁴ α ; Tl ²¹⁰ β ; Pb ²¹⁰ β ; Bi ²¹⁰ α, β ; Po ²¹⁰ α ; Tl ²⁰⁶ β ; Pb ²¹⁰ стаб.
	U ²³⁵	0,71	$9,80 \cdot 10^{-10}$	$7,13 \cdot 10^8$	U ²³⁵ α ; Th ²³¹ β ; Pa ²³¹ α ; Ac ²²⁷ α, β ; Th ²²⁷ α ; Fr ²²³ β ; Ra ²²³ β ; Rn ²¹⁹ α ; Po ²¹⁵ α, β ; Pb ²¹¹ β ; At ²¹⁵ α ; Bi ²¹¹ α, β ; Po ²¹¹ α ; Tl ²⁰⁷ β ; Pb ²⁰⁷ стаб.
Торий	Th ²³²	100	$4,99 \cdot 10^{-11}$	$1,39 \cdot 10^{10}$	Th ²³² α ; Ra ²²⁸ β ; Ac ²²⁸ β ; Th ²²⁸ α ; Ra ²²⁴ α ; Rn ²²⁰ α ; Po ²¹⁶ α, β ; Pb ²¹² β ; At ²¹⁶ α ; Bi ²¹² α, β ; Po ²¹² α ; Tl ²⁰⁸ β ; Pb ²⁰⁸ стаб.

Таблица 29

Свойства α -частиц, испускаемых ядрами некоторых радиоактивных элементов

Свойства	Th ²³²	U ²³⁸	Ra ²²⁶	Po ²¹⁰	Rn ²²²	Po ²¹⁴	Po ²¹²
Скорость α -частицы при вылете из ядра, <i>см/сек</i>	$1,38 \cdot 10^9$	$1,42 \cdot 10^9$	$1,52 \cdot 10^9$	$1,59 \cdot 10^9$	$1,62 \cdot 10^9$	$1,92 \cdot 10^9$	$2,06 \cdot 10^9$
Энергия α -частицы при вылете из ядра, <i>эрг</i>	$6,3 \cdot 10^{-6}$	$6,6 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$8,6 \cdot 10^{-6}$	$8,6 \cdot 10^{-6}$	$12,2 \cdot 10^{-6}$	$14,0 \cdot 10^{-6}$
То же, <i>Мэв</i>	4,0	4,1	4,7	5,25	5,4	7,65	8,8

Примечание: В таблице и всюду ниже используются не радиохимические, а нормальные обозначения элементов и изотопов; сопоставление тех или других сделано в виде таблиц в книге С. Глестона (1961).

ных элементов: начальная скорость изменяется от $1,33 \cdot 10^9$ до $2,06 \cdot 10^9$ *см/сек*⁻¹, энергия же колеблется в пределах от 4 до 10 *Мэв*¹ (табл. 29).

Пробег α -частиц прежде всего характеризуется средним расстоянием, пролетаемым частицами в «нормальном» (т. е. в чистом и сухом) воздухе при температуре 15° С и давлении 760 *мм* рт. ст. (табл. 30).

Таблица 30

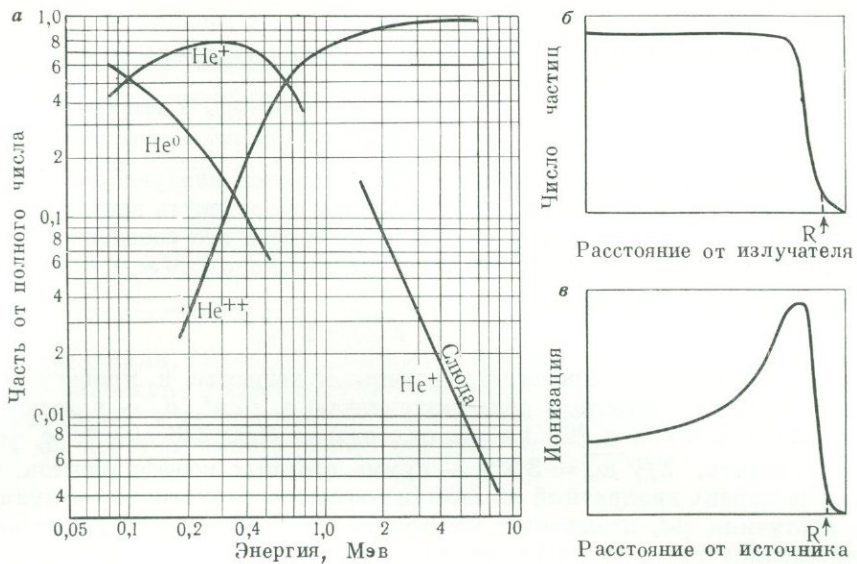
Средний пробег α -частиц в нормальном воздухе, *см*

Семейство урана U ²³⁸		Семейство актиния, т. е. U ²³⁵		Семейство тория, Th ²³²	
излучатель	R	излучатель	R	излучатель	R
U ²³⁸	2,65	U ²³⁵	2,82	Th ²³²	2,60
U ²³⁴	3,21	Ra ²³¹	3,51	Th ²²⁸	4,00
Th ²³⁰	3,11	Th ²²⁷	4,60	Ra ²²⁴	4,28; 4,32
Ra ²²⁶	3,26; 3,30	Ra ²²³	4,29	Rn ²²⁰	5,0
Rn ²²²	4,05	Rn ²¹²	5,69	Po ²¹⁶	5,64
Po ²¹⁸	4,66	Po ²¹⁵	6,46	Bi ²¹²	4,73
Po ²¹⁴	6,91	Bi ²¹¹	5,36	Po ²¹²	8,57
Po ²¹⁰	3,84	Po ²¹¹	6,56		
		Другие атомы			
		Sm ¹⁴⁷	1,13		
		Bi ²⁰⁹	1,85		

Как видно из табл. 30, пробег находится в пределах от 1,13 *см* для α -частицы Sm¹⁴⁷ до 8,57 *см* для Po²¹² (природные излучатели). Его величина связывается с начальной скоростью частицы зависимостью $R = v_0^3/a$, где v_0 — начальная скорость; a — постоянная, равная $1,03 \cdot 10^{27}$.

Быстро движущаяся частица сталкивается с электронами атомов окружающего вещества, а если при этом частица передает электрону энергию, превышающую энергию его связи с атомом, то электрон выбивается и происходит ионизация атома; при энергетически меньших эффектах атом лишь

¹ *Мэв*, мегаэлектрон-вольт — миллион электрон-вольт.

Рис. 224. Свойства α -излучения

a — соотношение He²⁺, He⁺ и He⁰ в воздухе и слюде в зависимости от энергии частиц; *б* — число α -частиц на разном расстоянии от излучателя и величина среднего пробега *R*; *в* — ионизация, вызванная α -частицами, на разном расстоянии от излучателя

возбуждается. При движении в воздухе одна α -частица способна ионизировать число атомов: $K = K_0 \cdot R^{2/3}$, где *R* — длина пробега, а $K_0 = 6,25 \cdot 10^4$. Следовательно, каждая α -частица в состоянии ионизировать десятки тысяч атомов.

Электрон, выбитый из атома α -частицей, остается свободным или захватывается частицей. Хотя это явление обратимое, все же частица постепенно присоединяет к себе сначала один электрон, когда она из формы He⁺⁺ переходит в форму He⁺, а в конце концов захватывает два электрона и образуется нейтральный атом благородного газа гелия He⁰. Соотношение форм He²⁺, He⁺ и He⁰ зависит от убывающей во время полета энергии α -частицы; для движения в воздухе это показано на диаграмме (рис. 224, *a*), на которой также показано образование He⁺ в минерале — слюде.

Хотя пробег α -частиц одного излучения характеризуется одной средней величиной *R* (см. табл. 30), имеется незначительный разброс длины пробега (рис. 224, *б*). Наиболее существенно, что с удалением от излучателя удельная ионизация (т. е. число пар ионов на единицу пути) возрастает сначала медленно, затем быстро, достигает максимума, потом резко падает к точке *R* и, наконец, доходит до нуля (рис. 224, *в*).

Влияние на изменение степени ионизации *I* скорости движения α -частиц видно из уравнения, в котором для данного состояния частиц (ср. рис. 224, *a*) переменной является только скорость

$$I = B \left(\frac{z}{v} \right)^2 NZ_1,$$

где *B* — постоянный коэффициент, *z* — число зарядов у частицы, *v* — скорость частицы, *N* — число атомов в единице объема облучаемого вещества, *Z*₁ — средний атомный номер вещества.

Переход от пробега α -частиц в воздухе к их пробегу в другом веществе (минерале) осуществляется при использовании величины относительной тормозной способности среды:

$$\text{Тормозная способность} = \frac{\text{Пробег } \alpha\text{-частицы в воздухе}}{\text{Пробег } \alpha\text{-частицы в веществе}}$$

Тормозные способности некоторых минералов следующие: биотит 2000, медь 3800, золото 4900. Конечно, тормозная способность вещества зависит от его плотности и тяжести, т. е. от атомного веса его составных частей. Для самородных элементов при энергии α -частиц около 7 Мэв найдено следующее эмпирическое выражение:

$$\mu d_e = d_a \sqrt{w_e} / \Sigma f \sqrt{w_a},$$

где μ — отношение пробега α -частицы в веществе к пробегу в воздухе, d_e — плотность простого тела («элемента») в г/см³, d_a — плотность сухого воздуха при 15° С и 760 мм рт. ст., равная 0,001226 г/см³, w_e — атомный вес элемента, $\Sigma f \sqrt{w_a} = 3,839$ — сумма атомных коэффициентов, умноженных на корень квадратный из атомных весов составляющих воздуха.

Величина μd_e называется коэффициентом поглощения вещества. Другое упрощенное правило гласит, что тормозная способность элемента пропорциональна $^{2/3}$ от его атомного веса.

Для минералов, представляющих собой химические соединения нескольких элементов, приведенное выше уравнение получает вид

$$\mu d_m = \frac{d_a}{\Sigma f \sqrt{w_a}} (f_1 \sqrt{w_1} + f_2 \sqrt{w_2} + \dots),$$

где d_m — плотность минерала, f_1, f_2 — процентное содержание первого, второго и т. д. элементов в минерале, w_1, w_2, \dots — соответственно их атомные веса.

Расчитанные по такой формуле коэффициенты поглощения ряда минералов из разных классов приведены в табл. 31.

Таблица 31
Коэффициенты поглощения μd_m минералов (в г/см³)

Минералы	$\mu d_m \cdot 10^{-3}$	Минералы	$\mu d_m \cdot 10^{-3}$
Галениит PbS	4,30	Роговая обманка (Na, Ca) ₂ (Mg, Fe) ₅ (OH) ₂ [(Si, Al) ₄ O ₁₁] ₂	~1,72
Кварц SiO ₂	1,48	Биотит	~1,69
Магнетит FeFe ₂ O ₄	2,08	K(OH) ₂ Fe ₃ <AlSi ₃ O ₁₀ >	
Оливин Mg ₂ [SiO ₄]	1,88	Ортоклаз K {AlSi ₃ O ₈ }	1,54
Диопсид CaMg[SiO ₃] ₂	1,55	Альбит Na {AlSi ₃ O ₈ }	1,47
Авгит Ca, Na (Mg, Fe)[(Si, Al)O ₃] ₂	1,73	Анортит Ca {AlSi ₃ O ₈ }	1,54

Соответственно коэффициентам поглощения пробег α -частиц в минералах много меньше, чем в воздухе. Пробеги α -частиц всех природных излучателей — радиоактивных элементов в минералах лежат в интервале от 12 до 50 мк. Энергия осколков от деления ядра столь велика, что они разрушают решетку минерала. Возникает дефект вдоль следа движения осколка, который называется *треком*. Треки выявляются травлением поверхностей скола

Таблица 32

Измерения длины пробега α -частиц разных излучателей в минералах

Излучатель	Минерал	Пробег, мк
Po ²¹⁴	Бiotит K(OH) ₂ Fe ₃ <AlSi ₃ O ₁₀ >	36
Po ²¹⁰	Виллемит Zn ₂ [SiO ₄]	20
U ²³⁸	Среднее для минералов горных пород	14
Po ²¹²	То же	46

минералов кислотами. Непосредственные измерения под микроскопом длины треков дают значения, приведенные в табл. 32.

Величину пробега можно получить расчетным способом с точностью около $\pm 15\%$ по простой эмпирической формуле

$$R = 3,2 \frac{R_a}{d} \sqrt{A},$$

где R — величина пробега α -частиц в минерале, R_a — то же, в воздухе, d — плотность минерала, A — «средний атомный вес» минерала.

Вычисленные таким способом значения длины пробега α -частиц разных излучателей в минералах с различной плотностью даны в табл. 33.

Таблица 33

Вычисленная длина пробега α -частиц в минералах, мк

Минерал	d	A	Излучатели								
			U ²³⁸	Th ²³²	U ²³⁴	Ra ²²⁶	Po ²¹⁰	Rn ²²²	Po ²¹¹	Po ²¹⁴	Po ²¹²
Сидерит Fe[CO ₃]	3,9	23,2	12,2	14,7	14,8	15,2	17,7	18,7	21,5	31,9	39,5
Андрадит Ca ₃ Fe ₂ [SiO ₄] ₃	3,75	25,4	12,5	15,0	15,1	15,5	18,1	19,1	21,9	32,5	40,4
Эгирин NaFe[SiO ₃] ₂	3,5	23,1	12,7	15,2	15,3	15,8	18,4	19,4	22,3	33,0	41,0
Доломит CaMg[CO ₃] ₂	2,85	18,4	13,3	16,0	16,1	16,6	19,3	20,3	23,4	34,7	43,0
Тальк Mg ₃ (OH) ₂ <Si ₄ O ₁₀ >	2,75	18,1	14,0	16,8	17,0	17,45	20,3	21,4	24,6	36,5	45,3
Альбит Na[AlSi ₃ O ₈]	2,62	20,1	14,9	17,9	18,0	18,5	21,5	22,75	26,2	38,8	48,15

Как уже отмечалось, ореолы в минералах создаются вокруг точечных или более крупных включений радиоактивных минералов, наиболее часто вокруг циркона. В таких случаях наличие ореола вокруг включения есть свидетельство его радиоактивности, а иногда получаются и непосредственные данные об активности включений в биотите, самого биотита и всех сопутствующих минералов, как показывает табл. 34 для минералов типичного гранита.

В структуре окрашенных ореолов также зафиксирован пробег α -частиц и вызываемая ими ионизация. Возникновение окрашенных ореолов в минералах лучше всего можно рассмотреть на примере биотита. Активность включений в биотите вызывается, как видно по названиям минералов, не их главными химическими составными частями, а примесями радиоактивных элементов, обычно не превышающими 1% (во включении). При размере точечного включения 0,5 мк его масса будет порядка 10^{-12} г, а количество заключен-

Таблица 34

Распределение активности в минералах гранита

Минералы	Общая активность, %	Доля в общей активности, %	Истинная относительная активность
Биотит с включениями	50	—	10
Чистый биотит	—	8,5	1,7
Циркон и аналоги	—	30	8000
Апатит	—	1,5	100
Непрозрачные включения	—	10	65
Кварц с включениями	10	—	0,3
Чистый кварц	—	0,5	0,016
Апатит и циркон	—	1,2	—
Трещины в кварце	—	7	—
Межзерновые промежутки	—	1,2	—
Полевые шпаты	36	—	—
Чистый ортоклаз	—	15	0,23
Чистый плагиоклаз	—	3,5	1
Включения	—	11	—
Трещины	—	5	—
Межзерновые промежутки	—	1,2	—
Промежутки между зернами кварца и биотита, полевых шпатов и биотита	4	—	—

ного в нем претерпевающего ядерную реакцию элемента-излучателя всего 10^{-14} г или приблизительно $3 \cdot 10^7$ атомов. Ореолы в минералах вызываются долгоживущими радиоактивными элементами ряда урана или тория, и это значит, что ореолы со временем не становятся «мертвыми», т. е. не перестают развиваться; процесс их созидания, хотя и крайне медленный, продолжается и ныне.

При охарактеризованном точечном включении и радиоактивном равновесии, которое устанавливается вскоре после начала образования урановых и ториевых ореолов, количество испускаемых включением частиц будет меньше четырех за 100 лет, а включение, имеющее возраст $800 \cdot 10^6$ лет (верхний протерозой), в общем даст $3 \cdot 10^7$ частиц. По другим подсчетам включение, содержащее 10^{-11} г урана или 10^{-17} г радия и испускающее в год по 30 частиц, образует ореол в слюде девонского возраста, т. е. в течение 320—400 млн. лет. Согласно экспериментам, ореол в биотите появляется при интенсивности облучения, равной $2 \cdot 10^{13}$ α -частиц на 1 см^2 .

Окрашивание ореола возникает в результате ионизирующего действия α -частиц на атомы, слагающие минералы. Для биотита указывается процесс перевода $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ путем выбивания электрона, и действительно бурая окраска ореола аналогична таковой для биотита с повышенным содержанием трехвалентного железа. В качестве причины окраски как биотита, так и других минералов может выступать дополнительно или самостоятельно электронный процесс образования F -центров, V -центров и других центров окраски. Последний способ создания радиогенной окраски весьма распространен.

Оптическая анизотропия минералов обуславливает плеохроизм ореолов, например в желтом по n_p биотите окраска ореола по n_g и n_m часто столь интенсивна, что ореол становится непрозрачным. Плеохроизм ореолов в щелочных пироксенах показан в табл. 35.

Т а б л и ц а 35

Окраска плеохроичных ореолов в щелочных пироксенах

Окраска	Эгирин	Акмит
Кристалла		
по n_g	Зеленовато-желтая	Слабая зеленовато-желтая
по n_p	Светло-зеленая	Зеленовато-розовая
Адсорбция	$n_p > n_g$	$n_p > n_g$
Ореола		
по n_g	Желто-бурая	Густая желто-бурая
по n_p	Желто-зеленая	Желто-зеленая
Адсорбция	$n_p \geq n_g$	$n_p \geq n_g$

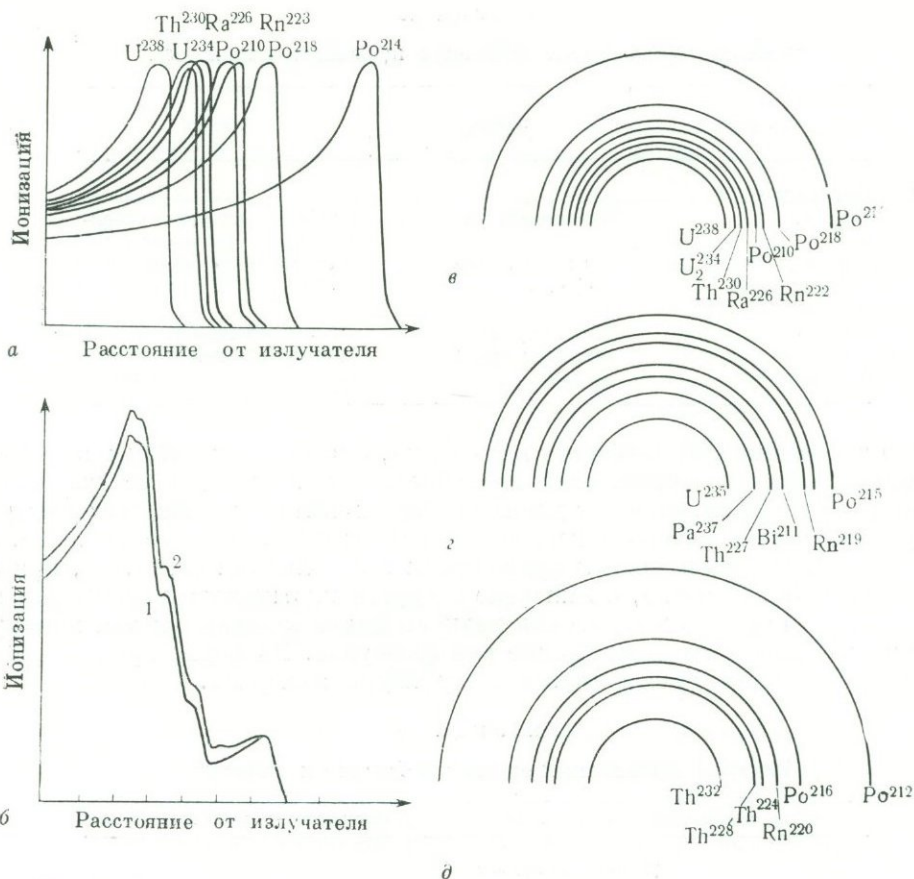
Распространяясь от точечного включения, окрашенный ореол имеет форму сферы, радиус которой, если пренебречь обычно ничтожным размером точечного включения, отвечает длине пробега α -частиц (вернее, среднему радиусу, без учета некоторого разброса длины треков), согласно рис. 224, б. Радиусы ореолов, вызываемых природными излучателями в биотите, приведены в табл. 36. Конечно, в минерале с другой плотностью и состоящем из атомов с другими атомными весами радиусы будут отличаться; для примера в той же таблице приведены данные для флюорита. На форме ореола сказывается анизотропия кристаллической структуры минерала.

Т а б л и ц а 36

Радиусы окрашенных ореолов в биотите и флюорите

Излучатели уранового ряда U^{238}			Излучатели ториевого ряда Th^{232}	
излучатель	радиус ореола, мк		излучатель	радиус ореола в биотите, мк
	в биотите	во флюорите		
U^{238}	12,7	14,0	Th^{232}	12,4
U^{234}	—	14,4	Th^{228}	20,0
Th^{230}	15,3	15,8	Th^{224}	
Ra^{226}	—	16,9	Rn^{220}	23,9
Rn^{222}	19,9	20,5	Bi^{212}	
Po^{210}		19,5	Po^{216}	27,8
Po^{218}	23,0	23,5	Po^{212}	41,8
Po^{214}	34,2	34,5		

В то время как в параллельном пучке α -частиц с одной длиной пробега ионизация и вызываемая облучением окраска ореола резко усиливаются в конце полета частиц, согласно рис. 224, в, при излучении, расходящемся из точечного источника по радиусам, на интенсивность окраски влияет разряжение лучей; поэтому интенсивность облучения ослабляется пропорционально квадрату расстояния от точечного излучения. Но и при сложении этих двух явлений в разрезе сферы ореола обычно хорошо заметна внешняя более темная кайма, отвечающая максимуму на рис. 224, в.

Рис. 225. Свойства α -частиц

а — ионизирующее действие α -частиц, испускаемых совместно излучателями ряда U^{238} ; б — сопоставление суммарной ионизации кривой излучателей семейства урана (1) с микрофотографической кривой плотности окраски сложного ореола в биотите (2); в, г, д — структуры окрашенных ореолов, вызванных α -частицами, излучаемыми элементами ряда урана (в), актиния (г) и тория (д)

Другое осложнение в образовании ореолов вызывается тем, что в излучателе — точечном включении в минерале — в общем случае присутствует не один радиоактивный элемент и изотоп, а целое семейство ряда урана или тория или смесь тех и других представителей. Каждый из членов ряда отличается своей длиной пробега и особой кривой ионизации, подобной изображенной на рис. 224, в. Совокупность таких кривых для излучателей ряда урана (более долгоживущих) приведена на рис. 225, а.

Действуя совместно, лучи от всех излучателей образуют непосредственно возле включения густо окрашенный ореол, а далее систему концентрических оболочек, интенсивность окраски которых зависит от разницы сумм окрасок предыдущих и последующих ореолов. На таком неоднородном фоне выступают сферы, соответствующие контрастам плотности окраски по кривой, суммирующей ионизации всех излучателей (рис. 225, б). Таковы генезис и строение сложно окрашенного ореола вокруг включения с несколькими элементами или изотопами-излучателями.

Подобные ореолы обычны в минералах, в которых произошла «нормальная экспозиция» при облучении. В других случаях может наблюдаться «недодержка», когда сказывается ионизация от одних излучателей, а влияние других еще не успело проявиться. «Передержка» затушевывает различие в интенсивности цвета отдельных оболочек и тогда получается густо окрашенный ореол без различимой внутренней структуры. При особенно длительном воздействии излучения может начинаться обратное явление — разрушение окрашивающих центров, просветление окраски и даже обесцвечивание ореола, что может быть воспроизведено искусственно путем облучения большими дозами α -лучей (аналогично обесцвечивание минералов под влиянием ультрафиолетового облучения).

На формирование некоторых ореолов влияют привходящие обстоятельства и параллельно развивающиеся процессы изменения, в частности диффузии возникающих ионов F - и V -центров — продуктов радиогенного излучения. Поэтому контуры сфер расплываются и происходит выравнивание окраски внутри ореола.

Иногда в ореоле, где вещество минерала под влиянием бомбардировки α -частицами и под воздействием β - и γ -излучений дезорганизовано, в той или иной мере изотропизировано и разрыхлено, начинают развиваться какие-либо вторичные минералы: в ферридоломите — гематит и затем гетит, в эгирине, гранате и альбите — хлорит, стильпномелан и гидрослюды, в полевых шпатах отмечена пиритизация ореолов. При этом окраска ореола усиливается, но контуры сфер могут «расползаться».

В результате в минералах постепенно образуются сложно построенные окрашенные ореолы. Схема структуры таких ореолов для случаев облучения радиоактивными элементами семейства U^{238} , U^{235} и Th^{232} приведена на рис. 225, *в*, *г*, *д*. Обращает внимание то, что ореол каждого ряда имеет свой узор, который может служить диагностическим признаком воздействия того или иного ряда излучателей (при нормальной экспозиции). Как уже отмечалось, радиус каждой сферы зависит от плотности минерала. Если минерал-излучатель находится на контакте минералов с разной плотностью, он создает в каждом из них ореол со своим радиусом и своей интенсивностью окраски (см. рис. 223, *б*).

Интенсивность окрашивания ореола пропорциональна длительности воздействия облучения, т. е. абсолютному возрасту этого процесса, а ее нарастание во времени зависит от скорости ядерной реакции радиоактивного распада, характеризуемой для каждого элемента и изотопа его постоянной распада λ .

Минералогия позволяет показать, что постоянная распада λ остается неизменной в течение всего геологического времени (конечно, в пределах точности измерения). Это важное положение доказывается следующим способом. Величина пробега α -частиц связана с постоянной распада элемента или изотопа λ эмпирическим соотношением

$$\lg \lambda = a + b \cdot \lg R,$$

где a и b — постоянные для каждого из радиоактивных семейств, R — величина, пропорциональная энергии, представляет пробег α -частицы.

Согласно этой закономерности, поведение λ во времени может быть установлено путем определения пробега α -частиц, т. е. радиусов сфер в ореолах в разные моменты времени.

Измерения радиусов сфер в индивидах одного и того же минерала вокруг включений с одним и тем же излучателем показывают, что величина радиусов

в минералах докембрийского возраста отвечает пробегам α -частиц, известным в настоящее время. Таким образом, доказывается неизменность величины постоянной ядерного распада λ в течение геологических эпох длительностью в 10^9 лет.

Для выяснения длительности облучения, т. е. возраста минерала-включения, необходимо установить количество α -частиц, вызывающих образование ореола, и определить радиоактивность минерала-включения. Количество α -частиц можно устанавливать путем сравнения плотности окраски естественного ореола с плотностью искусственно воспроизводимых ореолов в том же образце вмещающего минерала при помощи облучения эталонными дозами радона (эманации). Радиоактивность включения определяется путем микрорадиографии методом толстослойных эмульсий. Далее вычисление ведется следующим образом.

Допустим, что окраска природного ореола вызывается излучением урана U^{238} и отвечает той, что получается при искусственном облучении радонем с дозой, порождающей $590 \cdot 10^6$ α -частиц. Отсюда можно узнать число атомов урана, вызвавших образование ореола: переходя в свинец, каждый атом урана испускает 8 α -частиц, поэтому, поделив $590 \cdot 10^6$ на 8, узнаем, что образование ореола было вызвано примерно $74 \cdot 10^6$ атомами урана. Последняя цифра отвечает массе урана в $28 \cdot 10^{-15}$ г, которая распалась в минерале-включении при испускании α -частиц. Если в настоящее время во включении при 0,1 %-м содержании радиоактивной примеси (обычная цифра для циркона, включенного в биочит) имеется всего $418 \cdot 10^{-15}$ г урана, то первоначальное количество урана в минерале-включении составляло

$$418 \cdot 10^{-15} \text{ г} + 28 \cdot 10^{-15} \text{ г} = 446 \cdot 10^{-15} \text{ г}.$$

Используя уравнение, связывающее возраст минерала с первоначальным U_0 и современным U_t — содержанием в нем урана с известной постоянной распада $\lambda = 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$

$$U_t = U_0 \cdot e^{-\lambda t},$$

откуда

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{U_0}{U_t},$$

получим возраст исследованного ореола и создавшего его минерала-включения, равный $47 \cdot 10^9$ лет; этот возраст приписывается и минералу, вмещающему ореолы.

Другой метод определения продолжительности облучения и возраста минерала основан на сравнении интенсивности окраски сфер в ореолах, вызванной совместно присутствующими излучателями ряда U^{238} и U^{235} . Дело в том, что U^{235} распадается быстрее, чем U^{238} , и периоды их полураспада T равны соответственно $7,13 \cdot 10^8$ и $4,498 \cdot 10^9 \text{ лет}$. Поэтому, чем старше минерал, тем относительно темнее окраска у сфер излучателей ряда U^{235} по сравнению с таковой у излучателей ряда U^{238} .

Для определения возраста необходимо установить содержание в минерале-включении U^{238} и U^{235} в настоящее время (методом толстослойных эмульсий). Пусть количества их атомов будут N_1 и N_2 , а из всех продуктов распада и излучателей этих рядов для сравнения выбираются Po^{214} из ряда U^{238} и Bi^{211} из ряда U^{235} с количествами атомов n_1 и n_2 , образовавшихся к настоящему времени. Тогда

$$n_1 = N_1 (e^{\lambda_1 t} - 1) \text{ и } n_2 = N_2 (e^{\lambda_2 t} - 1).$$

Из выполненного определения содержания в минерале-включении U^{235} и U^{238} известно отношение чисел их атомов, распадающихся в настоящее время, которое обозначим через B . Для вычисления продолжительности облучения и тем самым возраста используется соотношение

$$\frac{n_2}{n_1} = \frac{B(e^{\lambda_2 t} - 1)}{(e^{\lambda_1 t} - 1)}.$$

Отношение $n_2 : n_1 = A$, т. е. количество продуцированных при ядерной реакции за время t атомов Po^{214} и Pb^{214} , может быть заменено равным ему отношением степени почернения сфер в ореоле, созданных этими излучателями, радиусы которых, соответственно 34,2 и 27,2 мк. Для этого ореол точно фотометрируется. Значения $\lambda_1 = 1,54 \cdot 10^{-6}$ и $\lambda_2 = 2,75 \cdot 10^{-6}$ лет $^{-1}$.

Таким образом, искомое

$$\lambda = 1 \frac{\lambda_1 B - \lambda_2 A}{\lambda_1 B e^{\lambda_2 t} - \lambda_2 A e^{\lambda_1 t}}.$$

Вместо отношения $n_2 : n_1$ для одних членов из обоих радиоактивных рядов может быть взято отношение для других членов или их суммы. Примеры определения возраста биотитов в разных породах по этому методу приведены в табл. 37.

Таблица 37

Возраст минералов по окрашенным ореолам

Минерал	$\frac{n_2}{n_1} = \frac{Pb^{214}}{Po^{214}}$	Возраст, млн. лет
Биотит	0,080	800
Биотит	0,076	750
Биотит	0,039	400

Третий метод определения продолжительности облучения и возраста минералов по окрашенным α -ореолам основан на сравнении интенсивности окраски исследуемого ореола и индивидов того же минерала, возраст которых определен другим методом, при учете радиоактивности включений (количественной).

Необходимо установить чувствительность к облучению как исследуемого образца, так и минерала, используемого для сравнения, для этого применяется излучение равной дозы α -частиц. При одинаковой чувствительности возраст минерала выводится по простой пропорции, в противном случае принимается во внимание соответствующая поправка.

Помимо рассмотренных излучателей, входящих в радиоактивные ряды, в природе встречаются одиночные изотопы, также испускающие α -частицы при ядерных реакциях и могущие участвовать в образовании окрашенных ореолов. В этом отношении интересны процессы



Образование окрашенных ореолов под влиянием β -излучения

Бета-лучи, т. е. потоки электронов, сопровождают радиоактивность многих элементов, но в минералогии при образовании ореолов исследовалась роль лишь β -лучей элементов-излучателей ряда тория. В отличие от α -частиц электроны выбрасываются из одного излучателя (элемента или изотопа) не с одинаковой, а с разной энергией (E), обнаруживая непрерывный спектр от нуля и до $E_{\text{макс}}$ (рис. 226 а).

Средняя энергия спектра $E_{\text{ср}}$ составляет (0,2—0,4) $E_{\text{макс}}$, например для Bi^{210} $E_{\text{ср}} = 0,28 E_{\text{макс}}$. Значения $E_{\text{макс}}$ для разных элементов и изотопов связаны с их постоянной радиоактивного распада λ соотношением

$$\lg \lambda = a + b \cdot \lg E_{\text{макс}}$$

Графически это соотношение показано на рис. 228, б.

Имея энергию $E_{\text{макс}}$ от 0,025 до 3,15 Мэв, электроны—как β -частицы—движутся со скоростью от 25 до 99% скорости света. Однако путь их не прямой, как у α -частиц, а зигзагообразный, т. е. при ничтожно малой массе в $9, 10 \cdot 10^{-28}$ г электроны при столкновениях с атомами окружающего

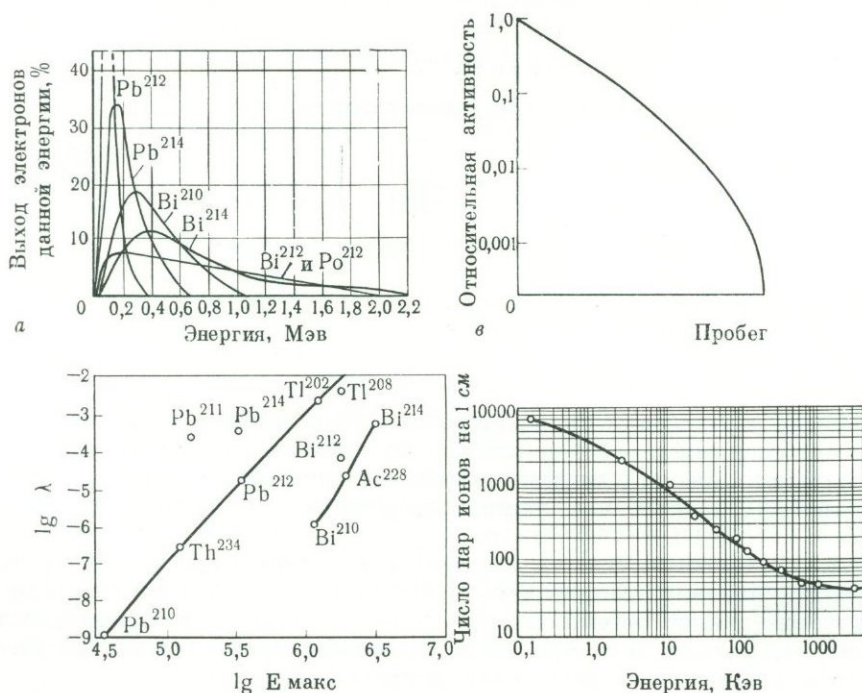


Рис. 226. Свойства β -частиц

а — распределение частиц по энергиям — их спектры — для различных изотопов; б — кривые зависимости максимальной энергии β -спектров от постоянной радиоактивного распада λ ; в — идеальная кривая поглощения β -лучей (шкала логарифмическая); г — зависимость ионизирующей способности β -лучей от их энергии

вещества многократно изменяют направление движения; их сложные треки не прослеживаются, как у α -частиц. Пробегом частиц считается их суммарное удаление от излучателя.

При встречах с атомами β -лучи испытывают упругое рассеивание или вступают в столкновение, результатом чего является, в частности, ионизация атомов и образование F - или V -центров, вызывающих окрашивание минералов; летящие электроны при этом постепенно тормозятся.

Длина пробега электронов (β -лучей) R связана с их начальной энергией E_0 (Мэв) и плотностью окружающего вещества d (г/см³) формулой

$$R = \frac{0,11}{d} \sqrt{(1 + 22,4E_0^2 - 1)}, \text{ см.}$$

справедливой при соотношении $0 < E_0 < 3$.

Вычисленные значения R для ряда минералов приведены в табл. 38.

Зависимость R от плотности вещества (при равном значении E_0) видна из табл. 38; так, например, в пирите и магнетите — минералах из разных классов, но с совпадающей плотностью, R одинаковы. Пробег в минералах β -лучей достигает нескольких сантиметров, в то время как α -лучи пробегают лишь десятки микрон.

Таблица 38

Длина пробега β -лучей в минералах

Минерал	d среднее, г/см ³	Длина пробега электронов R , см			
		при энергии E_0 (Мэв), равной			
		0,1	0,5	1,0	5,0
Галениг PbS	7,5	0,0017	0,023	0,060	0,33
Халькопирит CuFeS ₂	4,20	0,0030	0,042	0,107	0,60
Пирит FeS ₂	5,05	0,0025	0,035	0,089	0,50
Гематит Fe ₂ O ₃	5,10	0,0025	0,034	0,088	0,49
Магнетит FeFe ₂ O ₄	5,05	0,0025	0,035	0,089	0,50
Хромит FeCr ₂ O ₄	4,55	0,0028	0,038	0,099	0,55
Кальцит Ca[CO ₃] (известняк)	2,65	0,0048	0,066	0,170	0,94
Доломит CaMg[CO ₃] ₂ (порода)	2,67	0,0047	0,066	0,168	0,94
Барит Ba[SO ₄]	4,45	0,0028	0,039	0,001	0,56
Карналлит KMgCl ₃ ·6H ₂ O	1,65	0,0075	0,106	0,272	1,52

В связи с тем что спектр β -лучей имеет широкий диапазон изменения энергии электронов, пробег лучей таков, что интенсивность потока и его ионизационная активность снижаются постепенно (рис. 226, в), т. е. постепенно снижается степень вызываемой лучами ионизации, и создаваемые β -излучением окрашенные ореолы устроены совсем не так, как ореолы α -излучения.

Размер окрашенных β -ореолов зависит от силы излучателя, так как проработка контура ореола требует определенного количества лучей (см. рис. 226, г). Чем сильнее излучатель, тем больше будет в лучах электронов высоких энергий, дающих заметную окраску в ореоле на большом расстоянии (это важное отличие от α -ореолов). Вокруг включения с излучателем

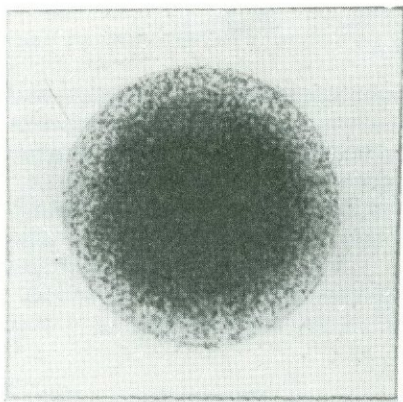


Рис. 227. Окрашенный ореол в кварце около включения монацита (радиус около 3 мм)

получается ореол, наиболее густо окрашенный возле границы с ним и постепенно ослабевающий к своей периферии (рис. 227, з).

Окрашенные ореолы, обязанные β -излучению, найдены в кварце вокруг зерен монацита (рис. 227), причем в качестве излучателя выступает торий, присутствующий в монаците в количестве до 5—10%. Такие же ореолы известны в кварце с включениями радиоактивного ортита и во флюорите вокруг включений торита и браннерита.

Для ореолов в кварце вокруг монацита размер окрашенного контура колеблется в одном кристалле от 0,5 до 6 мм в зависимости от размера (0,1—1 мм) торийсодержащего включения, т. е. от общего количества тория во включении. Связь между радиусом включения r и видимым радиусом ореола R выражается формулой

$$r \approx \sqrt{KR^2 e^{\mu R}},$$

где K — коэффициент, зависящий от относительного содержания излучателя во включении, от чувствительности минерала к окраске и других обстоятельств, в том числе от экспоненциального показателя, отмечающего количество распавшегося вещества излучателя; μ — коэффициент поглощения β -лучей.

Плотность окраски ореола зависит и от продолжительности облучения, т. е. от возраста минерала. Если определено количество имеющегося в настоящее время радиоактивного вещества во включении Q_t , то плотность (оптическая) ореола $D_{R,t}$ на расстоянии R , создавшемся за время t , связывается с коэффициентом поглощения лучей μ в минерале (для кварца и жестких β -лучей $\mu = 10 \text{ см}^{-1}$) и постоянной распада излучателя (для тория $\lambda = 4,99 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$) уравнением

$$D_{R,t} \approx \frac{Q_t}{R^2} (e^{\lambda t} - 1) e^{-\mu R}.$$

При радиусе ореола R , окрашенного за время t , количество радиоактивного вещества во включении Q_t с периодом полураспада $T = 1/\lambda$ (для тория $T = 1,389 \cdot 10^{10} \text{ лет}$) продолжительность облучения выражается зависимостью

$$t \approx T \ln [(K' Q_t^{-1} R^2 e^{\mu R}) + 1].$$

Коэффициент K' для исследуемого образца находится экспериментально путем подбора излучателя, дающего равную плотность окрашивания минерала.

Помимо точечных радиогенных ореолов, вызванных α - и β -излучением, сейчас известны и такие ореолы, генезис которых не удается объяснить известными природными эмиттерами. Предполагается, что их появление связано с распадом изомеров известных элементов или пока неизвестных сверхтяжелых элементов с атомными номерами 110—114, которые дают α -частицы с энергией 10—15 Мэв (Gentry, 1970).

Метаморфизм радиогенных ореолов и треков

Распространенные методы определения длительности формирования окрашенных ореолов под влиянием как α -, так и β -излучений при ядерных реакциях могут дать приемлемые результаты только при использовании прецизионных измерений активности минералов-излучателей, плотности окраски ореолов, ореолы должны быть хорошо сформированы. *Расшифровка всей генетической истории (онтогенеза) ореолов должна получить строгое доказательство того, что они достаточно сохранились от влияния каких-либо процессов изменения.* Потери некоторых излучателей, диффундирующих со временем из минералов, влияние на окраску ореолов метаморфизма минералов под влиянием температуры, давления и химических агентов создают большие погрешности в определении времени их формирования.

Окрашенные ореолы — лишь один из видов влияния ядерных реакций радиоактивных включений на минералы. При использовании законов образования таких ореолов расшифровывается и другой вид явлений, связанных с тем, что излучатель входит в состав самого минерала и вызывает сплошное изменение его окраски. Более интенсивное излучение приводит к разрушению кристаллической структуры и метамиктному распаду минерала¹.

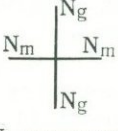
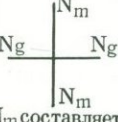
Радиогенные процессы, протекающие в индивидуалах, создают в них ореолы и треки, которые в свою очередь подвергаются метаморфизму: изменяют свои размеры и форму или вовсе исчезают. В этом метаморфизме определяющую роль играет твердофазовая диффузия.

Приведем несколько примеров термической неустойчивости треков.

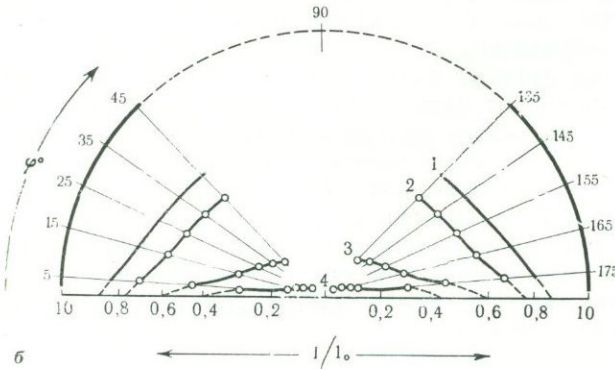
Треки осколков спонтанного деления U^{238} в монаците неустойчивы при отжиге, залечиваются уже при малых энергиях активации в 0,3—0,7 эв (Шуколюков, Комаров, 1970). В мусковитах треки, возникшие от осколков деления U^{235} , при температурах отжига в 440—530° С залечиваются. При этом обнаружен отчетливый эффект зависимости скорости залечивания трека от ориентировки оси трека к плоскости спайности слюды, что обусловлено анизотропией коэффициента диффузии (Гегузин и др., 1968). А сама поперечная форма трековой призмы, выявляемая травлением, тесно связана со структурными особенностями конкретного минерала. В слюдах, например, поперечная форма треков — ромб (Шуколюков и др., 1965; Крылов и др., 1966).

Таким образом, треки, как и всякий другой неравновесный дефект кристаллической структуры, залечиваются. В основе этого явления находится диффузионное перемещение атомов. При нагревании образца атомы активизируются, движутся к оси трека, и он в итоге уменьшает свое сечение и ук-

¹ О метамиктной разновидности псевдоморфоз стеклования см. на стр. 267.

Тип кристалла	Фигура плавления	Кристаллографические направления	Оптические оси
Мусковит		 (010) совпадает с d_2	 N_m совпадает с d_2 , N_g совпадает с d_1
Циннвальдит		 (010) составляет $\angle 60^\circ$ с d_1 по часовой стрелке	 N_m составляет с $d_1 \angle 30^\circ$ против часовой стрелки. N_g составляет с $d_1 \angle 60^\circ$ по часовой стрелке

а



б

рачивается. Поскольку коэффициент самодиффузии в анизотропных кристаллических структурах также анизотропен, то существует зависимость между степенью укорачивания синхронных треков от их ориентировки относительно конкретной кристаллографической плоскости (Берзина, 1966; Берзина, Демидова, 1966; Гегузин, 1970).

На рис. 228, а для мусковита показано совпадение оси d_2 , выделенной на фигуре плавления, с кристаллографическим направлением [010]. Обе оси на фигуре плавления — d_1 и d_2 — совпадают с оптической ориентировкой в кристалле: d_2 с n_m , а d_1 с n_g . В циннвальдите фигура плавления имеет лишь направление d_1 , совпадающее с осью (110). Оптическая ориентировка относительно нее сдвинута на 30° против часовой стрелки относительно n_m и на 60° по часовой стрелке относительно n_g .

Треки распада в стеклах и силикатах легко «стираются» также ударными волнами большой мощности (Ahrens а.о., 1970).

В кристаллах ураноторианита, извлеченных из пролювиальных россыпей, были обнаружены трещины, около которых ураноторианит подвергался из-

Рис. 228. Форма поперечных сечений треков по отношению к кристаллографическим направлениям слюд (а). На диаграмме (б) показана угловая зависимость длин заживающих треков при отжиге (1, 2, 3, 4 — последовательные стадии процесса)

менению. В узкой зоне (до 0,015 мм) он оказался обогащенным UO_2 , что хорошо видно по более высокой отражательной способности. Очистка ураноторианита вдоль трещин от тория и превращение его в уранинит связаны с *самоокислением* минерала, обусловленным в свою очередь радиоактивным распадом $U^{238} \rightarrow Pb^{208} + 8He + 6e^-$. Это может быть выражено уравнением $2UO_2 \rightarrow PbO + UO_3$ (по В. Г. Хлопину). Потеря генерируемых при распаде электронов и обуславливает самоокисление $U^{4+} \rightarrow U^{6+}$, нарушающее прежние связи в кристаллической структуре и способствующее избирательному выщелачиванию тория (в ураноторианите $ThO_2/UO_2 = 2,17$). После этого уран был вновь восстановлен до UO_2 .

Предложены также методы выявления миграции урана и продуктов его распада в минералах по расположению следов (треков) от спонтанного и вынужденного деления. Этими методами удастся выявить уран сингенетичный и эпигенетичный по отношению к исследуемому индивиду (Берзина и др., 1967).

III.2.5. ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИНДИВИДОВ

В истории каждого минерального индивида всегда наступает момент, когда образовавшийся в одних условиях минерал затем оказывается в иной обстановке. Изменение физико-химических параметров среды может вызывать изменение тех особенностей минерала, которые связаны с проявлением внешней обстановки. Одним из случаев такого рода изменений является перекристаллизация индивидов.

Перекристаллизация индивидов минералов проявляется в природе, вероятно, довольно широко, но она замечается не так уж часто по причине слабой изученности ее признаков.

Это обусловлено тем, что минералоги и петрографы традиционно анализируют явление перекристаллизации как некоторую *совокупность* разнородных физических явлений. Однако необходимо различать признаки каждого из этих явлений в отдельности. Наиболее удобно это обсудить на примере перекристаллизации индивидов, не затрагивая пока общих специфических особенностей перекристаллизации агрегатов.

Чтобы начать подобное обсуждение, мы ниже приведем содержание употребляемых терминов.

Перекристаллизация (повторная кристаллизация) индивидов — явления роста одних частей индивида за счет вещества других его частей без существенного привноса вещества извне. Исходный индивид и преобразованный — кристаллы. Этот термин общий и включает несколько более частных: рекристаллизация, перекристаллизация по принципу Рикке, перекристаллизация по принципу Кюри, перекристаллизация с разделением пластинчатых и игольчатых индивидов на части, перекристаллизация с частичным привносом вещества от соседних индивидов (частичное переотложение, регенерация). [См. экспериментальные работы Ю. О. Пунина (1964, 1965)].

Раскристаллизация — образование минералов за счет аморфного, некристаллического вещества. Характерным примером является раскристаллизация природных вулканических стекол. Иногда термин раскристаллизация применяется минералогами для обозначения роста кристаллов за счет метаколлоидов и коллоидов. Однако нужно помнить, что так называемые коллоидные минералы сами же состоят из мелких кристаллических индивидов (Григорьев, 1955).

Рекристаллизация

При рекристаллизации происходит образование за счет крупных индивидов более мелких, т. е. происходит *грануляция* индивидов¹. Рекристаллизация затрагивает всегда предварительно деформированные индивиды, и путем рекристаллизации снимаются деформационные напряжения. Физической причиной рекристаллизации является уменьшение энергии стабильных новообразований по сравнению с энергией исходных деформированных кристаллов. Поэтому вполне понятна зависимость рекристаллизации от степени предварительной деформации кристаллов, от температуры и времени.

Деформация пород является одним из важных «пусковых» факторов перекристаллизации. Вполне можно согласиться с высказыванием Н. Раствора о том, что «остаточная энергия напряжений при деформации и характер ее распределения в породе влияют на кристаллизацию новых минералов» (Раствор, 1967, стр. 81). Этот вопрос обсуждается Г. Г. Дуком (1970) на примере контактовых роговиков роговообманковой и пироксеновой фаций около Рифманского массива гранитоидов в Приамурье. Вновь образованные метаморфические плагиоклазы зарождаются на поверхности реликтовых зерен плагиоклазов, в участках пластических и разрывных деформаций, в местах полигонизации, изгиба и кручения. Можно проследить постепенные переходы от ненарушенных кристаллов реликтового плагиоклаза к блокированным (мозаичным), в которых блоки могут иметь углы разориентации до 30°. Был сделан вывод, что перекристаллизация архейских пород фундамента в мезозойское время предварялась и сопровождалась тектоническими процессами.

В целом же в настоящее время известно много примеров соотношения перекристаллизации с деформациями, описанных рядом авторов (Cottrell, 1954; Раствор, 1967; Кузнецов, 1953; Флинн, 1967; Turner, Verhoogen, 1960; Браун, 1967; Петровская, Фасталович 1955; Райс, 1958).

Э. Ф. Емлин с соавторами (1970) описали уральские метаморфизованные кварцевые жилы, в которых первичный пегматоидный друзовый кварц оказался гранулированным, т. е. претерпел *посткинematическую рекристаллизацию*. При этом новообразованные зерна оказались очищенными от включений, переполнявших индивиды раннего крупнокристаллического кварца. Было обнаружено также наследование новообразованными зернами гранулированного кварца ориентировки первичного индивида кварца: возникала «семья» гранул, ограниченная в объеме границей раннего индивида кварца. Этим и объяснялось групповое расположение правых и левых энантиоморфных форм гранулированных зерен (Щеколдин и др., 1970). При возрастании степени деформации наступает резкий скачок в ходе рекристаллизации; соответствующую величину называют критической деформацией. Указывают и критическую температуру рекристаллизации. По А. А. Бочвару, существует связь между критической температурой рекристаллизации T_R °К и температурой плавления T_S °К вещества, причем

$$\frac{T_R}{T_S} = 0,35 \dots 0,40.$$

Соответствующие цифры для ряда металлов, отвечающих природным минералам — самородным элементам, приведены в табл. 39.

¹ Термин «грануляция» в нашем понимании не является синонимом «дробления» или «блокования».

Таблица 39

Значения величины критической температуры рекристаллизации и температуры плавления металлов

Металл	Рекристаллизация, T_R		Плавление, T_S		$\frac{T_R \cdot K}{T_S \cdot K}$
	°C	°K	°C	°K	
Свинец	-3	270	327	600	0,45
Олово	-3 . . . -25	270 . . . 298	232	505	0,53 . . . 0,59
Золото	200	473	1063	1336	0,35
Серебро	200	473	961	1234	0,38
Медь	200 . . . 230	473 . . . 503	1084	1357	0,35 . . . 0,37
Железо	350 . . . 450	623 . . . 723	1530	1803	0,35 . . . 0,40
Платина	450	723	1764	2037	0,35

Действие времени снижает критическую температуру рекристаллизации; сначала чрезвычайно резко, а с увеличением длительности — все медленнее. Наличие химических примесей изменяет ход процесса рекристаллизации.

В результате рекристаллизации имевшиеся в исходном материале динамические напряжения снимаются. На природных минералах это установлено рентгенографически рядом авторов, в частности Г. Ф. Червяковским (1952) и М. Н. Цимбаленко (1952) на примере альбита, мусковита и сфалерита, путем съемки лауэграмм, показывающих астеризм пятен на диаграмме для исходного деформированного материала и устранение астеризма после отжига образца.

В природе обсуждаемое явление замечается прежде всего у минералов — самородных элементов, наиболее легко и часто подвергающихся пластическим деформациям.

Рассмотреть рекристаллизацию удобно на примере самородного золота. Согласно данным физики металлов, перекристаллизация золота обычно происходит еще в эндогенных условиях в нагретом состоянии, так как у этого металла критическая температура равна всего 200° С. Выделения золота в эндогенных месторождениях нередко имеют такое зернистое строение, какое не отвечает первичной кристаллизации золота, а получается в результате совмещения более поздних явлений деформации, вплоть до пластического течения и рекристаллизации. Однако Н. В. Петровская и А. И. Фастолович (1955) обнаружили весьма отчетливые явления рекристаллизации золота и в россыпных месторождениях Ленского и Алданского районов; здесь имеет место уже повторная рекристаллизация ранее эндогенно перекристаллизованного золота. В этих условиях длительность процесса компенсирует действие температуры (Моисеенко, 1966).

В золоте пластическая деформация проявляется в виде скольжения (трансляции) с элементами скольжения $T \{111\}$ и $t [110]$ и механического двойникования по $\{111\}$. Рекристаллизация начинается в местах наибольшего напряжения — около плоскостей скольжения, где среди исходного индивида возникают и затем растут мелкие зерна уже с ненапряженной структурой; в свою очередь они оказываются сдвойникованными. Однако, как правило, *новообразования не наследуют ориентировку первичных зерен* (Ларинов, 1959).

Таким образом, при рекристаллизации из крупных индивидов в конце концов может получиться мелкокристаллический агрегат (произойдет грануляция).

Перекристаллизация

После рекристаллизации т. е. снятия таким путем напряжений в кристаллах, может наступать стадия *перекристаллизации агрегатов с укрупнением зерен*.

Перекристаллизация по принципу Рикке. Принцип Рикке в строгом виде формулируется так: если изотропный кристалл испытывает одностороннее, т. е. направленное давление, которое не превышает предела его упругости, то в месте приложения к кристаллу такого давления получается наибольший потенциал и вызванное этим повышение растворимости и понижение температуры плавления тела (анизотропия кристаллов усложняет это явление).

В сферу геологических наук этот собственно физический принцип был введен Бекке (Веске, 1913). Из этого принципа следует важный вывод: *кристалл под влиянием направленного давления одновременно может растворяться со стороны приложения давления и расти за счет освобождающегося вещества с противоположных сторон*, т. е. подвергаться перекристаллизации с изменением формы¹ (рис. 229).

Опытным путем перекристаллизация по принципу Рикке была воспроизведена Корренсом и Штейнборном (Correns, Steinborn, 1939) на примере квасцов. Кристалл в слабо пересыщенном растворе сжимался между двумя стеклянными пластинками, причем между кристаллом и стеклом прокладывалась фильтровальная бумага (для возможности передвижения по ней растворяемого вещества). При этом наблюдалось, что со стороны давления квасцы растворялись, но вместе с тем констатировался одновременный рост кристалла с других сторон².

В природе перекристаллизация минералов по принципу Рикке осуществляется в условиях динамометаморфизма и при наличии вокруг кристалла необходимого растворителя.

В качестве примера последнего типа изменения индивидов минералов известен пирит в рудах колчеданных месторождений на Среднем Урале, описанный С. Н. Ивановым (1950). В отдельных участках уральских колчеданных месторождений встречаются пиритовые руды с гнейсовидной структурой, составленной вытянутыми в одном направлении зернами пирита, между которыми располагаются нерудные минералы. Электрохимическое травление выявляет в некоторых зернах пирита картину, позволяющую установить явление перекристаллизации.

Внутри зерен обнаруживается зональность, отвечающая росту пирита в виде изометрических кристаллов с плоскими гранями. Замечается, что контуры кристаллов «срезаются» по неправильным границам, в наибольшей степени со сторон приложения давления, что является результатом вторичного изменения формы кристаллов пирита. В противоположном направлении — перпендикулярно к направлению давления — зерна пирита удлинены за счет пиритового вещества без видимого внутреннего строения. Представляется, что в местах приложения наибольшего давления происходило растворение плоскогранных кристаллов и вещество перемещалось на концы кристаллов, находившихся под меньшим давлением.

¹ Термодинамическое обсуждение принципа Рикке в связи с некоторыми геологическими проблемами см. у Зенга (Seng, 1937) и Керна, Вайсброта (1966).

² Помимо таких опытов экспериментально изучен процесс не перекристаллизации, а роста под односторонним давлением при раскристаллизации силикатных стекол с образованием ориентированных агрегатов волластонита (?), анортита, диопсида (Wright, 1906). Подобное явление может также иметь место в природе (при пьезокристаллизации).

Эти особенности морфологии пирита свидетельствуют о двух этапах формирования гнейсовидных серноколчеданных руд Среднего Урала. В продолжение первого этапа пирит выростал в виде правильно образованных изометрических кристаллов, а в течение второго — происходила перекристаллизация его индивидов по принципу Рикке и получались уплощенные зерна этого минерала, придающие руде гнейсовидность (см. фиг. 229, в).

Перекристаллизация по принципу Кюри. Принцип Кюри выражает важнейшую особенность процесса кристаллизации — стремление кристалла при росте приобрести форму, соответствующую минимуму поверхностной энергии.

Г. В. Вульф показал, что минимум поверхностной энергии при данном объеме кристалла достигается при том взаимном расположении граней, когда они удалены от одной и той же точки внутри кристалла на расстояния n_1, n_2, n_3, \dots , пропорциональные их удельным поверхностным энергиям $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \dots$. Эта теорема Вульфа выражается, следовательно, так:

$$n_1 : n_2 : n_3 \dots = \sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3 \dots$$

Поскольку значения удельных поверхностных энергий граней зависят от внешних физико-химических факторов — состава среды, температуры и давления, то и форма кристаллов оказывается зависящей от этих внешних условий. Сказанное должно быть справедливо не только для хорошо ограниченных кристаллов, но и для кристаллических зерен минералов, покрытых отдельными мелкими участками граней.

Развивая следствия из уже названного принципа, Пьер Кюри высказал положение о том, что кристалл, оказавшийся в обстановке, не отвечающей равновесию его поверхности, может самопроизвольно изменять свою форму даже в изотермических условиях.

Такое преобразование формы кристаллов осуществляется экспериментально. Опыт обнаруживает постепенный, ступенчатый ход процесса — достижение равновесной формы через ряд промежуточных состояний. По М. П. Шаскольской [результаты ее исследований описаны в книге А. В. Шубникова (1935)], вырезанный из кристалла алюмокалиевых квасцов шар, помещенный в насыщенный раствор и периодически нагреваемый и охлаждаемый на 2—3° С (рис. 230), сначала покрывается гранями значи-

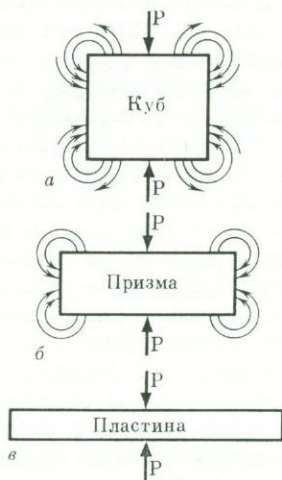
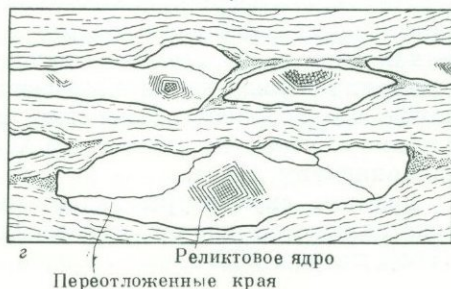


Рис. 229. Последовательные стадии перекристаллизации кубического зерна по принципу Рикке

а — куб; б — призма; в — игла или пластина; г — перекристаллизованные кубические метакристаллы — вкрапления пирита в сланцах; точками показан кварц в тенях давления; элементы реликтовой зональности указывают положение ранних кристаллов; стрелки — направление стресса в.



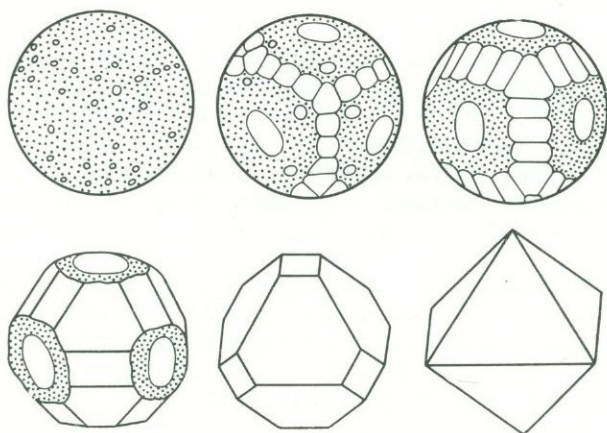


Рис. 230. Последовательные стадии превращения шара квасцов в равновесную форму — октаэдр

тельного, а затем все меньшего и меньшего числа форм. Этот этап его перекристаллизации является в сущности регенерацией кристаллической поверхности, осуществляющейся по правилу И. И. Шафрановского (1944), когда первоначально возникают грани, наиболее близкие по положению к регенерируемой поверхности, затем постепенно заменяющиеся другими, все ближе и ближе отвечающими конечной равновесной форме.

Для нас особенно интересны две последние стадии опыта, в чистом виде воспроизводящие процесс изменения формы кристалла с кубооктаэдрической на октаэдрическую. Опыт показывает, что конечная форма перекристаллизации создается путем перераспределения вещества самого кристалла, так как *вес кристалла не изменяется*.

Позднее аналогичные опыты с перекристаллизацией шаров алюмокалиевых квасцов повторены В. Н. Войцеховским (1965). Им установлено, что рост и растворение кристаллов, по-видимому, можно рассматривать как приспособление поверхности кристалла к концентрации раствора в соответствии с принципом Гиббса — Кюри — Вульфа. Форма кристалла характеризуется наличием тех или иных ориентаций поверхности. В области больших пересыщений форма кристалла представляет собой комбинацию минимального числа плоскостных ориентаций, отвечающих наиболее плотным сеткам структуры кристалла. Остальные ориентации исключаются с поверхности кристалла в его ребрах и вершинах. При сильной ненасыщенности раствора наблюдается обратная картина — форма кристалла представляет собой поверхность, составленную максимальным числом точечных ориентаций, соответствующих наименее плотным сеткам. Поверхности, отвечающие плотным сеткам форм роста, сведены в вершинниках растворения к минимуму. Форма кристалла вблизи точки насыщения имеет промежуточный характер. Возможно, что подобное объяснение, даваемое В. Н. Войцеховским, объясняет и пример с перекристаллизацией NaCl при колебаниях температуры (рис. 231, по Хонигману, 1961).

Гранные скульптуры гидротермальной (75—400° С; 1—700 атм) перекристаллизации кварца приведены, по В. С. Балицкому и Л. И. Цинобер (1968), на рис. 232.

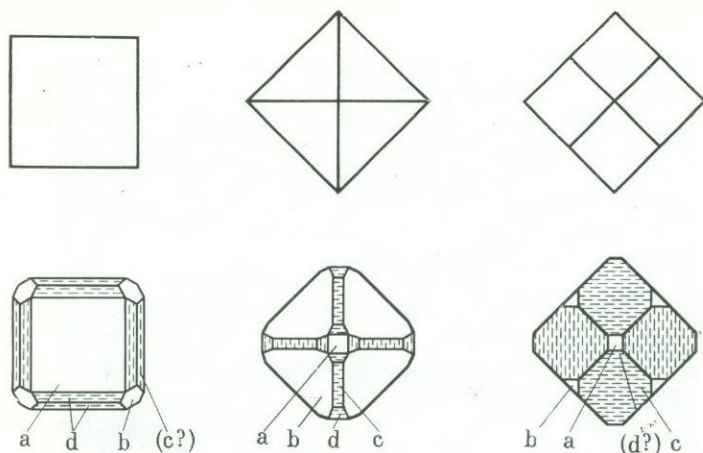


Рис. 231. Влияние колебаний температуры на кристаллы NaCl, по Хонигману (1961). Вверху — исходные формы; внизу — те же формы после колебаний температуры
 $a - (001)$, $b - (111)$, $c - (011)$, $d - (012)$

Перекристаллизация с разделением игольчатых индивидов на части. Игольчатый, нитевидный индивид вначале разделяется на несколько частей («буди»), которые начинают приобретать изометричные равновесные формы.

Это явление минерологам хорошо известно, но физической теории его пока нет. Поэтому после примеров мы изложим одно из предположений, которое помогло бы понять этот вид перекристаллизации.

Если снежинку, т. е. скелетный кристалл льда, выдерживать в изотермических условиях, то можно заметить, что отдельные снежинки начинают отделяться от основной части, как показано на рис. 233 [взяты из книги Ниггли (Niggli, 1948)]. Разделение идет не путем простого удаления вещества с «перезимов» на лучах снежинки, а путем перемещения вещества с вогнутых частей кристалла на другие его части. Отделившиеся части далее растут за счет более крупной основной части снежинки, округляются, затем сливаются друг с другом путем собирательной перекристаллизации.

В этом случае вначале происходит разделение на части, затем некоторые из них сливаются (коалесцируют), а потом перекристаллизовываются уже известным нам способом — по принципу минимума поверхностной энергии, по принципу Кюри.

Экспериментально перекристаллизация с разделением на части для сульфидных минералов воспроизведена Шварцем (Schwartz, 1931). Он исследовал изменения при нагревании структур распада халькоборнита (т. е. твердый раствор халькопирита и борнита), представленных образцом борнита с пластинчатыми закономерно ориентированными вростками халькопирита, взятого в известном месторождении Бисби в Аризоне. При нагревании до 700° в течение 41 часа вростки халькоборнита начинали разделяться на части: на одних из них появлялись «перезимы», другие представляли уже цепочки изометрических зерен, расположенные на месте прежнего пластинчатого вростка.

Весьма эффектно и с наблюдением динамики исследовано Г. Г. Леммлейном (1951₂) явление разделения на части отрицательных форм — жидких включений в натровой селитре. В кристаллах этого вещества воспроизводилось залечивание трещины, идущей по ромбоэдрической спайности. Как и в

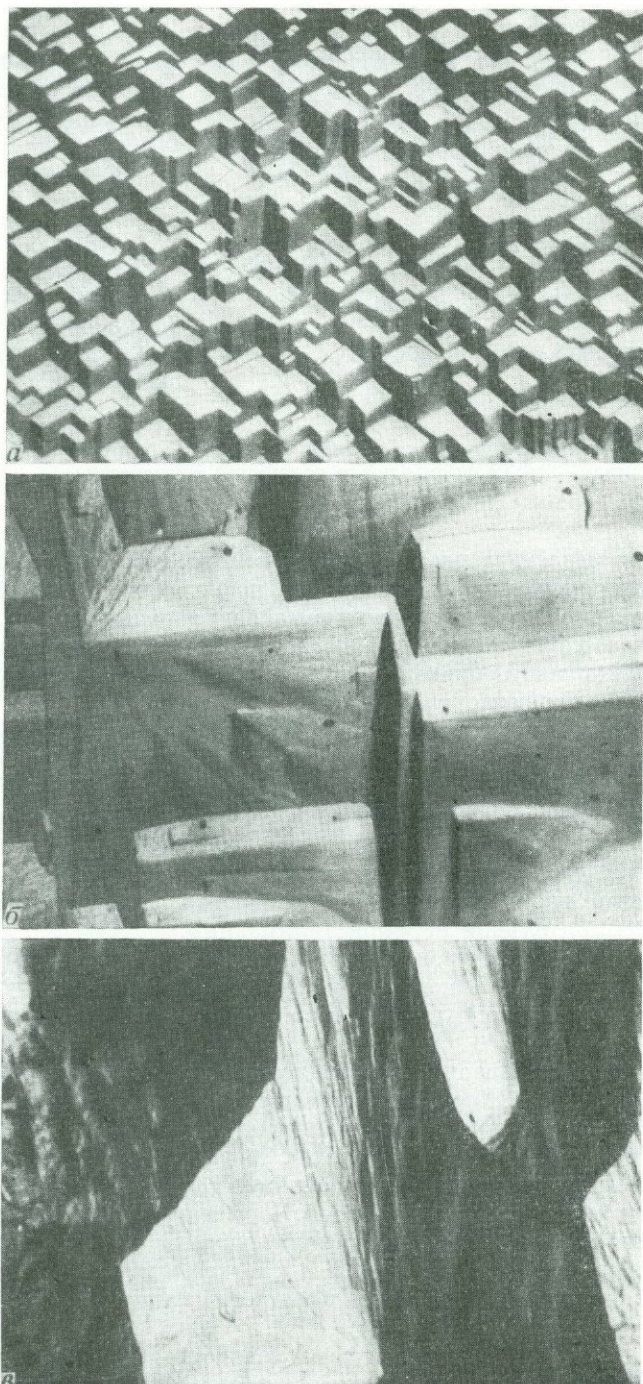


Рис. 232. Рельеф перекристаллизации кристаллов кварца на грани пинакоида (а), положительного (б) и отрицательного (в) ромбоэдров, увел. 30

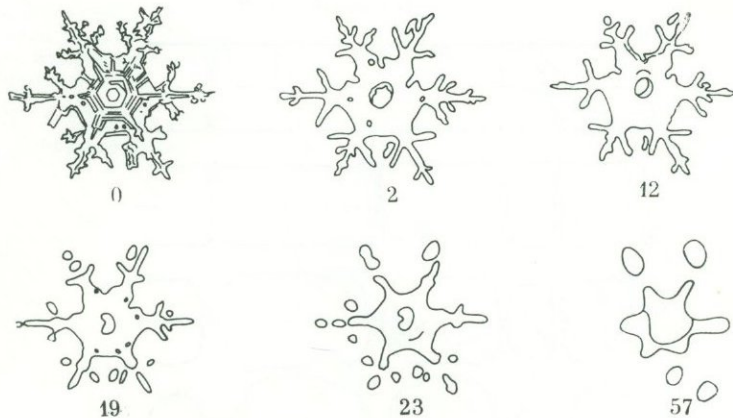


Рис. 233. Перекристаллизация снежинки с разделением на части. Цифры под рисунками — число дней, прошедших с момента начала перекристаллизации

других случаях, здесь залечивание начиналось с роста в трещине скелетных образований, между лучами которых происходила изоляция включений маточного раствора. Удлиненные и узкие включения под влиянием тенденции к изометризации разделялись на части.

В качестве примера природного явления можно сослаться на наблюдения Н. З. Евзиковой (личное сообщение — в 1955 г.). Перекристаллизация с разделением на части обнаружена Н. З. Евзиковой у минерала козалита, законсервированного в кварце.

Этому, достаточно специфическому виду перекристаллизации можно дать следующее объяснение. У игольчатого индивида или у ветви скелета всегда есть «слабые» места: дефекты разного типа, скульптурные формы с входящими углами, микротрещинки и т. п. Игольчатые, нитевидные кристаллы (вискеры) часто, например, геликоидально закручены без одновременного закручивания решетки, так называемый *Kink* по Бакли (Малеев, 1974). В этом случае игольчатый индивид имеет многочисленные поверхности излома, входящие на поверхность индивида в виде ступеней, щелей и прочих форм, которые мы объединили термином «входящий угол». Если при росте кристалла «входящие углы» являются благоприятными для встройки части (см., например, стр. 199), то в других случаях именно вдоль них происходит самое энергичное растворение. Именно с растворения первичного индивида в таких «входящих углах» и начинается перекристаллизация с разделением на части (рис. 234).

Пока можно лишь догадываться, что перекристаллизация с разделением на части во многом сходна с рекристаллизацией. Например, оба эти вида перекристаллизации предваряются какими-либо деформационными или структурными дефектами. Перекристаллизация же обособившихся «фрагментов», «гранул» происходит по принципу Кюри, и идеальной формой будет шар, если монокристалльная матрица изотропна.

Перекристаллизация с частичным привнесом вещества (регенерация). Этот тип перекристаллизации необычайно характерен для метаморфических и осадочных пород. Приобретение кластическими зёрнами, песчинками идиоморфных очертаний при диагенезе и начальном метаморфизме осадочных

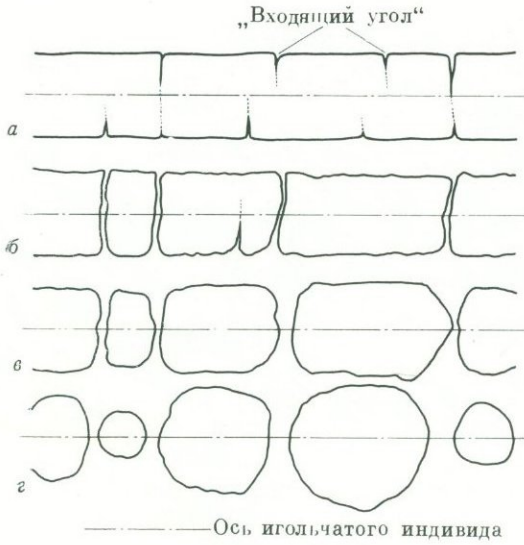


Рис. 234. Последующие стадии (а, б, в, г) перекристаллизации игольчатого индивида, находящегося в монокристаллической матрице. Заключительная стадия (г) в физическом отношении сходна с эмульсией двух несмешивающихся жидкостей

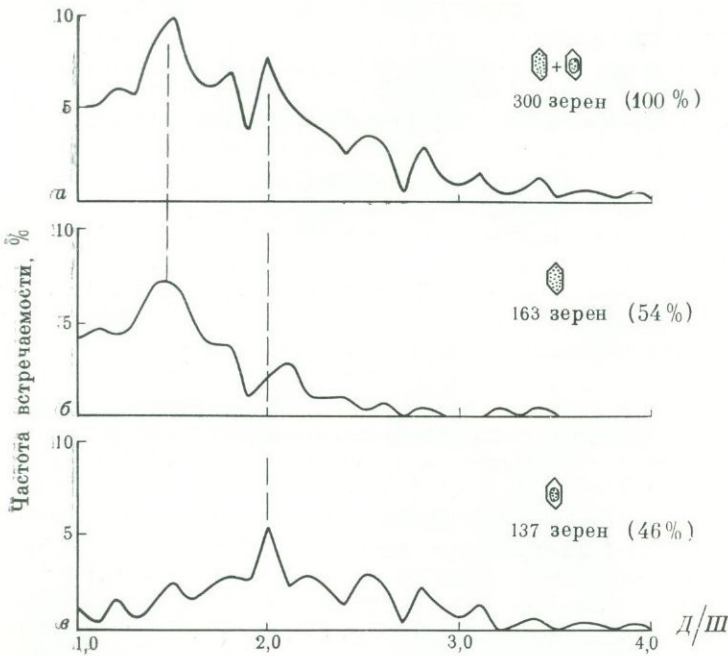
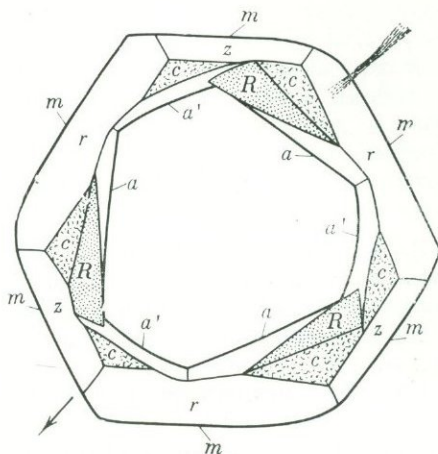


Рис. 235. Частота встречаемости рекристаллизованных индивидов циркона
 а — общая кривая для циркона из ксенолитов кварцита — бимодальна. Она расшифровывается кривыми: б — первично-идиоморфных индивидов; в — перекристаллизованных
 По горизонтальной оси — отношение длины (Д) к ширине (Ш)

Рис. 236. Регенерированное кварцевое монокристалльное кольцо. Вид по [0001]. Стрелка — направление силы тяжести при регенерации

Формы: C {0001}, m {10 $\bar{1}$ 0}, a {1 $\bar{1}$ 20}, a' {2 $\bar{1}$ $\bar{1}$ 0}, r {10 $\bar{1}$ 1}, z {01 $\bar{1}$ 1}, R {2133}



пород подробно описано в литологии. Аутигенная регенерация минералов происходит в больших масштабах.

В данном типе перекристаллизации индивид не сохраняет вес. Его перекристаллизация, выражающаяся в дорастании старого «ядра» новой монокристалльной оболочкой в эпитаксиальной ориентировке, происходит с некоторым перемещением вещества, с его перераспределением между индивидами: одни из них растут, регенерируют, другие — растворяются.

Приведем несколько примеров.

Перекристаллизация циркона — широко распространенного акцессорного минерала горных пород — может давать дополнительную информацию о петрогенезе. Например, в ксенолитах первичноосадочных кварцитов, «плавающих» в норитах Бушвельдского изверженного комплекса в Трансваале (Африка), обнаружены цирконы с ядрами цирконовых округлых песчинок, обросших идиоморфными оболочками более позднего циркона (Schidlowski, 1963_{1,2}). Эта рекристаллизация, сопровождавшаяся частичным переотложением вещества, была обусловлена контактным высокотемпературным метаморфизмом кварцитов со стороны норитов Бушвельдского комплекса. В ксенолитах оказались рекристаллизованными 46% индивидов циркона, а в «свежих» кварцитах вне интрузивного комплекса — менее 2% (рис. 235).

Опыты по перекристаллизации в монокристаллах с отверстиями произведены В. Т. Ушаковским и Б. В. Чесноковым (1968). Из кристалла кварца было вырезано параллельно (0001) кольцо толщиной 5 мм, наружным диаметром 97 мм, внутренним — 75 мм. Кольцо было регенерировано в автоклаве. Оказалось, что в поясе [0001] во внешнем ограничении кольца преобладают медленно растущие грани, а во внутреннем ограничении — растущие быстро (рис. 236).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За исторически небольшой срок онтогенез минералов, скромно зародившись, получила быстрое и широкое развитие. Так отозвались минералоги на необычайно возросший интерес в физике, химии, технологии к кристаллам из-за их поразительных свойств, «революционирующих науку и технику» (Белов, 1967, стр. 3).

Сначала имевшая дело преимущественно с макро-, реже микроиндивидами, онтогенез, используя новейшие средства исследования — электронный микроскоп, стереоскан, электронный зонд, — распространила свои интересы на субмикробиъекты соответственно тому, что в геологические науки стали вовлекаться новые типы руд, нередко состоящие из кристаллов и зерен минимальной величины.

Ныне появляются в большом числе разнообразные публикации о генезисе минеральных индивидов и агрегатов. При этом многие авторы прямо относят свои темы к области онтогенеза минералов или используют при их выполнении данные, изложенные в учении об онтогенезе материалы, хотя и без ссылки на первоисточники, как сделавшиеся общим достоянием науки; другие же авторы еще не имеют в виду консолидацию нового раздела в минералогии, хотя их труды имеют большое онтогенетическое значение.

Благодаря успехам нового научного раздела история минералов в рудах и горных породах, представлявшаяся в виде смены в ходе времени одних химических соединений и парагенезисов другими, пополняется данными по истории кристаллов, зерен, их агрегатов, включающей разнообразнейшие события. Но это добавление не является простым присоединением к существующей отрасли науки соседнего раздела знания. Ведь химические соединения — минеральные виды — есть не что иное, как совокупности минеральных индивидов; вот почему виды познаются фактически только путем исследования некоторых их индивидов, отдельных или собранных в агрегаты, и, безусловно, справедлив такой важный тезис: о видах можно знать лишь то, что замечено, определено, измерено на индивидах. Не приходится сомневаться в том, что онтогенетические данные, накопленные в достаточном количестве, составят новый фундамент для установления истории видов как химических соединений и фаз физико-химических систем, который придаст генетической минералогии высокую степень достоверности.

Выясняя условия и процессы образования составных частей руд и горных пород, онтогенез объясняет и предсказывает их практическое использование.

Доставляя для учения о типоморфизме данные о том, как распределяются химические примеси в объеме минералов, как создаются анатомические и морфологические особенности кристаллов и зерен, каким образом индивиды срастаются в агрегаты, онтогенез вносит свой вклад в развитие знаний о поисково-оценочной роли минералов. Многие исследователи и практические работники в области неметаллических полезных ископаемых (особенно пьезокварца, исландского шпата, слюды, драгоценных и поделочных камней) ныне используют и развивают онтогенетический метод. Новые подходы уверен-

но внедряются в область рудной минералогии, в частности в связи с процессами обогащения металлических полезных ископаемых. Оказались продуктивными уже неоднократные случаи прослеживания онтогенеза кристаллов и зерен в технологии синтеза алмаза, борагона, кварца, слюд, карборунда. Неожиданно выяснилось, что лунные минералы в образцах пород и реголита, доставленных космонавтами и автоматическими станциями, имеют великолепно проявленные онтогенические признаки; словом, для практического использования учения об онтогении минералов открываются все новые и новые перспективы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю. М.* Метамиктные минералы — своеобразные псевдоморфозы. — Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Абрамович Ю. М.* Псевдоморфизм в осадочном минералообразовании, В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», т. 3—4. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956.
- Абрамович Ю. М.* Некоторые вопросы классификации псевдоморфоз. — Тезисы докл. научн. конф. Пермск. гос. ун-та. Пермь, 1957.
- Александров Л. П.* Кинетика диффузионного распада пересыщенных твердых растворов. — Изв. вузов., физика, 1961, № 4.
- Алиев Р. М.* Морфологические особенности кристаллов кальцита Дашкесанского месторождения и связь их с условиями минералообразования. Автореф. дисс. Баку, 1964.
- Алиев Р. М.* Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железорудного месторождения. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Андрусенко Н. И., Дронов В. В.* Некоторые вопросы онтогении кристаллов исландского шпата. — Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 5.
- Антонов В. А., Тарантов А. С.* Кристалломорфологические особенности кварца как показатель направления движения минералообразующих растворов (на примере Зырянского месторождения). — Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, 1967, т. 20.
- Анфилов В. П.* Деформации кристаллов галенита. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Арутюнян Т. М., Казарян А. Г., Кочинян Г. Е.* Об окраске секториального кальцита из Ахтальского месторождения. — Записки Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1970, № 4.
- Бадалов С. Т.* Кристаллизационное давление в геологических процессах. В сб. «Онтогенетические методы изучения минералов». М., «Наука», 1970.
- Балицкий В. С., Самойлович Л. А., Белякова Ю. А.* Влияние скоростей роста ромбэдров на внешний облик вершин кристаллов кварца. — Докл. АН СССР 1969, 188, № 1.
- Банщикова И. В.* Стадийность минерализации месторождений Караоба по данным изучения газовой-жидких включений в минералах. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука», 1965.
- Барабанов В. Ф.* Лекции по генетической минералогии. Л., Изд-во ЛГУ, 1969.
- Барабанов В. Ф., Гончаров Г. Н., Крылова Л. Я., Рафальсон М. Б.* Эволюция формы кристаллов флюорита в рудных жилах Букукинского месторождения. — Записки Всес. мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 3.
- Баранов В. И.* Радиометрия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Баранов Н. Я.* Некоторые ледяные образования на поверхности почвы. — Природа, 1949, № 10.
- Барсуков В. Л.* Кварцево-кальцитонастуррановые жилы Рудных гор и место в них коффинита (опыт онтогенетического анализа). В сб. «Вопросы прикладной радиологии». М., Атомиздат, 1967, вып. 2.
- Белов Н. В.* Структура ионных кристаллов и металлических фаз. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Белов Н. В.* Предисловие редактора в кн. О. Г. Козловой «Рост кристаллов». М., Изд-во МГУ, 1967.
- Белянкина Е. Д., Гурьева Э. Я., Игнатова М. Д., Петров В. П., Толстихина К. И.* Генезис и типизация промышленного мусковита. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 12.
- Бекмухаметов А. Е.* Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Берзина И. Г.* Некоторые данные о следах по следам от осколков деления урана. — Докл. АН СССР, 1966, 170, № 3.
- Берзина И. Г., Демидова П. Г.* Определенные возраста минералов по следам от осколков деления ядер урана. — Атомная энергия, 1966, 21, вып. 4.
- Берзина И. Г., Столярова А. Н., Флеров Г. Н., Шимелевич Ю. С.* О возможности выявления урана и продуктов его распада в минералах. — Докл. АН СССР, 1967, 177, № 5.

- Бетехтин А. Г.* Минералогия. М., Госгеолгиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлул Т. Н.* Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Беус А. А.* О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометалльных минералов в процессах замещения.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 7.
- Богданович К. И.* Рудные месторождения. СПб., 1912.
- Богомолова Л. К., Фоминых В. Г.* Гранаты из пегматитовой жилы Блюмовской копи Ильменских гор.— Труды Горногеол. ин-та УФАН СССР, 1960, вып. 35.
- Болдырев А. К.* Курс описательной минералогии. Гл. ред. геол.-разв. и геодез. литерат. Л.— М., 1926, вып. 2.
- Бонев И.* Ориентированное нарастание галенита на сфалерит.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 4.
- Бонев И.* Некоторые случаи изменения облика кристаллов при эпитаксиальном росте. В сб. «Рост кристаллов», т. 8, ч. II, М., «Наука», 1968.
- Бонштедт Э. М.* Ледяные стебельки.— Природа, 1921, № 10—12.
- Бородин С. А.* О скрученных пиритах из Калангуй.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 5.
- Бородин С. А.* Гигантская спираль на грани пирита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 3.
- Бородин С. А.* Метод селективного травления для выяснения формы нахождения примеси в кристаллической фазе.— Kristall und Technik, 1968, 3, № 1.
- Бородин С. А.* Растворимость примесей в присутствии дислокаций.— Kristall und Technik, 1968, 3, № 1.
- Боуэн Р.* Палеотемпературный анализ. Л., «Недра», 1969.
- Браун У. Л.* Кристаллографические аспекты поведения полевых шпатов при метаморфизме. В сб. «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.
- Браунс Р.* Химическая минералогия. СПб., Изд. К. Л. Риккера, 1904.
- Бродин Б. В.* О мирмекитовых сростаниях галенита с халькопиритом.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4.
- Бродин Б. В.* Роль диффузии при замещении минералов и распаде твердых растворов.— Труды Мин. музея АН СССР, 1963, вып. 14.
- Бродин Б. В.* Структуры распада твердых растворов в аллемонтитах. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Бродин Б. В., Дьячкова Г. А.* Структуры усадки в гюбнерите, заместившем шеллит.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
- Брызгалова А. Н., Клещев Г. В.* О пиритах нарастания граней гексагональной призмы в кристаллах кварца.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 1.
- Бужанов В. В.* К вопросу о симметрии аксинита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 3.
- Бужанов В. В., Карякина Т. А.* Новые данные по кристалломорфологии кварца. В сб. «Геохимия, минералогия и петрография Севера Урала и Тимана». Сыктывкар, 1968.
- Буряк В. А.* Влияние послонных кливажных трещин на форму и ориентировку метакристаллов пирита в осадочно-метаморфических толщах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 4.
- Буссен И. В., Рогачев Д. Л.* Породообразующий эвдиалит Ловозерского щелочного массива. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова». Л., «Наука», 1967, № 5.
- Бэррер Р.* Диффузия в твердых телах. М., ИЛ, 1948.
- Бэтман А. М.* Промышленные минеральные месторождения. М., ИЛ, 1949.
- Вазбуцкий Г. Л.* Скульптура поверхности кристаллов берилла. В сб. «Кристаллография». М., 1956, вып. 5.
- Вальтер А. А., Гурова Е. П.* Распределение окраски и морфогенетические особенности флюорита из цемента Могилевских песчаников Приднестровья.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, вып. 3, № 20.
- Валяшко М. Г.* Галит, основные его разновидности, встречаемые в соляных озерах, и их структурные особенности.— Труды Всес. н.-и. ин-та галургии, 1952, вып. 23.
- Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.
- Варданянц Л. А.* Мозаичные блок-кристаллы плагиоклаза.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
- Варшавский А. В.* Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. М., «Наука», 1968.
- Василевский Б. Ф.* Эволюция кристаллографических форм исландского шпата в его эпитермальных месторождениях Таджикистана.— Труды Узбек. гос. ун-та, Самарканд, 1939, 14.
- Великоборец Т. А.* К методике изучения внутреннего строения минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 6.
- Вернадский В. И.* Явления скопления кристаллического вещества.— Ученые зап. гос. МГУ, отд. ест.-ист., 1897, вып. 13.
- Вернадский В. И.* О значении трудов М. В. Ломоносова в минералогии и гео-

- логии. Об-во любит. ест., антр. и этногр. М., 1900.
- Вернадский В. И.* Минералогия. Изд. 3-е. М., 1910, вып. 1.
- Вернадский В. И.* Минералогия. М., 1912, вып. 12.
- Вернадский В. И.* История минералов земной коры. Пгтр., 1925, т. 1, вып. 1.
- Вернадский В. И.* Избранные сочинения. Т. IV, кн. первая. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вертушков Г. Н.* Нарушенные формы роста кристаллов горного хрусталя из жил альпийского типа.— Записки Всес. мин. об-ва, 1942, ч. 71, № 1—2.
- Вертушков Г. Н.* Кварц-резунец из Кочкарского района на Урале.— Записки Всес. мин. об-ва, 1953, ч. 82, № 3.
- Вертушков Г. Н.* Метаморфизм жильного кварца.— Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 1955, вып. 22.
- Вертушков Г. Н.* Влияние силы тяжести на рост и растворение кристаллов в природе.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, № 4.
- Вертушков Г. Н.* Морфологические типы порфировых вкрапленников кислого плагиоклаза из биогит-плагиоклазового порфира г. Свердловска.— Труды Горногеол. ин-та УФАИ СССР, 1960, вып. 35.
- Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Якшин В. И.* Метаморфизм железо-титановых месторождений Уфалейской группы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 1.
- Вертушков Г. Н., Чесноков Б. В.* Искажение облика метакристаллов пирита в сланцах колчеданных месторождений Урала. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Вильке К. Т.* Метод выращивания кристаллов. Л., «Недра», 1968.
- Вировлянский Г. М.* Кварц с реки Пскем (Западный Тянь-Шань).— Записки Всес. мин. об-ва, 1938, ч. 67, № 2.
- Войцеховский В. Н.* Морфология тел роста и растворения положительных кристаллов.— Автореф. канд. дисс. Л., Изд. Ленингр. горн. ин-та, 1965.
- Волков И. И., Севастьянов В. Ф.* Перераспределение химических элементов в диagenезе осадков Черного моря. В сб. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука», 1968.
- Гайдукова В. С., Чернышева Л. Б.* Новые данные о структурах распада в магнетитах Ковдорского месторождения.— Докл. АН СССР, 1970, 195, № 3.
- Гайсинский М. Н.* Ядерная химия и ее приложения. М., ИЛ, 1961.
- Гарбер Р. И., Козан В. С., Поляков Л. М.* Рост и растворение пор в кристаллах.— Журн. exper. и теорет. физики, 1958, 35, № 6.
- Гегузин Я. Е.* Диффузионная пористость в металлах и сплавах.— Успехи физ. наук, 1957, 61, вып. 2.
- Гегузин Я. Е.* Очерки о диффузии в кристаллах. М., «Наука», 1970.
- Гегузин Я. Е., Солунский В. И.* К вопросу о росте отрицательных кристаллов (пор) в диффузионной зоне при взаимной диффузии в щелочноалюидных монокристаллах.— Кристаллография, 1964, 9, вып. 4.
- Гегузин Я. Е., Воробьева И. В., Берзина И. Г.* Термическая устойчивость трещек от осколков деления ядер урана в монокристаллах мусковита (эффект анизотропии).— Физика тв. тела, 1968, 10, № 6.
- Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). М., «Наука», 1966.
- Генкин А. Д.* О разьедании кварца в сульфидных рудах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, вып. 4.
- Генкин А. Д.* О метакристаллах. В сб. «Текстуры и структуры руд». М., Госгеолтехиздат, 1958₁.
- Генкин А. Д.* Признаки замещения минералов в рудах. Там же.
- Генкин А. Д.* Метакристаллы и избирательное замещение в рудах. В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963, т. I.
- Гераничева Г. К.* Особенности внутреннего строения кристаллов циркона.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 2.
- Гинзбург А. И.* Пегалит в пегматитах Калбинского хребта и процессы его изменения.— Труды Мин. музея АН СССР, 1949₁, вып. 1.
- Гинзбург А. И.* Структуры минеральных агрегатов сложных пегматитов литиевого типа.— Труды Мин. музея АН СССР, 1949₂, вып. 1.
- Гинзбург А. И., Яковлева М. Е.* О некоторых явлениях перераспределения сподумена в пегматитах.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11.
- Глембоцкий В. А., Дмитриева Г. М.* Влияние генезиса минералов на их флотационные свойства. М., «Наука», 1965.
- Глестон С.* Атом, атомное ядро, атомная энергия. Развитие современных представлений об атоме и атомной энергии. М., ИЛ, 1961.
- Гликин А. Э., Петров Т. Г.* Экспериментальное изучение форм роста кристаллов флюорита в гидротермальных условиях.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 3.
- Гогоберидзе Д. Б.* Механическое двойникование. Харьков. Гос. научн.-техн. изд-во Украины, 1938.
- Гогоберидзе Д. Б.* Некоторые объемные дефекты кристаллов. Л., Изд-во ЛГУ, 1952.

- Годовиков А. А. Введение в минералогию. Новосибирск. М., «Наука», 1973.
- Голованов И. М. О перемещении минерального вещества в рудных месторождениях.— Записки Узбекск. отд. Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 15.
- Головачев А. Ф., Мокиевский В. А. О пластической деформации и последующих химических изменениях кристаллов сподумена. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Гордеева Н. В., Шубников А. В. Укрупненные зерна порошка сегнетовой соли, находящегося в собственном растворе, под действием колебаний температуры.— Кристаллография, 1967, 12, вып. 2.
- Григорьев Д. П. Новые наблюдения результатов гравитационного передвижения кристаллов в жилах альпийского типа на Урале.— Докл. АН СССР, 1944, 44, № 5.
- Григорьев Д. П. Некоторые проявления влияния силы тяжести на образование и распределение минералов в месторождениях.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, ч. 75, № 2.
- Григорьев Д. П. Замечания об исследованиях В. Г. Ньюхауза и Р. Э. Стойбера по определению течения минерализующих растворов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947₁, ч. 76, № 4.
- Григорьев Д. П. О генезисе минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947₂, ч. 76, № 1.
- Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948₁, ч. 77, № 1.
- Григорьев Д. П. К вопросу о различиях первичных и вторичных жидких включений в минералах.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1948₂, № 2.
- Григорьев Д. П. Минералогические отвесы и уровни.— Природа, 1948₃, № 3.
- Григорьев Д. П. Минералогия в Горном институте за 175 лет.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948₄, ч. 77, № 3.
- Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949₁, № 3.
- Григорьев Д. П. Кристаллизованная сила минералов.— Природа, 1959, № 11.
- Григорьев Д. П. Что известно о зарождении минералов? — Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, № 1.
- Григорьев Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 3.
- Григорьев Д. П. Несколько замечаний о явлениях химического изменения минералов.— Записки Узбекск. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 8.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956₁, ч. 85, № 2.
- Григорьев Д. П. Развитие представлений об объектах минералогии и понятие о минералах по А. К. Болдыреву.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956₂, ч. 85, № 4.
- Григорьев Д. П. К пониманию природы «коллоидных» минералов.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956₃.
- Григорьев Д. П. Шрамы на кварцах в Березовском золоторудном месторождении на Урале.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 1.
- Григорьев Д. П. Три типа пластических деформаций галенита.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958₂, № 12.
- Григорьев Д. П. О скорости кристаллизации минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 5.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов, Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961.
- Григорьев Д. П. О различии минералогических терминов: скелет, дендрит и пойкилит.— Изв. вузов, геол. и разв., 1965, № 8.
- Григорьев Д. П. Онтогенез химических примесей в минералах.— Вестник ЛГУ, серия геол., геогр., 1967, вып. 6, № 1.
- Григорьев Д. П. Стрoение кубооктаэдрических кристаллов синтетического алмаза. В сб. «Алмазы». М., 1969, № 3.
- Григорьев Д. П. О законах анатомии кристаллов.— Кристаллография, 1971, 16, вып. 6.
- Григорьев Д. П., Буканов В. В., Маркова Г. А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности кристаллов.— Докл. АН СССР, 1969, 185, № 5.
- Григорьев Д. П., Капитонов М. Д. Два типа друз минералов.— Докл. АН СССР, 1953, 89, № 3.
- Григорьев Д. П., Лушников В. Г. Некоторые соотношения растущих кристаллов кварца с препятствиями.— Мин. сб. Ленингр. гос. ун-та, 1967, № 21, вып. 1.
- Григорьев Д. П., Маркова Г. А. Фотометрическое исследование зонального и секторального строения мусковита.— В сб. «Проблемы кристаллологии». М., Изд-во МГУ, 1971.
- Григорьев Д. П., Шафрановский И. И. Эпитаксиальное нарастание кварца на полевой шпат.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, ч. 75, № 4.
- Григорьев Д. П., Ясинская А. А. Признаки плавления минералов в некоторых метеоритах.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 3.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Новые данные по кристаллографии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса.— Труды Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3.
- Григорчук Г. Ю. Важный признак метасоматического развития минералов в руд-

- ных жилах.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1968, № 22, вып. 4.
- Грушкин Г. Г.* Некоторые вопросы генезиса минералов.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П.* О зональности калинатровых полевых шпатов в габбисальных породах Станового хребта.— Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 2.
- Делицин И. С.* Электрическое взаимодействие зерен кварцевого агрегата и характер возникающей оптической ориентировки в условиях лабораторного опыта. В кн. «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры». М., «Наука», 1968.
- Дементьева Г. И.* Об индукционных поверхностных на кристаллах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 4.
- Джафаров Ч. Д.* О зональном строении кристаллов шпата и причинах, вызывающих неравномерность их роста.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 4.
- Джафаров Ч. Д.* Искраженные формы кристаллов и их значение для определения направления движущихся минералообразующих растворов.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
- Джафаров Ч. Д.* Сложные структурные особенности на гранях кристаллов и их значение для определения направления движения раствора.— Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1967, № 1.
- Дистлер Г. И.* Реальное строение, активность и дальность действия кристаллических поверхностей. В сб. «Рост кристаллов», вып. VIII, М., «Наука», 1968.
- Добрецов Н. Л., Добрецова И. Л., Соболев В. С., Мали В. И.* Ударное сжатие $ZrSiO_4$ и метамиктный распад.— Докл. АН СССР, 1968, 182, № 4.
- Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Вьяльсов Л. Н., Дмитриева М. Т., Лапутина И. П.* Неоднородность сфалерита из оловянных месторождений Забайкалья. В сб. «Вопросы однородности и неоднородности минералов». М., «Наука», 1972.
- Другова Г. М., Никитин Ю. В., Терентьева М. В.* Зональные граваты Шуерцких месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 1.
- Дубинин М. М.* Адсорбция газов и паров и структура адсорбентов. В сб. «Методы исследования структуры высокодисперсных и пористых тел». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Дубинина В. П.* Галит из Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1951, 79, № 5.
- Дук Г. Г.* О роли деформации при формировании контактовых роговиков в кристаллических породах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 1.
- Дымков Ю. М.* Одновременный совместный рост кристаллов и сферолитов. — Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Дымков Ю. М.* Одновременный совместный рост выделений настурна и сопровождающих его минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 92, вып. 2.
- Дымков Ю. М.* Вопросы генезиса сферолитов настурна.— Атомная энергия, 1966, 20, вып. 3.
- Дымков Ю. М.* Природа урановой смоляной руды. М., Атомиздат, 1973.
- Дымков Ю. М., Бродин Б. В.* К вопросу о покраснении минералов в ураноносных жилах.— Атомная энергия, 1961, 10, № 1.
- Дымков Ю. М., Елов Б. М., Казанцев В. В., Котельникова Е. С.* Карбонаты ураноносных жил. В сб. «Вопросы прикладной радиogeологии». М., Атомиздат, 1967, № 2.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К.* (1950, 1951, 1953, 1954). Система минералогии. Пер. с англ. под ред. Д. П. Григорьева, т. 1, 1-й полумтом. М., ИЛ, 1953.
- Дядькина И. Я.* Генезис кварца в Большой кварцевой жиле на Нукатлинском хребте в Дагестане. В сб. «Научные работы студентов Ленингр. горного ин-та», вып. 2, 1957.
- Евдокимов М. Д.* К вопросу о блоковом росте кристаллов. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 3. Л., Изд-во ЛГУ, 1968.
- Евзикова Н. З.* К вопросу об изменении формы роста кристаллов минералов в процессе их роста.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, № 6.
- Евзикова Н. З.* Об ориентированном нарастании и изменении облика кристаллов пироклора.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, № 5.
- Евзикова Н. З.* Структурно-геометрический анализ форм роста кристаллов минералов.— Автореф. канд. дисс. Л., ЛГУ, 1963.
- Евзикова Н. З.* Принципы структурно-геометрического анализа граней кристаллов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 2.
- Евзикова Н. З.* Генезис сферолитовых агрегатов пренита в месторождениях исландского шпата. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Егоров Б. Л.* О перерождении урана в кристаллах уранотрианита в связи с процессами самоокисления.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, № 4.
- Елисеев Н. А.* Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967.
- Емлин Э. Ф.* Полосы деформации в жильном кварце.— Докл. АН СССР, 1969, 189, № 5.
- Емлин Э. Ф., Соколов Ю. А., Вертушков Г. Н.* Жильный кварц в экзоконтак-

- те Джабык-Карагайского гранитного массива. В сб. «Жильный кварц восточного склона Урала». ч. III. Труды Свердл. горн. ин-та, 1970, вып. 80.
- Еремеев П. В.* О внутреннем строении некоторых кусков литой стали, искусственно полученного железа и натурального свинцового блеска.— Записки мин. об-ва, 1896, ч. 34, вып. 1, протоколы.
- Ермаков Н. П.* Исследования минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1958.
- Жабин А. Г.* Псевдоморфоза актинолита по кальциту.— Записки Всес. мин. об-ва, 1960₁, ч. 89, вып. 1.
- Жабин А. Г.* О времени выделения минералов ниобия, циркония и редких земель в гранитном пегматите Блюмовской копи.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1960₂, вып. 4.
- Жабин А. Г.* Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966₁.
- Жабин А. Г.* Об одной первичной текстуре карбонатитов и ее изменении при перекристаллизации. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966₂.
- Жабин А. Г., Гайдюкова В. С.* Взаимоотношения ниобатов — широхлора, феррита и колумбита — в щелочных силикатных и карбонатитовых комплексах.— Геол. рудн. месторождений, 1962, № 1.
- Жабин А. Г., Диков Ю. П.* О дендритовидном пирите.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 3.
- Жабин А. Г., Русинов В. А.* Генетическая классификация псевдоморфоз. — Записки Всес. мин. об-ва, 1973, ч. 102, № 3.
- Жабин А. Г., Свяжигин Н. В.* О концентрически зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 9.
- Жабин А. Г., Самсонова Н. С.* Первичномагматический кальцит в ийолит-порфире.— Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3.
- Жариков В. А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14.
- Жильцов А. Г.* О зональности полевых шпатов из интрузивных пород кеакольского плутона.— Изв. АН Кирг. ССР, серия естеств. и технич. наук, 1960, 2, вып. 1.
- Жирмунский А. В., Задорожный И. К., Найдин Д. П., Сакс В. Н., Тейс Р. В.* Определение температур роста некоторых современных и ископаемых моллюсков по отношению O^{18}/O^{16} в их скелетных образованиях.— Геохимия, 1967, № 5.
- Забелин В. А.* Исследование пористой структуры опалов и опалосодержащих пород.— Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 6.
- Зайт К.* Современная теория твердого тела. М., Гостехиздат, 1959.
- Закржевская Н. Г.* Вторичные изменения включений минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений.— Докл. АН СССР, 1968, 178, № 1.
- Залевский Н. И., Быков В. Т.* Типы пористых структур природных сорбентов. В сб. «Природные сорбенты Дальнего Востока». М., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 4.
- Заморский А. Д.* Почвенный игольчатый лед.— Природа, 1949, № 10.
- Зацуха Б. В.* К условиям образования флюорита из пегматитов гранитного массива Каменные могилы (Приазовье). В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. II. М., «Наука», 1968.
- Зазарченко А. И.* Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил на опыте изучения кварцевых жил Памира и включений растворов в минералах.— Минералы Всес. геол. ин-та (ВСЕГЕИ), новая серия, 1955, вып. 6.
- Зазарченко А. И., Прозоров В. Я., Шафрановский И. И.* Японский двойник кварца из Гудживасского месторождения на Памире.— Записки Всес. мин. об-ва, 1946, ч. 75, вып. 3.
- Звягин Б. Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., «Наука», 1964.
- Зотов А. В., Русинов В. Л.* Влияние кинетических факторов на условия образования пирита и марказита. В сб. «Очерки физ.-хим. петрологии», т. 1. М., «Наука», 1969.
- Зуев В. Н.* О своеобразном зональном строении шеелита и вольфрамита.— Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 9.
- Зуев В. В.* К вопросу о химической связи в халькопирите.— Ж. структур. химия, 1968, 9, № 3.
- Зыков Е. Н.* О гранатах некоторых контактово-метасоматических месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— Труды Томск. гос. ун-та, серия геол., 1960, 146.
- Иваницкий Т. В.* К вопросу замещения минералов.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Иванов В. В.* О некоторых случаях унаследования двойникового строения минералов.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 2.
- Иванов В. В.* О явлениях гипогенного замещения минералов в касситерито-сульфидных рудах.— Геол. рудн. месторождений, 1960, № 4.
- Иванов Ив. М.* Особенности на редкометаллнате минерализация в пегматите от

- Смиловене, Копровщенско.— Изв. Геол. ин-та Болгарской АН, 1963, 12.
- Иванов О. П.* О природе диффузионного процесса при образовании в сфалерите жилков станина с унаследованным двойниковым строением.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 6.
- Иванов С. Н.* Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Иванов С. Н.* Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1950, ч. 79, № 2.
- Иванов С. Н.* Еще о зонах роста кристаллических зерен пирита из колчеданных месторождений Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, № 4.
- Иванов И. С.* Исследование внутреннего строения метакристаллов пирита в ориентированных срезах.— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 6.
- Игода Г.* Радиоактивные измерения при помощи ядерных эмульсий. В сб. «Радиография, фотографический метод исследования радиоактивных объектов и его применение в физике, химии, геологии, биологии и металлургии». М., ИЛ, 1952.
- Игумнов А. Н.* О первичной структуре жильного кварца.— Докл. АН СССР, 1956, 79, № 3.
- Игумнов А. Н., Кожевников К. С.* Уральские месторождения дистена (кианита).— Труды ВИМС, 1935, вып. 90.
- Икорникова Н. Ю.* К морфологии брукита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, ч. 77, № 4.
- Икорникова Н. Ю.* Кристаллизация карбонатов в растворах хлористых солей. В кн. «Рост кристаллов». М., Изд-во АН СССР, 1961, т. 3.
- Икорский С. В.* Органическое вещество в минералах изверженных горных пород. Л., «Наука», 1967.
- Ильинский Г. А.* О влиянии радиоактивных излучений на окраску флюорита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, № 5.
- Инденбом В. Л.* Дислокации в кристаллах.— Кристаллография, 1958, 3, вып. 1.
- Иогансен (Михеева) И. В.* Искажение облика кристаллов топаза.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, № 4.
- Кабанович И. В., Ушаковский В. Т., Черный Л. Н., Кашкуров К. Ф., Клещев Г. В.* Возможности рентгеновской топографии в изучении закономерностей роста кристаллов.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
- Кашшев Р.* Равновесная форма и работа за образование на кристалли зародыши вверху подложки.— Изв. Болгарской АН, серия физич., 1950, 1.
- Калюжный В. А.* Методы вивчення бога-тофазових включень у мінералах. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Карасик М. А.* О метасоматическом замещении граната по зонам.— Записки Уральск. геол. об-ва, 1948, вып. II.
- Карасик М. А.* О значении псевдоморфоз минералов для познания особенностей генезиса их месторождений.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14.
- Карасик М. А., Шур А. С., Елькина Н. Т.* Зависимость поровой структуры пирита от условий его образования.— Докл. АН СССР, 1953, 93, № 6.
- Карпенко В. С.* Радиогенные ореолы вокруг включений уранинита. В сб. «Вопросы прикладной радиогеологии». М., Госатомиздат, 1963.
- Карпенко В. С., Танцова Н. П.* О параморфозах кварца по тридимиту в породах Северного Криворожья. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Карпинский А. П.* О некоторых метаморфических породах Урала. Собр. соч., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Карякин А. Е.* О связи качества кристаллов кварца с их внешним обликком.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, ч. 77, № 4.
- Карякин А. Е.* Зарождение, рост и разрушение кристаллов кварца.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 1.
- Карякина Т. А.* Влияние двойниковых границ на рост кристаллов кварца.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 5.
- Кашкаров О. Д.* Садка солей в соляных озерах.— Труды Всес. н.-и. ин-та геолургии, 1956, вып. 32.
- Керн Р., Вайсброд А.* Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., «Мир», 1966.
- Кикнадзе И. И.* Реликтовые и новообразованные двойники из нижнеюрских вулканогенных образований Северной Осетии. В сб. «Магматизм, метаморфизм и метасоматизм». Тбилиси, 1969.
- Китайгородский А. И., Мнюх Ю. В., Асадов Ю. Г.* Рост монокристалла из твердой фазы при полиморфном превращении *n*-дихлорбензола. В сб. «Механизм и кинетика кристаллизации». Минск, «Наука и техника», 1964.
- Класен-Неклюдова М. В.* Механическое двойникование кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Класен-Неклюдова М. В., Икорникова Н. Ю., Томиловский Г. Е.* Пластическая деформация кристаллов синтетического корунда.— Труды Ин-та кристаллографии АН СССР, 1953, вып. 8.
- Клебер В.* Структурные вопросы роста кристаллов. В сб. «Генезис минераль-

- ных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Кляй М. О.* К вопросу изменения огранки кальцита с понижением температуры кристаллизации.— Вестник МГУ, 1951, № 3.
- Кокшаров Н. И.* Лекции по минералогии. СПб., 1863.
- Кокшаров Н. И.* Топаз. Материалы для минералогии России, ч. II. СПб., 1856.
- Колонцова Е. В., Сорокина Ю. Г., Телегин И. В.* Изучение двойникования в кристаллах кальцита с помощью микропучка рентгеновых лучей и фигур травления.— Кристаллография, 1959, IV, вып. 5.
- Коржинский Д. С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 12.
- Коржинский Д. С.* Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности в отношении минералов переменного состава.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 3.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кориковский С. П., Зуев В. А.* Зональность в пироп-альмандиновых гранатах при возникновении кордиеритовых келифитовых оторочек.— Докл. АН СССР, 1970, 193, № 2.
- Кормилицын В. С.* Пример минеральных агрегатов, образованных при участии коллоидного раствора в эндогенном минералообразовании.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, № 4.
- Кормилицын В. С., Иванова А. А.* Генетические особенности Калангуйского сульфидно-флюоритового месторождения (Восточное Забайкалье).— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 4.
- Корнилов Н. А.* К вопросу о совместном росте двух минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 3.
- Костов И.* Минералогия. София, «Наука и искусство», 1957.
- Костов И. М.* Минералогия (русс.). М., «Мир», 1971.
- Краснобаев А. А.* Зональность цирконов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 4.
- Краснова Н. И., Петров Т. Г., Кочурова Т. Л.* Опыт определения векторов максимальной скорости роста кристаллов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, № 6.
- Критерии возрастных соотношений минерала по микроскопическим исследованиям. М.— Л.— Новосибирск, 1934.
- Крылов Н. И., Шуколоков Ю. А., Овчинникова Г. В.* Фигуры травления трекоскопков деления урана в слюдах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 4.
- Кузнецов В. Д.* Физика твердого тела, изд. 2-е, т. 2. Томск, 1941.
- Кузнецов В. Д.* Кристаллы и кристаллизация. М., Гостехтеоретиздат, 1953.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликосва Н. Н.* Введение в геологическую микробиологию. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кузнецова Л. С., Чирвинский П. Н.* Кальцитовые озерно-карстовые пленки и их вероятный генезис.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, вып. 5.
- Кузнецова В. Г., Шафрановский И. И.* Кристаллография ахтарандита. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Кукуй А. Л.* О кристаллах кварца с искаженным обликом.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 3.
- Кукуй А. Л., Пархомовский В. Л.* О характере вхождения изоморфных примесей в различных пирамидах роста кристаллов.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 5.
- Кулкакшес Н. Т.* Параллельно-шестоватый гранат с секториальным строением индивидов. В сб. «Онтогенетические методы изучения минералов». М., «Наука», 1970.
- Кутина Я.* О зарождениях, генерациях и росте кристаллов гипса из окрестностей Праги — Малешиц (Чехословакия).— Записки Всес. мин. об-ва, 1952, ч. 81, № 4.
- Лазаренко Е. К.* Основы генетической минералогии. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1963.
- Лазаренко Е. К.* Курс минералогии. Киев, Гостехиздат Украины, 1951.
- Лазаренко Е. К.* Курс минералогии. М., «Высшая школа», 1963.
- Лазаренко Е. К., Кеитко И. С.* О минералогической номенклатуре и терминологии.— Записки Всес. мин. об-ва, 1972, ч. 101, № 4.
- Лазаренков В. Г.* Исследование индукционных краев в связи с условиями роста кристаллов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, № 3.
- Лазаренков В. Г.* О зональности каликатровых полевых шпатов из нордмаркитов северо-восточной части Минусинской котловины.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Лазько Е. М.* Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис на примере изучения Алданских месторождений горного хрусталя. Львов, изд-во Львовск. гос. ун-та, 1957.
- Лариков Л. И.* Влияние растворимых примесей на линейную скорость роста центров рекристаллизации. Сб. науч. работ Ин-та металлофизики АН УССР. Киев, 1959, вып. 10.

- Лариков Л. Н. Рост кристаллов в твердой фазе.— Там же, 1959₂, вып. 10.
- Ларионов В. В. Ядерная геология и геофизика. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Лебедев Л. М. О включениях в кварце и кальците с Мангышлака.— Труды Мин. музея АН СССР, 1953, вып. 5.
- Леммлейн Г. Г. Шрамовые выщипы на кристаллах аметиста.— Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1935, вып. 6.
- Леммлейн Г. Г. Наблюдения над скрученными кварцами.— Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1937, № 5.
- Леммлейн Г. Г. Об ориентировке кристаллов кварца в альпийского типа жилах на Урале.— Докл. АН СССР, 1939, 22, № 1.
- Леммлейн Г. Г. О закономерных сростаниях порфириновых кварцев на грани (1011).— Труды Лабор. кристаллогр. АН СССР. М., 1940, вып. 2.
- Леммлейн Г. Г. Искажение облика кристаллов кварца, обусловленное их положением во время роста.— Докл. АН СССР, 1941, 33, № 6.
- Леммлейн Г. Г. Окрашенные ореолы вокруг включений монашита в кварце.— Докл. АН СССР, 1944, 45, № 6.
- Леммлейн Г. Г. О нарастании кварца на халцедон. В сб. «Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Леммлейн Г. Г. О взаимодействии сростающихся кристаллов порфиринового кварца.— Труды Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1948₁, вып. 4.
- Леммлейн Г. Г. Секторное строение кристаллов. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948₂.
- Леммлейн Г. Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах.— Докл. АН СССР, 1950, 72, № 4.
- Леммлейн Г. Г. Об окраске двухцветных кристаллов топаза.— Труды Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1951₁, вып. 6.
- Леммлейн Г. Г. Процесс залечивания трещины в кристалле и преобразования формы полостей вторичных и жидких включений.— Докл. АН СССР, 1951₂, 78, № 4.
- Леммлейн Г. Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла.— Докл. АН СССР, 1953, 89, № 2.
- Леммлейн Г. Г. Самозалечивание трещин в кристалле.— Труды Ин-та кристаллогр. АН СССР, 1954, № 10.
- Леммлейн Г. Г. Дополнение по отечественной литературе о жидких включениях в минералах и о геологической термометрии. В кн. Ф. Г. Смит «Геологическая термометрия по включениям в минералах». М., ИЛ, 1956.
- Леммлейн Г. Г. Классификация жидких включений в минералах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, № 2.
- Леммлейн Г. Г., Дукова Е. Д. Образование винтовых дислокаций в процессе роста кристалла.— Кристаллография, 1956, 1, вып. 3.
- Леонтьева А. А. Кристаллизация двух оливиновых базальтов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947, ч. 76, № 3.
- Ленезин Г. Г. Происхождение прямой и обратной зональности в метаморфических плагноклазах.— Докл. АН СССР, 1968, 183, № 6.
- Лифшиц Б. Г., Новиков В. Ю. К вопросу о «зародышах» вторичной рекристаллизации.— Физика металлов и металловедение, 1962, вып. 1.
- Лифшиц П. М., Слезов В. В. О кинетике диффузионного распада пересыщенных твердых растворов.— Ж. эксперим. и теорет. физики, 1958₁, вып. 2.
- Ломоносов М. В. О слоях земных. М., Госгеолиздат, 1949.
- Лялов Ю. В. О сингенетических включениях гетита и гематита в кристаллах кварца из пегматитов Вольни.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, № 17.
- Лялов Ю. В. О соотношении линейных скоростей роста двух совместно кристаллизующихся минералов. В сб. «Исследования минералообразующихся растворов». М., «Недра», 1966.
- Лялов Ю. В., Пизнюр А. В. О сингенетических твердых включениях в минералах.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1964, № 18, вып. 2.
- Макаров В. Н. Возможные минералогические уровни в измененных ультраосновных породах.— В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», № 7. Л., «Наука», 1969.
- Максимович Г. А. Кальцитовые пленки озерных ванночек пещер.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 1.
- Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М., «Наука», 1971.
- Малиновский Е. П. Растворение и перетложение молибденита в процессе микрорекристаллизации на Первомайском месторождении.— Геолог. рудн. месторождений, 1960, № 3.
- Мартыанова Р. М. Гипс и неизоморфные примеси.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1970, № 2.
- Марфунии А. С. Материалы к истории Дашкесанского массива и его контактного поля.— Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 165.
- Марфунии А. С. Наблюдения над последовательностью превращений полевых шпатов в твердом состоянии.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
- Минеев Д. А. Применение метода автордиографии в генетической минералогии,

- геохимии и кристалломорфологии.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 18.
- Милеев Д. А., Разенкова Н. И. О зональности кристаллов пирохлора.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 1.
- Минералы, справочник. т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960; т. II, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963; т. II, вып. 2. М., «Наука», 1965; т. II, вып. 3. М., «Наука», 1967; т. III, вып. 1. М., «Наука», 1972.
- Мирополюский Л. М., Ковязин Н. М. О гипсе из отложений готерива в Тат. АССР и прилегающих районах Ульяновской области.— Докл. АН СССР, 1950, 70, № 3.
- Мизеев В. И., Шафрановский И. И. О совпадении теоретических и генетических типов цинковой обманки.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, ч. 77, № 4.
- Моисеенко В. Г. Поведение золота при термическом метаморфизме. В сб. «Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
- Мокриевский В. А. К вопросу об искажении облика природных кристаллов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1953, ч. 82, № 3.
- Мокриевский В. А., Самусина С. Н., Скропышев А. В. Внутренняя морфология двойников по (0001) исландского шпата.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 2.
- Мокриевский В. А., Семенюк С. П. Скелетный рост кристаллов в вязкой среде.— Записки Всес. мин. об-ва, 1952, ч. 81, № 2.
- Мязь Н. И., Франк-Каменецкий В. А., Каменцев И. Е. Закономерное срастание кварца и пирита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 4.
- Наковник Н. И. О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, № 4.
- Наливкин А. Б. Об особенностях и причине неравномерного роста кристаллов турмалина.— Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 3.
- Наливкина Э. Б. О некоторых явлениях кристаллизации и деформации минералов в метаморфических породах.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, вып. 3.
- Немец Д. Взаимное ориентированное обрастание различных полевых шпатов в изверженных горных породах. В сб. «Онтогенетические методы изучения минералов». М., «Наука», 1970.
- Никитин В. Д. Зональность и микрizonaльность в мусковите.— Записки Всес. мин. об-ва, 1952₁, ч. 81, № 2.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных керамических пегматитах.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1952₂, 27, вып. 2.
- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. В сб. «Кристаллография». Л., Изд-во ЛГУ, 1955, вып. 4.
- Никитин В. Д. Строение и генезис пильменных гранитов в пегматитовых жилах.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1958, 33, вып. 2.
- Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. — Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 5.
- Никитичев П. И., Клещев Г. В., Кашкуров К. Ф. и др. Некоторые особенности формирования призмы {1120} синтетических кристаллов корунда, выращенных гидротермальным методом.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 3.
- Николаева Л. А., Бадалова Р. П. Внутренняя структура самородного золота.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. Ультра- и микропористость магнетита некоторых районов Урала.— Труды 4-го совещ. по экспер. минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1951, вып. 1.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. Зональное изменение плотности кристалла магнетита.— Докл. АН СССР, 1952, 82, № 6.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елькина Н. Т. К характеристике пористости магнетита некоторых месторождений Урала.— Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1955, вып. 26.
- Опицина Н. М., Мокриевский В. А., Татарский В. Б. Поведение вициналей октаэдра квасцов в направленном потоке раствора.— Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 2.
- Онтогенетические методы изучения минералов. М., «Наука», 1970.
- Орлов Ю. Л., Кодочигов П. Н. Эпигенетическое окрашивание кристаллов алмаза в дымчатые и розовато-лиловые цвета.— Труды Мин. Музея АН СССР, 1958, вып. 18.
- Осинский А. В. О мозаичном и расщепленном росте кристаллов кварца.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Осинский А. В. Хрусталеносные кварц-полевошпатовые тела Майдантала (Тянь-Шань).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1969, 147.
- Палатник Л. С., Папиров И. И. Ориентированная кристаллизация. М., «Металлургия», 1964.
- Пахомова Т. В. О внутреннем сложении кристаллов вилуита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 5.
- Пахомова Т. В. О двух генерациях вилуита и явлении гетерометрии. В сб. «Новые исследования в геологии». Л., 1969, вып. 1.
- Перфильев Б. В., Габе Д. Р. Капилляр-

- ные методы изучения микроорганизмов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Петрова Ю. Б., Безрукова Э. А.* Пульсации скорости роста и слои роста монокристаллов штрицевого феррограната при выращивании из расплава.— Неорганические материалы, 1970, 6, № 7.
- Петровская Н. В.* Типоморфизм и некоторые черты генезиса самородного золота в убогосульфидных рудах формации малых глубин. В сб. «Типоморфизм минералов». М.: «Наука», 1969.
- Петровская Н. В., Фастолович А. И.* Изменения внутренней структуры самородного золота в условиях россыпей. В кн. «Вопросы геологии Азии». М., Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.
- Петровская Н. В., Фролова К. Е., Пляшкевич Л. Н.* Тонкая мозаичная структура самородного золота (по электронно-микроскопическим данным).— Докл. АН СССР, 1970, 191, № 2.
- Петрунь В. Ф.* О мозаичном строении кристаллов кальцита.— Труды Криворожск. горнорудн. ин-та, серия геол. и мин., 1958, вып. 2.
- Петрунь В. Ф.* К вопросу о скорости гипергенного псевдоморфообразования. В сб. «Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии». Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Пилипенко П. П.* Калангуйское и Абагатуйское плавиковые месторождения Восточного Забайкалья.— Труды МГРИ, 1937, 8.
- Пискунов Б. П.* К методике изучения зональности пироксенов диопсид-авгитового ряда.— Записки Всес. мин. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 4.
- Письменный В. А.* Влияние симметрии движущейся среды на видимую симметрию кристаллов, ч. I.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1970, № 24, вып. 1.
- Пичугин М. С., Харитонов Ю. А., Белов Н. В.* Морфологические особенности доломита в свете кристаллохимии и их литологическое значение.— Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 1.
- Поваренных А. С.* О зависимости облика минерального индивида от его структуры и условий кристаллизации. В сб. «Морфология, свойства и генезис минералов». Киев, «Наукова думка», 1965.
- Полякова О. П.* О разложении сульфатаплатов в рудах Смирновского месторождения (Забайкалье).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 18.
- Протопопов А. Л.* О находке зональных кристаллов галита. В сб. «Вопросы добычи и переработки галургического сырья». М.—Л., «Химия», 1966.
- Прохорова С. М., Езикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитовосность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород.— Труды НИИГА. М., «Недра», 1966, 140.
- Пушин Ю. О.* Перекристаллизация с укрупнением зерна в водном растворе.— Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 3.
- Пушин Ю. О.* К вопросу механизма перекристаллизации.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 4.
- Пуширам К.* Окраска и люминесценция минералов. М., ИЛ, 1959.
- Пяк А. В.* Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Пятенко Ю. А.* О поведении метамиктных минералов при нагревании в связи с общей проблемой метамиктизации.— Геохимия, 1970, № 9.
- Радкевич Е. А.* Метаморфизм руд Синанчи.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
- Радкевич Е. А.* О сульфостаннатах в касситерито-сульфидном Синанчинском месторождении Южного Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 18.
- Райс Г. Б.* Искажение кристаллической решетки на границе раздела механического двойникования кальцита.— Кристаллография, 1958, 3.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сравнения. М., ИЛ, 1962.
- Ранкама К.* Изотопы в геологии. М., ИЛ, 1956.
- Раст Н.* Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. В сб. «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.
- Римская-Корсакова О. М., Краснова Ш. П., Петров Т. Г., Поликарпова В. Н.* О природе узоров, наблюдаемых на плоскостях спайности некоторых флогопитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, № 2.
- Розенберг М., Поспишил Л.* К вопросу изучения серных бактерий.— Чехословацкая биология, 1953, 2, вып. 2.
- Рост кристаллов. Сборник I—IX. Изд-во АН СССР — «Наука», 1957—1972.
- Руденко С. А.* О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариуполите.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, № 4.
- Рундквист Д. В.* О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений (на примере Хинганского оловорудного месторождения).— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, № 4.
- Рундквист Д. В.* Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 2.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971.

- Русинов В. Л.* Неупорядоченный гидротермальный албит и его петрографическое значение.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 2.
- Русинов В. Л.* Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропитализации. В сб. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». М., «Наука», 1968.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.— М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Самсонова Н. С.* Минерализация мраморов в экзоконтактах сподуменовых пегматитов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 1.
- Самойлов Я. В.* Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа (Донецкий бассейн).— Материалы для геологии России, 1906, 23, вып. 1.
- Самойлов Я. В.* Биолиты. Л., Химтехиздат, 1929.
- Сафронова Г. П.* О зональном мусковите из северокарельских пегматитов.— Труды Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26.
- Сахоненко В. В., Римская-Корсакова О. М.* Об изменении формы кристаллов граната в процессе роста. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 1. Л., ЛГУ, 1964.
- Севергин В. М.* Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел, ч. 1. СПб., 1798.
- Сергеев В. Н.* О неравномерном росте индивидов магнетита в рудах Каллиостровского месторождения (Хакассия). В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Сергеев В. Н., Кузьмин А. М.* Внутреннее строение и генезис минеральных индивидов на примере магнетита.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
- Сергеев В. Н., Кузьмин А. М.* О внутренней морфологии кристаллов магнетита.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 3.
- Синельников Н. Н.* О превращении кварца в кристобалит в температурной области устойчивости тридимита.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 5.
- Сливко М. М.* Об отгалькивании и захвате твердых частиц растущими кристаллами турмалина. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Собельман Е. П., Тюляева Н. Г., Каширин В. Ф.* Об одной закономерности секториального строения кристаллов, выращенных из расплава.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 2.
- Соколов Я. Н.* Кварцевые хрусталеносные жилы в скарнах.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1969, 147, вып. 2.
- Соколова Г. А., Каравайко Г. И.* Физиология и геохимическая деятельность тионовых бактерий. М., «Наука», 1964.
- Солдатова В. П., Старцев В. И.* О равновесной форме двойника, затормозившегося у препятствия.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 3.
- Солодовникова Л. Л.* Бариты Тюя-Муоненского рудника.— Труды Мин. музея АН СССР, 1927, 2.
- Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка, перевод с англ. М., «Мир», 1969.
- Сребродольский В. И.* Особенности роста кристаллов и двойников самородной серы. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Старик И. Е.* Роль вторичных процессов при определении возраста пород радиоактивными методами.— «Геохимия», 1956, № 5.
- Старик И. Е.* Ядерная геохронология. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Старков Н. П., Флаасс Г. Е.* Формы зерен акцессорного циркона в породах кристаллического фундамента Русской платформы. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Старцев М. И.* Исследование поворотов кристаллической решетки при пластической деформации.— Ж. эксперим. и теорет. физики, 1940, 40, вып. 6.
- Степняковский А. М.* Морозные образования на поверхности почвы — Природа, 1949, № 10.
- Степанов В. И.* О замещении топаза опалом.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 4.
- Стрелкин М. Ф.* Некоторые поисковые признаки оловосных пегматитов Колбы. В сб. «Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Сузуки Т.* Связь между некоторыми свойствами шпиритов и их образованием. В сб. «Оптогенетические методы изучения минералов». М., «Наука», 1970.
- Тарновский Г. Н.* Кристаллографическое исследование турмалинов из пегматитовых жил Сибири.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
- Тараитов А. С., Гаурилина К. С.* О разложении блеклых руд с образованием арсеношприта и халькошприта. В сб. «Методы изучения вещественного состава и их применение». Новосибирск, «Наука», 1969, вып. 2.
- Тейс Р. В., Чупахин М. С., Найдин Д. П.* Определение палеотемператур по изо-

- тошному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых Крыма.— *Геохимия*, 1956, вып. 5.
- Терзиев Г.* Минералогия на олово-цинковом месторождении Димов-дол — Голям Палас.— *Труды Върху геол. на България, серия геохим., минерал., петрограф., кн. IV*, 1963.
- Терзиев Г. И., Хисина Т.* Генетически хабитусни типове при барита. *Труды Геол. ин-та Болг. АН, серия геохим., минерал и петрогр., т. IV*, 1963.
- Толстой А. И.* О некоторых особенностях оптических свойств мусковитов Мамско-Витимского месторождения.— *Труды Всес. н.-и. ин-та «Асбесцемент», 1956, вып. 5.*
- Трейвус Е. Б.* Два примера ложных простых форм кристалла.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1959, ч. 88, вып. 4.
- Трейвус Е. Б.* Полярные диаграммы скоростей роста и растворения кристаллов.— *Вестник ЛГУ, серия геол., геогр., 1966, вып. 4, № 24.*
- Трейвус Е. Б., Петров Т. Г., Каменцев И. Е.* О возникновении дислокаций на границе пирамид роста кристаллов.— *Кристаллография*, 1965, 10, вып. 3.
- Уклонский А. С.* О перемещенных минералах.— *Изв. АН Узб. ССР*, 1955, № 8.
- Уклонский А. С.* К вопросу о перемещенных минералах.— *Труды Средне-Азиатск. ун-та, геол. науки*, 1956, кн. 7, вып. 82.
- Уклонский А. С.* О сингенезе и эпигенезе минералов.— *Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва*, 1959, вып. 13.
- Урусовская А. А., Ягаджан Р., Класен-Неклюдова М. В.* Дислокационная текстура в кристаллах PbS в области действия сосредоточенной нагрузки.— *Кристаллография*, 1963, 8, вып. 4.
- Ушаковский В. Т.* Некоторые вопросы роста кристаллов кварца.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1968, ч. 97, вып. 5.
- Ушаковский В. Т., Кашкуров К. Ф., Симонов А. В.* К вопросу о зависимости формы искусственных кристаллов кварца от условий роста.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Фекличев В. Г.* Исследование зональных кристаллов берилла из занорышей пегматитов.— *Труды ИМГРЭ АН СССР*, 1962, вып. 8.
- Фекличев В. Г.* Микроструктуроморфологический анализ. М., «Наука», 1966.
- Ферберн Х. В.* Структурная петрология деформированных горных пород. М., ИЛ, 1949.
- Ферсман А. Е.* Элементы разграничения двух одновременно кристаллизующихся веществ.— *Докл. АН СССР, серия А*, 1922, декабрь — январь.
- Ферсман А. Е.* Достижения советской минералогии и геохимии за последние годы (1929—1935). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Ферсман А. Е.* К геолого-минералогическому исследованию Сакского озера.— *Избр. труды, т. I*. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Фивег М. П.* О длительности накопления соляных толщ.— *Труды Всес. н.-и. ин-та галургии*, 1954, вып. 29.
- Филимонова А. А.* Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд.— *Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 3.*
- Филиппов Е. М.* Прикладная ядерная геофизика. Применение источников ядерного излучения в геологии и геофизике. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П.* Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород Севера Урала и Тимана. Л., «Наука», 1968.
- Флиин Д.* Деформация при метаморфизме. В сб. «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.
- Франк-Каменецкий В. А.* Ориентированные ростки кристаллов халькопирита и куприта в барите из Индышской жилы (Северный Кавказ).— *Ученые записки ЛГУ*, 1940, № 45, вып. 8.
- Франк-Каменецкий В. А.* Строение поверхности страстания кристаллов барита.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1948, ч. 77, № 3.
- Франк-Каменецкий В. А.* О последовательности природной кристаллизации барита.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1949, ч. 78, № 3.
- Франк-Каменецкий В. А.* Минералогия и кристаллография барита из жил в верховьях р. Кубани.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1951, ч. 80, № 1.
- Франк-Каменецкий В. А.* Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Футегендлер С. И., Шеманин В. И., Хателишевили Г. В.* О составе и распределении включений в кристаллах синтетического алмаза.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1969, ч. 98, вып. 5.
- Хаимов-Мальков В. Я.* К термодинамике кристаллизационного давления. В кн. «Рост кристаллов», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Хаимов-Мальков В. Я.* К вопросу экспериментального определения величины кристаллизационного давления. Там же, 1959.
- Хаимов-Мальков В. Я.* Условия роста кристаллов, соприкасающихся с макропрепятствием. Там же, 1959.
- Хаимов-Мальков В. Я., Жмурова З. И., Багдасаров К. С., Акуленок Е. М.*

- К вопросу о секториальном росте кристаллов.— Кристаллография, 1962, 7, вып. 3.
- Харкер А. Метаморфизм. М., Цветметиздат, 1937.
- Хартман П. Зависимость морфологии кристалла от кристаллической структуры. В кн. «Рост кристаллов». М., «Наука», 1967, VII.
- Хауффе К. Реакции в твердых телах и на их поверхности, ч. I. М., 1962.
- Хейнз В. Трещиноватость около метамиктных минералов. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Метаморфизм пород Китайской свиты в Восточном Саяне.— Труды Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, «Наука», 1965, вып. 31.
- Хонигман Б. Рост и форма кристаллов М., ИЛ, 1961.
- Хотина М. И. Химический состав везувияна с зональным и секториальным строением из Норильского района.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 5.
- Цимбаленко М. Н. Опыты по перекристаллизации альбита и мусковита.— Докл. АН СССР, 1952, 84, № 1.
- Чащинов Ю. М., Мокиевский В. А. Симметрия межзеренных границ.— Записки Всес. мин. об-ва, 1971, ч. 100, № 2.
- Челищев Н. Ф. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях. В сб. «Онтогенетические методы исследования минералов». М., «Наука», 1970.
- Червяковский Г. Ф. Опыты по перекристаллизации некоторых сульфидных минералов.— Докл. АН СССР, 1952, 83, № 5.
- Чернов А. А. Слоисто-спиральный рост кристаллов.— Успехи физич. наук, 1961, 73, вып. 2.
- Чернышева М. А. Влияние зонарного и секториального строения на распределение двойников (доменов) в кристалле сегнетовой соли.— Докл. АН СССР, 1953, 91, № 1.
- Чесноков Б. В. Определение приращения объема минерала при метамиктном распаде.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956₁, ч. 85, № 4.
- Чесноков Б. В. Об ориентировке кристаллов полевого шпата на стенках трещин в мнаскитах Вишневых гор на Урале.— Труды Свердл. горн. ин-та, 1956₂, вып. 26.
- Чесноков Б. В. О люминесценции и внутреннем строении кристаллов циркона из Вишневых гор на Урале.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 5.
- Чесноков Б. В. Жилы альпийского типа в щелочных породах Вишневых гор.— Труды Свердл. горн. ин-та, Свердловск, 1963, вып. 42.
- Чесноков Б. В. Деформация металлического стержня при механическом двойниковании кристалла кальцита.— Кристаллография, 1965, 10, вып. 2.
- Чесноков Б. В. К вопросу об отличии первичных и механических полисинтетических двойников. В сб. «Онтогенетические методы изучения минералов». М., «Наука», 1970.
- Чесноков Б. В., Попов В. А. Увеличение объема зерен кварца в эколитах Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 4.
- Чесноков Б. В., Яшкин В. И. Теневые псевдоморфозы амфибола по гранату из амфиболитов Среднего Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, № 1.
- Чураков А. П. К вопросу о структуре и росте трубчатых сталактитов.— Труды С.-Петербургск. об-ва естественных испытателей, Отдел. геологии и минералогии, 1911, 35, вып. 5.
- Чуриков В. С. Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. В сб. «Материалы по геол. рудных месторожд., петрогр., минерал. и геохимии». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Чухров Ф. В. К минералогии фитоморфоз и ископаемых костей.— Труды ГИН АН СССР, 1940, вып. 10.
- Шадлуи Т. Н. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита в колчеданных залежах.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950₁, № 4.
- Шадлуи Т. Н. Катаклиз и пластическая деформация рудообразующих минералов. В кн. А. Г. Бетехтина и др. «Текстуры и структуры руд». М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шафрановский И. И. Этюды по кристаллографии кварца с Приполярного Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1944, ч. 73, № 1.
- Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, № 3.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов, ч. I. Л., Изд-во ЛГУ, 1957.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов (кривогранные, скелетные и зернистые формы). М., Госгеолтехиздат, 1961₁.
- Шафрановский И. И. Кристаллография двойников.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961₂, ч. 90, вып. 1.
- Шафрановский И. И., Григорьев Д. П. О поверхностях соприсосновения кристаллических индивидов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, ч. 77, № 3.

- Шафрановский И. И., Мокиевский В. А.* Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, № 2.
- Шафрановский И. И., Мокиевский В. А., Дементьева Г. И.* Систематика и симметрия кристаллических востров в монокристалльной среде.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.
- Шахов Ф. Н.* Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шевченко Е. В.* Физико-математический анализ скорости роста минералов в малых интрузиях.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 2.
- Шенгелия Д. М., Кецховели Д. Н.* О северокавказских плагиоклазах метаморфического происхождения.— Изв. вузов, геология и разведка, 1969, № 1.
- Шефталъ Н. Н.* К вопросу о реальном кристаллообразовании. В сб. «Рост кристаллов», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шефталъ Н. Н.* Ритмичность в процессах роста кристаллов.— Вестник МГУ, геология. М., 1966, № 6.
- Шкабара М. Н.* Кальцит как геологический термометр.— Зап. Н.-и. ин-та геол. Харьк. гос. ун-та, 1940, 8.
- Шубников А. В.* Как растут кристаллы. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Шубников А. В.* Симметрия и физические свойства пирамид роста.— Кристаллография, 1961, 6, вып. 3.
- Шур А. С., Елькина Н. Т.* Некоторые особенности формирования ультра- и микропор в горных породах и минералах при гидротермальном метасоматозе.— Геология и геофизика, 1967, № 7.
- Шур А. С., Ануфриев Ю. Н., Елькина Н. Т.* Ультра- и микропористость кристаллов кварца.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 6.
- Шур А. С., Елькина Н. Т., Знаменский Н. Д.* Ультра- и микропористость микроклин-пертитов.— Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1961, вып. 56.
- Шуколюков Ю. А., Крылов И. Н., Толстихин И. Н., Овчинникова Г. В.* Треки осколков деления урана в мусковите.— Геохимия, 1965, № 3.
- Шуколюков Ю. А., Кожаров А. Н.* Треки осколков деления урана в монаците.— Бюлл. комисс. по опр. абс. возр. геол. формаций АН СССР, 1970, вып. 9.
- Шустов А. В.* Трещиноватость и деформации кристаллов мусковита в пегматитовых жилах Укр. кристал. массива.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10.
- Шустов А. В.* Особенности симметрии некоторых двойников исландского шпата.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 3.
- Шустов А. В.* Секториальное строение кристаллов исландского шпата из эвенкийских месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 1.
- Шеколкин А. А., Азанов В. М., Синкевич Г. А., Рундквист И. Н.* Метаморфизм безрудного жильного кварца на Среднем и Южном Урале. В сб. «Ортогенетические методы изучения минералов». М., «Наука», 1970.
- Эрлих Э. Н.* К минералогии и генезису кварцевой жилы в районе киплака Гажни в Гиссарском хребте. В сб. «Научн. работы студентов Ленингр. горн. ин-та». Л., 1957, вып. 2.
- Юри Г., Лоуенштам Г., Эпштейн С., Мак-Кинни К.* Определение палеотемператур, в частности температур верхнего мела Англии, Дании и юго-восточных штатов США. В сб. «Изотопы в геологии». М., ИЛ, 1954.
- Юшкин Н. П.* Морфология и рост реальных кристаллов самородной серы в Шорсу.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 3.
- Юшкин Н. П.* Морфология и рост расщепленных кристаллов целестина. В сб. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов». М., «Наука», 1966.
- Юшкин Н. П.* Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., «Наука», 1968.
- Юшкин Н. П.* Понятие о минерале и таксономические системы минералогии.— Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1971, вып. 15.
- Юшкин Н. П.* Механические свойства минералов. Л., «Наука», 1973.
- Юшко С. А.* Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма.— Труды ИГН АН СССР, 1941, вып. 41.
- Якшин В. И.* Рутилизация сфена в жилах альпийского типа.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 2.
- Янулов К. П.* О законе пределов эпитаксических сростаний.— Докл. АН СССР, 1948, 62, № 6.
- Ярош П. Я.* Некоторые детали внутреннего строения зерен пирита из колчеданных месторождений Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1953, ч. 82, № 4.
- Ярош П. Я.* О зонах роста в сфалерите из колчеданных месторождений Урала.— Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1965, вып. 70.
- Ярош П. Я., Юрин Ю. Ф.* Использование фотолуминесценции сфалерита при решении некоторых вопросов генезиса колчеданных руд.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, № 6.
- Ярошевский А. А.* К вопросу о связи формы кристаллов гранатов с условиями образования.— Труды Мин. музея АН СССР, 1959, вып. 10.

- Ahrens T. J., Fleischer R. L., Price P. B., Wood R. T. Erasure of fission tracks in glasses and silicates by shock waves.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1970, 8, N 6.
- Akizuki M. Splitting of liquid inclusions in a potassium alum crystal.— *Sci. Repts. Tohoku Univ.*, Ser. 3, 1965, 9, N 2.
- Akizuki M. Primary liquid inclusions in fluorite under electron microscope.— *Sci. Repts. Tohoku Univ.*, Ser. 3, 1966, 9, N 3.
- Akizuki M. Electron microscope observation of liquid inclusions in fluorite from some Mississippi valley type deposits of America.— *Sci. Repts. Tohoku Univ.* Ser. 3, 1967, 10, N 1.
- Akizuki M. Slip structure of heated sphalerite.— *Amer. Mineralogist*, 1970, 55, N 6/7.
- Aslanian S., Kostov I., Neels H. Komplexe Zwillinge und Sphärolite von Nahcolith (NaHCO₃).— *Kristall und Technik*, 1968, 3, N 4.
- Augustihis S. S. Oscillatory zoning of plagioclase phenocrysts of the olivine-basalt from Debra-Sina, Ethiopia.— *Chem. Erde*, 1963, 23, H 1.
- Bandy M. C. Direction of low of mineralizing solution.— *Econ. Geol.*, 1942, 37, N 4.
- Banfield J., Seager A. F. Crystal growth of galena.— *Papers and Proc. 5th Gen. Meet. Internat. Mineral Assoc.*, Cambridge, 1966.
- Bastin E. S. Interpretation of ore textures.— *Geol. Soc. America, Mem.*, 45, 1950.
- Becke F. Der Aufbau der Kristalle aus Anwachkegeln.— *Jahrbuch. J. Naturwiss.*, «Lotos», 1894, 14.
- Becke F. Über Mineralbestand und Struktur der kristallischen Scheifer.— *Compt. rend. IX Sess. Congr. Géol. internat.*, Vienne, 1904.
- Becke F. Über die Ausbildung der Zwillingkristalle.— *Fortschr. Mineral.*, 1911, 1.
- Becke F. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Scheifer.— *Denkschr. Akad. Wiss. Wien*, 1913, 75.
- Becker G. F., Day A. L. The linear force of growing crystals.— *Proc. Wash Acad. Sci.*, 1905, 7.
- Bens A. E., Papike J. J., Lindsley D. H. Crystallisation histories of clinopyroxenes in two porphyritic rocks from Oceanus Procellarum.— *Proc. 2 Lunar Sci. Conf.*, 1, 1971.
- Bernauer F. «Gedrillte» Kristalle. Berlin, Verl. «Gebr. Bontralger», 1929.
- Berner R. A. Rate of concretion growth.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, 32, N 5.
- Berner R. A. Sedimentary pyrite formation.— *Amer. J. Sci.*, 1970, 268, N 1.
- Biese W. Ueber das Auftreten eines Kalkarbonate in den Südharzer Cripsgözen.— *Jahrb. preuss. Geol. Landesanst.*, 1931, 51, H 2.
- Blacker B. A. Convolute zoning of plagioclase phenocrysts in miocene volcanics from the western Santa Monica Mountains, California.— *Amer. Mineralogist*, 1968, 53, N 5/6.
- Blum J. R. Die Pseudomorphosen des Mineralreich. Leipzig, 1843. Nachtrag. 1, 1847; 2, 1852; 3, 1863, 4, 1879.
- Boettcher A. L., Piwinskii A. J., Knowles C. R. Zoned potash feldspars from the Rainy Creed complex near Libby, Montana.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1967, 3, N 1.
- Borg J. Y., Heard H. C. Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclase.— *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1969, 23, N 2.
- Bottlinga Y., Kudo A., Weill D. Some observation on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase.— *Amer. Mineralogist*, 1966, 51, N 5/6.
- Boyd F. R., Smith D. Compositional zoning in pyroxenes from lunar rock 12021, Oceanus Procellarum.— *J. Petrol.*, 1971, 12, N 3.
- Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 1894.
- Brown E. H. Some zoned garnets from the greenschist facies.— *Amer. Mineralogist*, 1969, 54, N 11/12.
- Buerger M. J. The plastic deformation of ore minerals.— *Amer. Mineralogist*, 1928, 13.
- Buerger M. J. Translation-gliding in crystals.— *Amer. Mineralogist*, 1930, 15, N2.
- Buerger M. J. The lineage structure of crystals.— *Z. Kristallogr.*, 1934, 89, H. 3—4.
- Buerger M. J. The genesis of twin crystals.— *Amer. Mineralogist*, 1945, 30.
- Buerger M. J., Washken E. Metamorphism of minerals.— *Amer. Mineralogist*, 1947, 32, N 5/6.
- Bulter P. Jr. Compositional characteristics of olivines from Apollo 12 samples.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, 36, N 7.
- Cannon R. S. Lead isotope variation with crystal zoning in a galena crystal.— *Science*, 1963, 142, N 3592.
- Capedri S. New evidence on secondary twinning in albitic plagioclases.— *Contribs Mineral and Petrol.*, 1970, 25, N 4.
- Carmichael D. M. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1969, 20, N 3.
- Carr J. M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Mineral. Mag.*, 1954, 30, N 225.

- Carstens H.* The lineage structure of quartz.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, 18, N 4.
- Carter N. L., Barry R. C.* Principal stress directions from plastic flow in crystals.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, 80, N 7.
- Carter N. L., Raleigh C. B., DeCarli P. S.* Deformation of olivine in stony meteorites.— *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 16.
- Chapman W. M.* A study of feldspar twinning in a differentiated sill.— *Amer. Mineralogist*, 1936, 21, N 1.
- Christie J. M., Heard H. C., LaMori P. N.* Experimental deformation of quartz single crystals at 27 to 30 kilobars confining pressure and 24° C.— *Amer. J. Sci.*, 1964, 262, N 1.
- Coleman R. G., Delavaux A.* Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the Western United States.— *Econ Geol.*, 1957, 52, N 5.
- Correns K. W., Steinborn W.* Experimente zur Messung und Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft.— *Z. Kristallogr.*, 1939, 101.
- Cottrell A. H.* Dislocations and plastic flow in crustals. Oxford, 1953.
- Cottrell A. H.* Theoretical structural metallurgy. London, 1954.
- Cox F. C.* Inclusions in garnet: discussion and suggested mechanism of growth for syntectonic garnets.— *Geol. Mag.*, 1969, 106, N 1.
- Davidson A., Wyllie P. J.* Zoned magnetite and platy magnetite in Cornwall type ore deposits.— *Econ. Geol.*, 1965, 60, N 4.
- Dekeyser W., Amelinckx S.* Les dislocations et la croissance des cristaux. Paris, 1955.
- De Vore G. W.* Surface chemistry as a chemical control on mineral association.— *J. Geol.*, 1956, 64, N 1.
- Doelter C.* Handbuch der Mineralchemie. Dresden, Leipzig, Bd. I, 1911—1912; Bd. II, T. 1, 1912—1914; T. 2, 1914—1917; Bd. III, T. 1, 1913—1918; T. 2, 1919—1926; Bd. IV, 1925—1926; T. 2, 1926—1929; T. 3, 1929—1937.
- Donnelly Th. W.* Kinetic considerations in the genesis of growth twinning.— *Amer. Mineralogist*, 1967, 52, N 1/2.
- Donney G., Donney J. D.* The crystallography of bastnaesite, parisite, roentgenite and synchisite.— *Amer. Mineralogist.*, 1953, 38, N 11/12.
- Douglas G. V., Goodman N. R., Millican G. C.* On the nature of replacement.— *Econ. Geol.*, 1946, 41, N 5.
- Dubley P. P.* Electron microprobe analyses of garnet in glaucophane schists and associated eclogites.— *Amer. Mineralogist*, 1969, 54, N 7/8.
- Edwards A. B.* Textures of the ore minerals and their significance.— *Austral. Inst. Mining and Metallurg. Engrs*, 1947.
- ElBaz F., Amstutz G. C.* A statistical study of bravoite zoning.— *Mineral Soc. America, Spec. Paper*, 1963, 1.
- Engel A. E. J.* The quartz crystal deposits of Western Arkansas.— *Econ. Geol.*, 1946, 41, N 6.
- Engel A. E. J.* The direction of flow of mineralizing solutions.— *Econ. Geol.*, 1948, 43, N 8.
- Fersmann A.* Geochemische Diagramme.— *Neues Jahrb. Mineral.*, 1931, Abt. A, Beil.— Bd. 64.
- Fisher L. W.* Growth of stalactites.— *Amer. Mineralogist*, 1934, 19, N 9.
- Fornaca R. G.* Th²³⁰/Th²³⁴-dating of cave concretions.— *Earth. and Planet. Sci. Letters*, 1968, 5, N 2.
- Fox P. G., Soria-Ruiz J.* Fracture-induced thermal decomposition in brittle crystalline solids.— *Proc. Roy. Soc. London*, 1970, A 317, N 1528.
- Frankel J. J.* Abraded pyrite crystals from the Witwatersrand gold mines.— *Mineral. Mag.*, 1957, 31, N 236.
- Fron del C.* Mineral incrustation upon the edges and corners of crystals.— *Amer. Mus. Novitates*, 1934₁, N 759.
- Fron del C.* Selective incrustation of crustal form.— *Amer. Mineralogist*, 1934₂, 19, N 7.
- Fron del C.* Twisted crustals of pyrite and smoky quartz.— *Amer. Mus. Novitates*, 1936, N 829.
- Gentry R. V.* Giant radioactive halos: indicators of unknown radioactivity?— *Science*, 1970, 169, N 3946.
- Goguel J.* La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques.— *Bull. Soc. géol. France*, 1966, 7, N 5.
- Gomes C. B.* Electron microprobe analysis of zoned melanites.— *Amer. Mineralogist*, 1969, 54, N 11/12.
- Gorai M.* Petrological studies on plagioclase twin.— *Amer. Mineralogist*, 1950, 36, N 11/12.
- Griffin L. J.* Observation of unimolecular growth steps on crystal surface.— *Philos. Mag.*, 1950, 41, N 313.
- Grigoriev D. P.* The origin of quartz as a fissure mineral of the Alpine type with special reference to occurrences in the USSR.— *Inst. «Lucas Mallada», C. A. I. C. (España), Cursos y Conferencias*, fasc. 7, 1960.
- Grigoriev D. P.* Wachstum und Formen der Minerale.— *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. B, Mineral., Lagerstätt.*, 1968, 13, N 3.
- Grigoriev D. P., Luschnikov V. G.* Die Kristallisation von Quarz auf Pegmatit und Granit.— *Ber. geol. Ges. DDR*, 1962, 7, H. 4/62.

- Gross W. H.* The direction of flow of mineralizing solutions Blyklippen mine, Greenland.— *Econ. Geol.*, 1956, 51, N 5.
- Härme M., Siivola J.* Plagioclase zoning in a gabbroic dike from Alatornio, Northern Finland.— *Bull. Commiss. géol. Finlande*, 1966, N 222.
- Harris J. M., Milledge H. J., Barron H. J., Munn R. W.* Thermal expansion of garnets included in diamond.— *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 29.
- Hartman P.* A discussion on «oriented olivine inclusions in diamond».— *Amer. Mineralogist*, 1954, 39.
- Hartman P.* On the morphology of growth twins.— *Z. Kristallogr.*, 1956, 107, H. 3.
- Haynes V.* Compromise growth surfaces on pegmatite minerals.— *Amer. Mineralogist*, 1959, 44, N 9/10.
- Hendricks S. B.* Screw dislocations and charge balance as factors of crustal growth.— *Amer. Mineralogist*, 1955, 40, N 3/4.
- Hollister L. S.* Origin, mechanism and consequences of compositional sector-zoning in staurolite.— *Amer. Mineralogist*, 1970, 55, N 5/6.
- Hollister L. S., Bence A. E.* Staurolite. Sectoral compositional variations.— *Science*, 1967, 158, N 3804.
- Hollister L. S., Hargraves R. B.* Compositional zoning and its significance in pyroxenes from two coarse grained Apollo 11 samples.— *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 1970, 1.
- Holzner J.* Über die Aufwachsung der Kristalle.— *Z. Kristallogr.*, 1927, 65.
- Hosking K. F. J.* The pegmatites of Trolvis Quarry, Carnmenellis, Cornwall.— *Geol. Mag.*, 1954, 91, N 4.
- Jackson K. A., Uhlmann D. R., Hunt J. D.* On the nature of crystal growth from the melt.— *J. Cryst. Growth*, 1967, 1.
- Jamada H.* Zonal structure of hornblendes in Senmaya quartz-diorite mass.— *Tokyo Kägy Diagaku Gakuhö, Ser. B*, 1955, N 1.
- Kalb G.* Herrscht Zufall oder Gesetz beim Festwachsen der Kristalle auf ihrer Unterlage?— *Zbl. Mineral.*, 1920, N 5/6.
- Kalb G.* Die Kristalltracht des Kalspates in mineragenetischer Betrachtung.— *Zbl. Mineral. Abt. A*, 1928, N 9.
- Kalb G.* Bemerkungen zu den minerogenetischen Kristalltrachtstypen des Kalspates.— *Zbl. Mineral., Abt. A*, 1929, N 4.
- King A. G.* Pyrite-uraninite polycrystal.— *Amer. Mineralogist*, 1957, 42, M 9/10.
- Kirov G. N., Ivanov I.* Crystal morphology of fayalite from copper converter slags.— *Kristall und Technik*, 1968, 3, № 4.
- Kittl E.* Experimentelle Untersuchungen über die Kristallisationsgeschwindigkeit und Kristallisationsvermögen von Silikaten.— *Z. anogr. Chem.*, 1912, 77.
- Koenigsberger J.* Differentiation in Mineral-lagerstätten am Beispiel der zentralalpinen Vorkommen dargelegt.— *Zbl. Mineral., Abst. A*, 1925, N 5.
- Koenigsberger J.* Die zentralalpinen Mineral-lagerstätten In: *P. Niggli, J. Koenigsberger, R. L. Parker.* Die Mineralien der Schweizeralpen, Bd. II. Basel, Verl. Wepf., 1940.
- Korn D.* Zur Lagebestimmung opaker Erze und Metalle in Mikroskop.— *Neues Jahrb. Mineral.*, 1933, Beil.-Bd. 67, Abt. A.
- Kostov Ivan.* Mineralogy. Edinburgh — London. Oliver and Boyd, 1968.
- Kovalenko E. N., Gutler J. B.* Origin of calcite decomposition nuclei.— In: «Materials science research», v. 3, N. Y., 1966.
- Krause H.* Chrom-Chlorit vom Kopdağ, Türkei.— *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1964, 102, H. 1.
- Kutina J.* Selective Verdrängung der inneren Teile der Arkenkristalle... aus Horni Mala Upa (Ober-Klein-Upa), Riesengebirge.— *Neues Jahrb. Mineral Abhandl.*, 1955, 86, H 1.
- Laemmlein G.* Korrosion und Regeneration der Porphy-Quarze.— *Z. Kristallogr.*, 1930, 75, H. 1—2.
- Larsen E. S., Waring C. L., Berman J.* Zoned zircon from Oklahoma.— *Amer. Mineralogist*, 1953, 38, N 11/12.
- Laudise R. A., Nielssen J. W.* Hydrothermal crystal growth.— *Solid State Phys.*, 12, 1961.
- Lawrence L. J.* A cassiterite pseudomorph after quartz from Torrington, New South Wales.— *Amer. Mineralogist*, 1960, 45, N 5/6.
- Leelanandam C.* Zoned plagioclase from the charnokites.— *Mineral. Mag.*, 1968, 36, N 282.
- Lehmann O.* Molekularphysik, Bd. 1. Leipzig, 1888.
- Lehmann O.* Die neue Welt der flüssigen Kristalle und deren Bedeutung für Physik, Chemie, Technik und Biologie. Leipzig, 1911.
- Lehnert K.* Fluorit mit orientierter Farbverteilung.— *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1958, H. 7/8.
- Linthout K., Westra L.* Compositional zoning in almandine-rich garnets.— *Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet.*, 1968, 71, N 4.
- Lovering T. S.* Direction of movement of jasperoidizing solution.— *Bull. Geol. Surv. America*, 1966, 1222-F.
- Lyall K. D.* The origin of mechanical twinning in galena.— *Amer. Mineralogist*, 1966, 51, N 1/2.

- Lyall K. D., Paterson M. S.* Plastic deformation of galena (lead sulphide).— *Acta metallurg.*, 1966, 14, N 3.
- MacgDougall I. F., Meikle B. K., Guy-Bray I. V., Sauls A. V., Gill I. E.* Experimental investigation of solid diffusion and volatilization of certain metallic sulfides.— *Econ. Geol.*, 1951, 56, N 2.
- Martin R.* The hydrothermal synthesis of low albites.— *Contribs Mineral and Petrol.*, 1969, 23, N 4.
- Mason B., Fredriksson K., Henderson E., Jarosewich E., Melson W., Towe K., White J.* Mineralogy and petrography of lunar samples.— *Science*, 1970, 167, N 3948.
- Maucher W.* Über die Lottreue der Erscheinungen in den Mineralsitzen.— *Z. Kristallogr.*, 1924, 59, H. 4/5.
- Means W. D., Paterson, M. S.* Experiments on preferred orientation of platy minerals.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, 47, N 1.
- Mehnert K. R.* Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III.— *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1962, Beil.- Bd. 98, H. 2.
- Metz R.* Now large do crystals grow? — *Aufschluss*, 1964, 15, N 12.
- McDowell S. D.* Petrogenesis of the Little Chief stock, Panamint range, California.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1967, 48, N 1.
- Mügge O.* Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Kristallen.— *Neues Jahrb. Mineral.*, 1989, 1.
- Mügge O.* Die regelmässigen Verwachungen von Mineralen verschiedener Art.— *Neues Jahrb. Mineral.*, 1903, Beil.- Bd. 16.
- Müller G.* Vorkommen und Entstehung von «Satz-Schirmen» im TuzGölü (Salzee), Türkei.— *Contribs Mineral. and Petrol.* 1969, 20.
- Neuerburg G. J.* Origin of porphyroblasts.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1957, 68, N 5.
- Neuhaas A.* Orientierte Substanzabscheidung (Epitaxie).— *Fortschr. Mineral.*, 1952, 29—30, H 2.
- Newhouse W. H.* Direction of solution flow and the formation of minerals.— *Science*, new ser., 1938, 88.
- Newhouse W. H.* The direction of flow of mineralizing solutions.— *Econ. Geol.*, 1941, 36, N 6.
- Newman A. C. D., Brown G.* Delayed exchange of potassium from some edges of mica flakes.— *Nature*, 223, N 5202.
- Němec D.* Jednosměrný polární růst krystalů turmalínu.— *Spisy vjd přírodověd fak. Masarykovy univ.*, Rada F. 3, 1954, číslo 359.
- Němec D.* Die Brechungsindizes zonarer Turmaline von Dobra Voda in Westmähren.— *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, 1955, H. 2.
- Němec D.* Statistisch-morphologische Untersuchung der Quarzkristalle von Verniřovice in Nordmähren.— *Spisy vjd. přírodověd fak. Masarykovy univ.*, Rada F 5, 1956, číslo 376.
- Niggli P.* Grundlagen der Streochemie. Basel, Verl. Birkhäuser, 1945.
- Niggli P.* Gesteine und Minerallagerstätten Bd. 1. Basel, Verl. Birkhäuser, 1948.
- Odette J.* Jadeite: shock-induced formation from oligoclase, Ries Crater, Germany.— *Science*, 1969, 165, N 3897.
- Osborne F. F., Adams F. D.* Deformation of galena and pyrrhotite.— *Econ. Geol.*, 1931, 26, N 8.
- Patel A. R., Koshy J.* Low-angle grain boundaries in natural barite single crystals.— *J. Phys.*, 1968, 1, N 5.
- Pelikan H.* Über der Schichtenbau der Kristalle.— *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 1896, 16.
- Petránek J., Poucha Z.* Pokus o datování vývoje jeskyně Domice na základě studia tmavých zon v krápnících a sintru.— *Sborn. Ústřed. ústavu geol. věnov. k šedesátinám Prof. Dr. Ralima Kettnera*. Sv. 18, 1951.
- Petreus I., Kasper H. U.* Surface structures of sphalerite crystals from Rodna Veche ore deposit (Rumania).— *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.* 1970, H. 3.
- Popoff.* Sphärolithenbau und Strahlungskristallization.— *Latv. farm. zurn.*, Riga, 1934.
- Poty B.* La croissance du quartz lamellaire sur l'exemple des cristaux de la Gardette (Isere, France).— *Papers and Proc. 5th Gen. Meet. Internat. Mineral. Assoc. Cambridge*, London, 1968.
- Poty B.* La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc.— *Sci. terre, Mémoire*, N 17, Nancy, 1969.
- Powell D.* On the preferred crystallographic orientation of garnet in some metamorphic rocks.— *Mineral. Mag.*, 1966, 35, N 276.
- Powell D., Treagus J. E.* On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts.— *Mineral. Mag.*, 1967, 36, N 279.
- Powell D., Treagus J. E.* Rotation fabrics in metamorphic minerals.— *Mineral. Mag.*, 1970, 37, M 291.
- Raase P.* Über Zonarbau und Korrosionsercheinungen in Plagioklasen.— *Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1969, N 5.
- Ramachandran G. H.* The luminescence of diamond excited by X-radiation.— *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1946, 24, sect. A, N 1.
- Ramdohr P.* Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze der Rammels-

- berges.— Neues Jahrb. Mineral., 1928, Beil.- Bd. 57, Abt. A.
- Ramdohr P.* Radiaktive Höfe in Quarz. Yttrfluorid und Zinnstein und neue Feststellungen über das atomare Bremsvermögen der Elemente.— Neues Jahrb. Mineral. 1933, Beil.— Bd. 67, Abt. A.
- Ramdohr P.* Neue Beobachtungen an radioaktiven Höfen in verschiedenen Mineralien mit kritischen Bemerkungen zur Auswertung der Höfe zur Altersbestimmung. Geol. Rundschau, 1960₁, 49/1.
- Ramdohr P.* Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, Akademie-Verlag, 1960₂.
- Ramdohr P., Schildowski M.* Ein radioaktiver Höfe in Chromit.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., 1965, H. 8.
- Ramsay J. G.* The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds.— J. Geol., 1962, 70.
- Rast N.* Nucleation and growth of metamorphic minerals.— In: «Controls of Metamorphism».— Edinburgh — London, 1965.
- Ray I. C.* Synthetic sulphide replacement of ore minerals.— Econ. Geol., 1930, 25, N 6.
- Rendall G. R.* Geometric patterns of fluorescence of diamond.— Proc. Indian Acad. Sci., 1946, 24, sect. A, N 1.
- Rice C. M.* Dictionary of geological terms. Michigan, Edwards, 1948.
- Rieder M.* Replacement and cockarde textures.— Econ. Geol., 1969, 64, H. 5.
- Ringwood A. E., Lowring J. F.* Significance of pyroxenelimonite intergrowths among kimberlite xenoliths.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1970, 7, N 4.
- Roedder E.* Varelilike banding of possible annual origin in celestite crystals from Clay Center, Ohio and in other minerals.— Amer. Mineralogist, 1969, 54, N 5/6.
- Roedder E., Dwornik E. J.* Sphalerite colour banding: back of correlation with iron content, Pine Point, Northwest territories, Canada.— Amer. Mineralogist, 1968, 53, N 9/10.
- Roedder E., Weiblen P. W.* Silicate liquid immiscibility found in lunar rocks.— Geotimes, 1970, 15, N 3.
- Roth J.* Allgemeine und chemische Geologie, Bd. I.—III. Berlin, Verl. Hertz., 1879—1891.
- Rothrock F. P.* On the force of crystallization of calcite.— J. Geol., 1925, 33, N 1.
- Roy A. K.* Heulandite crystals from Poona Area.— Quart. J. Geol., Mining and Metallurg., Soc. Indian, 1968, 40, N 2.
- Royer L.* Recherches experimentales sur l'epitaxie ou orientation mutuelle de cristaux d'especes differentes.— Bull. Soc. franç. mineral., 1928, 51, N 1/2.
- Rybach L., Laves F.* Sodium diffusion experiments in quartz crystals.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31, N 4.
- Sadebek A.* Über die Kristallisation des Bleiglanzes.— Z. geol. Ges., 1874, 26, N 4.
- Safranovskij I. I., Griforiev D. P.* Abraham Gottlob Werner in der Geschichte der russischen Mineralogie und Geologie.— Abraham Gottlob Werner. Gedenkschrift aus Anlass der Wiederkehr seines Todestages nach 150 Jahren am 30 Juni 1967.— Freiburger. Forschungsh., Mineralogie — Lagerstättenlere, 1967, C. 223.
- Saha A. K., Roy A. K.* Sectoral growth and biaxiality in some apophyllite crystals from the Deccan Traps.— Bull. Geol. Soc. Indian, 1969, 6, N. 1.
- Schachner-Korn D.* Ein metamorphes Erzgefüge.— Heidelberger Beitr. Mineral. und Petrogr., 1948, 1, H. 4.
- Schachner-Korn D.* Ein Wachstums und ein Rekristallisationsgefüge von Bleiglanz aus einer rheinischen Lagerstätte.— Tschermarks. mineral. und petrogr. Mitt., Folge 3, 1945, IV, H. 1—4.
- Schildowski M.* Studies of zircons from quartzite xenoliths in the Southern Bushveld norite and their significance for some aspects of the Bushveld petrogenesis.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl. 1963₁, 100, H. 2.
- Schildowski M.* Recrystallization of zircon as an indication of contact metamorphism.— Nature, 1963₂, 197, N 4862.
- Schildowski M.* Some observation on radioactive blasting haloessand radioactive corrosion phenomena in conglomerates from the Orange Free state gold-field.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1966, 69.
- Schorer G.* Sanduhrbau und Optik von Titanagiten alkalibasaltischer Gesteine des Vogelsberges.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., 1970, N 7.
- Schouten C.* Structures and textures of syntetic replacements in «open space».— Econ. Geol., 1934, 29, N 7.
- Schouten C.* Some notes on micro-pseudomorphism.— Econ. Geol., 1946, 41, N 4.
- Schuiling R. D., Wensink H.* Porphyroblastic and poikiloblastic textures.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., 1962, Abt., A, H. 11—12.
- Schwartz G. M.* Intergrowths of bornite and chalcopyrite.— Econ. Geol., 1931, 26, N 2.
- Schwiete H. E., Hechler R. W.* Solid state reactions of silicate systems.— Proc. 8-th Conf. Silic. Ind. Siliconf., Budapest, 1966.
- Seager A. F.* The surface structure of crystals.— Mineral. Mag., 1953, 30, N 220.
- Seager A. F., Davidson W. F.* Changes in habit during the growth of baryte crystals from the north of England.— Mineral. Mag., 1952, 29, N 217.

- Seifert K. E.* The genesis of plagioclase twinning in the Nonewaig granite.— Amer. Mineralogist, 1964, 49, N 3/4.
- Seng H.* Für das Riecke'sche Prinzip.— Neues Jahrb. Mineral. 1937, Abt. A, Beil.-Bd. 73, H 2.
- Smith F. G.* A method for determining the direction of flow of hydrothermal solution.— Econ. Geol., 1950, 45, N 1.
- Smith F. G.* Direction of flow of late stage solutions on the Lamaque N 6 Vein.— Econ. Geol., 1954, 49, N 5.
- ✓ *Smith A. L., Carmichael J. S. E.* Quaternary trachybasalts from Southeastern California.— Amer. Mineralogist, 1969, 54, N 5/6.
- Spencer L. J.* Curvature in crystals.— Mineral. Mag., 1922, 19, N 95.
- Spry A.* The origin and significance of snowball structure in garnet.— J. Petrol., 1963, 4.
- Stanton R. L.* Experimental modification of naturally deformed galena crystals and their grain boundaries.— Mineral. Mag., 1970, 37, N 291.
- Stoiber R. E.* Movement of mineralizing solutions in the Picher Fields, Oklahoma—Kansas.— Econ. Geol., 1946, 41, N 8.
- Strong D. F.* Formation of the hour-glass structure in augite.— Mineral. Mag., 1969, 37, N 288.
- Strunz H.* Die Uranfunde in Bayern von 1804 bis 1962. (Einschliesslich der radiometrischen Messergebnisse).— Naturwiss. Verein Regensburg, 1962.
- Sturt B. A.* Wrench fault deformation and annealing recrystallization during almandine amphibolite facies.— J. Geol., 1969, 77.
- Sunagawa I.* Variation of crystal habit of calcite with special reference to the relation between crystal habit and crystallization stage.— Rept. Geol. Surv. Japan, 1953, N 155.
- Sunagawa I.* Variation in crystal habit of pyrite.— Rept. Geol. Surv. Japan, 1957, N 175.
- Sunagawa I.* Step height of spirals on natural hematite crystals.— Amer. Mineralogist, 1961, 46, N 11/12.
- Sunagawa I.* Mechanism of growth of hematite.— Amer. Mineralogist, 1962, 47, N 9/10.
- Sunagawa I.* Mechanism of natural etching of hematite crystals.— Amer. Mineralogist, 1962, 47, N 11/12.
- Sunagawa I.* Effect of impurities upon growth patterns.— In: «Adsorption et croissance cristalline», Nancy, 1965.
- Sunagawa I.* Preferential crystal growth along tilt and twist boundaries in hematite.— Mineral. Mag., 1968, 36, 281.
- Taber S.* The growth of crystals under external pressure.— Amer. J. Sci., 1916, 12, N 246.
- Tammann G.* Die Aggregatzustände. Leipzig, 1924.
- Tammann G., Dreyer K. L.* Die Rekristallisation leicht schmelzender Stoffe und die des Eisens.— Z. anorg. und allgem. Chem., 1929, 182, H 3.
- Tarney J.* Epitaxial relations between coexisting pyroxenes.— Mineral. Mag., 1969, 37, N 285.
- Tennyson Ch.* Columbitkristalle von Hagen-dorf, Bayern.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., 1958, N 6.
- Tertsch H.* Trachten der Kristalle. Berlin, 1926.
- Tolansky S., Wilcock W. L.* Interference studies of diamond faces. A crossed fringe technique.— Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 1947, 191.
- Tomkiewicj S. I.* Zoned olivines and their petrogenetic significance.— Mineral. Mag., 1939, 25.
- Tullis J.* Quartz: preferred orientation in rock produced Dauphine twinning.— Science, 1970, 168, N 3937.
- Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous and metamorphic petrology. N. Y.— Toronto—London, McGraw-Hill, 1960. Русс. пер. «Петрология изверженных и метаморфических пород». М., ИЛ, 1961.
- Vance J. A.* Polysynthetic twinning in plagioclase.— Amer. Mineralogist, 1966, 46, N 9/10.
- Vance J. A.* Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning.— J. Geol., 1965, 74, N 4.
- Varma C. K.* Evidence of nucleation in diamond growth.— Philos. Mag., 1968, 17, M 147.
- Vaughan D. J.* Zonal variation in bravoite.— Amer. Mineralogist, 1969, 54, N 7/8.
- Veit K.* Kunstliche Schiebungen und Translationen in Mineralien.— Neues. Jahrb. Mineral., 1922, Beil.-Bd. 45.
- Verma A. R.* A phase-contrast microscopic study of the surface structure of blende crystals.— Mineral. Mag., 1956, 31, N 233.
- Vogt J. H. L.* The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of the igneous rocks.— J. Geol., 1921, 29.
- Vultee J.* Die orientierten Verwachsungen der Mineralien.— Fortschr. Mineral., 1952, 29—30, H. 2.
- Wass Suzanne J.* The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxenes.— Mineral. Mag., 1973, 39, N 302.
- Werner A. G.* Von den äusserlichen Kennzeichen der Fossilien. Leipzig. 1774.

- Weyl P. K.* Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory.— *J. Geophys. Res.*, 1959, **64**.
- Wright F. E.* Schistosity by crystallization. A. qualitative proof.— *Amer. J. Sci.*, 1906, **22**, N 129.
- Wyart J., Sabatier G.* Mobilité des ions silicium et aluminium dans les cristaux de feldspath.— *Bull. Soc. franç. minéral., cristallogr.*, 1958, **81**, N 7—9.
- Yagi K.* Pseudoleucite from Tzu Chin Shan, Shansi, North China.— *Japan. J. Geol., Geogr.*, 1954, **24**,
- Yoder H., Eugster H.* Synthetic and natural muscovites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1955, **8**, N 5—6.
- Young Ch., III.* Dislocations in the deformation of olivine.— *Amer. J. Sci.*, 1969, **267**, N 7.
- Zwart H. J.* On the determination of poly metamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees).— *Geol. Rundschau*, 1962, **52**.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	ОТ РЕДАКТОРА	5
	ВВЕДЕНИЕ	7
	I. ЗАРОЖДЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ	19
I.1. Зарождение самопроизвольное на поверхности жидкости и готовых кристаллических затравках	19	
I.1.1. Самопроизвольное зарождение	19	
I.1.2. Зарождение на поверхности жидкости	22	
I.1.3. Зарождение на готовых зародышах	23	
Зарождение на зернах породообразующих минералов	24	
Зарождение на кристаллах ранней генерации	29	
Зарождение на осколках	32	
Зарождение на кристаллах другого минерального вида	34	
I.2. Влияние статических и динамических факторов на появление зародышей в пространстве и времени	37	
I.2.1. Роль дислокаций при зарождении кристаллов	37	
I.2.2. Зарождение при участии организмов	41	
I.2.3. Динамическое взаимодействие зародышей с субстратом	45	
Взаимодействие с поворотом зародышей	45	
Полярное взаимодействие кристаллов	46	
I.2.4. Появление зародышей во времени	47	
I.2.5. Зарождение и генерации минералов	51	
I.2.6. Непрерывное появление зародышей	56	
I.2.7. Распределение зародышей в минеральном месторождении	57	
Число зародышей	57	
Оседание зародышей-кристаллов	59	
Осыпание зародышей-осколков	60	
Приуроченность зарождения к определенным вмещающим породам	61	
	II. РОСТ МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДОВ	64
II.1. Анатомия индивида как источник генетической информации . . .	64	
II.1.1. Способы отложения вещества на растущем кристалле . .	64	
Рост плоскими слоями	65	
Рост спиральными слоями	68	
II.1.2. Анатомия кристалла как отражение явлений его роста . . .	70	
Зональный рост	72	
Секториальный рост	85	
Мозаичный рост	100	
II.1.3. Идиоморфный (кристалломорфный) и грануломорфный рост	118	
II.1.4. Эволюция состава и формы кристаллов в процессе роста	120	
Зависимость формы кристаллов от состава питающей среды . . .	120	
Эволюция химического состава кристалла	122	
Эволюция формы	129	
II.2. Генетическая информация, записываемая на индивиде при его росте	137	
II.2.1. Скорость роста	137	
Абсолютная скорость роста . . .	139	
Относительная скорость роста	144	
Скорость роста и диаграммы последовательности кристаллизации минералов	157	
II.2.2. Некоторые факторы, обуславливающие неравномерный рост индивидов	159	
Влияние силы тяжести	159	
Влияние направленного поступления вещества	165	
Индущирующее влияние кристал-		

лических структур: синтаксия и эпитаксия	171	II.2.6. Рост метакристаллов	208
Скелет, дендрит и пойкилит	177	Метакристаллы, выросшие при помощи окружающих их тонких пленок питающего раствора	208
II.2.3. Захват и отталкивание сторонних частиц растущим кристаллом	186	Метакристаллы, выросшие путем диффузии ионов и атомов через кристаллические структуры	213
II.2.4. Газово-жидкие включения в минералах, изолируемые при росте	195	Диффузионные замещения в кристаллических структурах минералов, происходящие без участия растворов	216
II.2.5. Рост двойников	199	II.2.7. Рост, синхронный с деформацией	219
Физическая природа двойниковой границы	199	Ориентированный рост метакристаллов и порфиробластов	219
Двойниковый рост минералов	199	Вращение во время роста	220
Критерии отличия двойников роста и механических двойников	202	Деформация растущего индивида около препятствия	224
III. ИЗМЕНЕНИЕ И УНИЧТОЖЕНИЕ ИНДИВИДОВ		225	
III.1. Механические деформации — пластические, хрупкие и комбинированные	225	Реакции образования псевдоморфоз	261
III.1.1. Пластические деформации	226	Генетическая классификация псевдоморфоз	266
Скольжение	226	Некоторые примеры образования псевдоморфоз	266
Двойникование	236	III.2.2. Замещение с переотложением вещества	274
Блокование	241	III.2.3. Массоперенос и пути проникновения вещества к фронту изменения	277
III.1.2. Хрупкие деформации	247	III.2.4. Радиогенные изменения и радиогенные ореолы в минералах	285
Разрыв	247	Образование окрашенных ореолов под влиянием α -излучения	286
Скальвание	252	Образование окрашенных ореолов под влиянием β -излучения	298
III.1.3. Совместное проявление различных деформаций	253	Метаморфизм радиогенных ореолов и треков	301
III.1.4. Зависимость деформации от различных факторов	255	III.2.5. Перекристаллизация индивидов	303
III.2 Типы физико-химического изменения индивидов	258	Рекристаллизация	304
III.2.1. Топохимическое изменение индивидов и генезис псевдоморфоз	258	Перекристаллизация	306
Физико-химические механизмы изменения как основа для генетической классификации псевдоморфоз	260		
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		314	
ЛИТЕРАТУРА		316	

Дмитрий Павлович Григорьев
Аркадий Григорьевич Жабин

ОНТОГЕНИЯ МИНЕРАЛОВ
ИНДИВИДЫ

Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор **К. М. Феодотьев**
Редактор издательства **Т. Б. Гришина**
Художник **Б. И. Астафьев**
Художественный редактор **С. А. Литвак**
Технический редактор **Л. В. Каскова**

Сдано в набор 11/VII—1974 г.
Подписано к печати 26/XII—1974 г.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага для глубокой печати №1.
Усл. печ. л. 27,41. Уч.-изд. л. 27,7
Тираж 1600. Т-18228. Тип. зак. 942.
Цена 2 р. 23 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



ВЫХОДЯТ КНИГИ ПО ГЕОЛОГИИ:

И. Б. Недумов. «МАГМАТИЗМ И ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ»

(исследования геологических систем различных порядков)

20 л., 2 р. 30 к.

Формирование пегматитов рассматривается в связи с общими процессами развития системы магматизм — геологическая среда на ее последовательных уровнях: от региональных до уровней отдельных пегматитовых жил. Сопоставление и систематизация большого фактического материала по ряду регионов (советских и зарубежных) на стыке различных геологических дисциплин дает возможность по-новому и с различных, но взаимосвязанных позиций подойти к решению не только пегматитовой проблемы, но и ряда общих вопросов геологического развития и формирования месторождений.

В теоретическом обосновании эмпирических закономерностей наибольшее внимание уделено вопросам структурности молекулярных полей расплавов, их физическим состояниям в различных условиях, внешним и внутренним факторам дифференциации, химическим и изоморфным связям элементов, определяющим концентрацию или рассеивание редких и рудных элементов. Особый интерес представляют общие выводы об энергетических источниках геологических процессов.

«ПОЛЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ»

(геохимическая специализация и закономерности размещения)

30 л., 3 р. 30 к.

Монография представляет систематическое обобщение оригинальных исследований, проведенных большим коллективом авторов, и литературных данных по важнейшим редкометальным полям гранитных пегматитов мира. В ней рассмотрены геологические закономерности размещения пегматитовых поясов, полей месторождений, жильных серий и отдель-

ных тел; показан характер их связи с гранитами и пространственно-генетическая зональность; выявлены геохимические ассоциации редких элементов и пределы их концентраций в рудах месторождений различных геохимических типов. Произведена оценка их перспектив на весь комплекс полезных ископаемых, включая редкие элементы и нерудное сырье.